INTRODUÇÃO ÀS CIÊNCIAS DO MAR



Jorge P. Castello
Luiz C. Krug
Organizadores

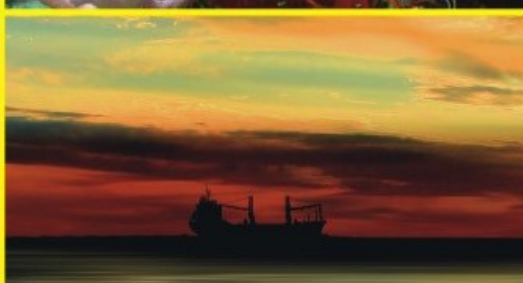
EDITORA TEXTOS











INTRODUÇÃO ÀS CIÊNCIAS DO MAR

1ª Reimpressão

PPG-Mar PSRM SECIRM FURG Ministério da Educação BRASIL GOVERNO FEDERAL



Foto: Projeto Amazônia Azul

Jorge P. Castello e Luiz C. Krug
Organizadores

INTRODUÇÃO ÀS CIÊNCIAS DO MAR

Colaboradores

Carla Rosana de Castro Aseff
Danilo Calazans
Débora Copstein Cuchiara
Elisa Helena Leão Fernandes
Frederico Pereira Brandini
Gilberto Henrique Griep
Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Jair Weschenfelder
Jean Louis Valentin
José Angel Alvarez Perez
José Henrique Muelbert
Joseph Harari
Lauro Julio Calliari
Lúcio Franco de Sá Fernandes
Luis Felipe Hax Niencheski
Marcus Polette
Milton Lafourcade Asmus
Moysés Gonzalez Tessler
Osmar Olinto Möller Jr.
Paulo Cesar Oliveira Vergne de Abreu
Paulo da Cunha Lana
Regina Rodrigues
Ricardo de Camargo
Ronaldo Oliveira Cavalli
Xavier Castello

Revisor Científico
Danilo Calazans

Ilustrações
Kely Martinato

EDITORA TEXTOS
Pelotas, 2017

© *Copyright* Jorge P. Castello e Luiz C. Krug, 2017

Editora Textos
www.editoratextos.com.br
E-mail: contato@editoratextos.com.br
Fone: (53) 99143-8460
Pelotas, RS

Os dados e a completude das referências bibliográficas dos capítulos são de inteira e única responsabilidade de cada autor.

Conselho Editorial
Marcos Villela Pereira, PUC-RS (Presidente)

Aloysio Pereira da Silva (Faculdade do Povo) • Ana Lucia Eduardo Farah Valente (UNB) • Ana Maria Faccioli Camargo (UNICAMP) • Beatriz Ebling Guimarães (UFPEL) • Cleber Gibbon Ratto (UNILASALLE) • Danilo Calazans (FURG) • Fabiane Villela Marroni (UCPEL) • Fernando Gonzales Placer (Universitat de Barcelona, Espanha) • Humberto Amaral Duarte (ULBRA) • Ígor Villela Marroni • Jeroen Klink (UFABC) • Lucimar Bello Pereira Frange (UFU) • Marcelo Fernandes Capilheira (UFPEL) • Maria Manuela Reis Amorim (Universidade dos Açores, Portugal) • Marina De Caro (UBA, Argentina) • Milton L. Asmus (FURG) • Mónica de La Fare (UNLP, Argentina) • Paulo Roberto Tagliani (FURG) • Rita Ribes Pereira (UERJ).

Projeto Gráfico, Diagramação e Capa: TEXTOS Projetos Editoriais
Fotografias Capa: Projeto Amazônia Azul: a experiência embarcada; Wagner Villela Marroni
Ilustrações: Kely Martinato
Revisão: Claudio Gabiatti e João Reguffe
Revisão Bibliográfica: Clarisse Pilla de Azevedo e Souza (CRB 10/923)
Revisão Científica: Danilo Calazans

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

I619

Introdução às Ciências do Mar / organizadores Jorge Pablo Castello e Luiz Carlos Krug; autores Jorge Pablo Castello ... [et al]. - Pelotas: Ed. Textos, 2017.
602 p.; il.; color; 17,2 x 25 cm.

ISBN: 978-85-68539-00-2

1. Ciências do Mar. 2. Oceanografia. I. Castello, Jorge Pablo. II. Krug, Luiz Carlos.

CDU 551.46

Bibliotecária Responsável:
Clarisse Pilla de Azevedo e Souza
CRB 10/923

Impresso no Brasil / *Printed in Brazil*

Tenho a impressão de ter sido uma criança brincando à beira-mar, divertindo-me em descobrir uma pedrinha mais lisa ou uma concha mais bonita que as outras, enquanto o imenso oceano da verdade continua misterioso diante de meus olhos.

Isaac Newton (1642 - 1727)

Diego não conhecia o mar. O pai, Santiago Kovakloff, levou-o para que descobrisse o mar. Viajaram para o Sul. Ele, o mar, estava do outro lado das dunas altas, esperando. Quando o menino e o pai enfim alcançaram aquelas alturas de areia, depois de muito caminhar, o mar estava na frente de seus olhos. E foi tanta a imensidão do mar, e tanto seu fulgor, que o menino ficou mudo de beleza. E quando finalmente conseguiu falar, tremendo, gaguejando, pediu ao pai: – Pai, me ensina a olhar!

Eduardo Galeano (1940 - 2015)

Por vezes sentimos que aquilo que fazemos não é senão uma gota de água no mar. Mas o mar seria menor se lhe faltasse uma gota.

Madre Teresa de Calcuta (1910 - 1997)



Foto: CIRM/SECIRM

Apresentação

Luiz C. Krug

A Política Nacional para os Recursos do Mar (PNRM) tem por finalidade orientar o desenvolvimento das atividades que visem à efetiva utilização, exploração e aproveitamento dos recursos vivos, minerais e energéticos do Mar Territorial, da Zona Econômica Exclusiva e da Plataforma Continental, de acordo com os interesses nacionais, de forma racional e sustentável, para o desenvolvimento socioeconômico do Brasil, gerando emprego e renda e contribuindo para a inserção social. A Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), criada pelo Decreto N° 74.557, de 12.09.1974, coordena a execução da PNRM.

O Plano Setorial para os Recursos do Mar (PSRM), com vigência plurianual, constitui um dos desdobramentos da PNRM, tendo por objetivos conhecer e avaliar as potencialidades do mar, bem como monitorar os recursos vivos e não-vivos e os fenômenos oceanográficos e climatológicos das áreas marinhas sob jurisdição e de interesse nacional, visando à gestão, ao uso sustentável desses recursos e à distribuição justa e equitativa dos benefícios derivados dessa utilização. O PSRM é desenvolvido pela CIRM, por meio da Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (SECIRM).

O VI PSRM, que vigorou entre 2004 e 2007 (Decreto N° 5.382, de 03.03.2005), preconizava que as instituições de ensino, os programas de pós-graduação e os grupos de pesquisa que estudavam o mar no Brasil estavam aquém das necessidades nacionais para promover o conhecimento integrado da Zona Econômica Exclusiva e da Plataforma Continental Jurídica Brasileira. Assim, para coordenar as ações voltadas ao fortalecimento da formação de recursos humanos para o estudo do mar, foi instituído, em 15.09.2005 (Resolução N° 03/CIRM), o Comitê Executivo para a Formação de Recursos Humanos em Ciências do Mar (PPG-Mar).



Composto por representantes do setor acadêmico e de ministérios e órgãos governamentais relacionados ao tema, o PPG-Mar desenvolveu, entre 2007 e 2011, o conjunto de ações estabelecidas em seu Plano Nacional de Trabalho (PNT 2007-2011), definido na Oficina de Trabalho realizada entre 23 e 27 de outubro de 2006 em Florianópolis, Santa Catarina (Chaves et al., 2007). Além de traçar os rumos do PPG-Mar, os debates ocorridos na ocasião possibilitaram a elaboração de uma definição para a expressão Ciências do Mar que, desde então, passou a ser entendida como "a área do saber que se dedica à produção e disseminação de conhecimentos sobre os componentes, processos e recursos do ambiente marinho e zonas de transição". Embora assumida como preliminar, sem intenção de esgotar o debate, tal definição tem permanecido inalterada, reforçando a convicção de que expressa adequadamente o que a comunidade científica entende por Ciências do Mar.

O VIII PSRM ampliou a abrangência da formação de recursos humanos, que adquiriu o *status* de tema transversal, imprescindível para a execução das demais ações contempladas para o quadriênio 2012-2015. Neste contexto, o PNT 2012-2015 do PPG-Mar, aprovado pela Resolução N° 3/2012 da CIRM, incluiu iniciativas: para melhorar a qualificação do corpo docente e a infraestrutura física e de equipamentos das instituições de ensino e de pesquisa; para ampliar o intercâmbio de docentes e discentes; para fortalecer os periódicos de divulgação científica; para atualizar as matrizes curriculares; para ampliar a experiência embarcada; para reduzir a evasão e retenção dos estudantes, e para promover a inserção dos egressos no mercado de trabalho, aí incluída a disseminação da cultura empreendedora e da inovação.

O PNT 2012-2015, além das iniciativas já referidas acima, contemplou também o incentivo à produção de material bibliográfico em português, tanto na forma impressa como digital, para uso dos estudantes de graduação e de pós-graduação da área de Ciências do Mar. O presente livro, *Introdução às Ciências do Mar*, segundo de uma série de títulos a serem produzidos, se insere nesta iniciativa e foi elaborado com a colaboração de docentes de diversas instituições de ensino nacional, apresentando aos estudantes conceitos básicos das Ciências do Mar, tendo como pano de fundo os sistemas ecológicos e os processos dinâmicos que caracterizam o mar brasileiro e suas zonas de influência. A expectativa é de que este texto alcance estudantes de cursos de graduação em Engenharia de Pesca, Oceanografia, Ciências Biológicas, Engenharia de Aquicultura, entre outros, além de programas de pós-graduação da área de Ciências do Mar (Krug et al., 2012), contribuindo para a melhoria da formação de recursos humanos neste domínio do conhecimento.

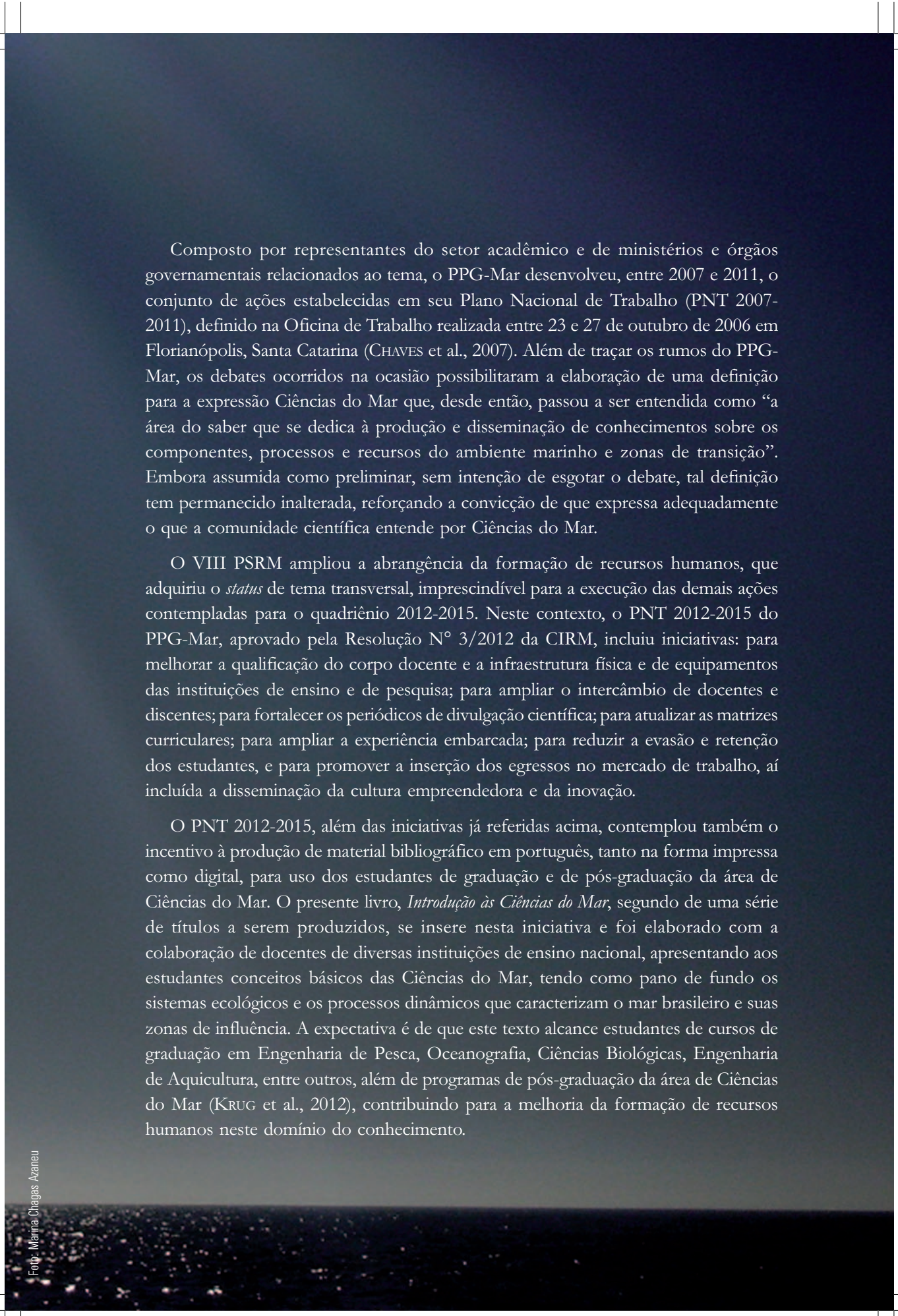


Foto: Marina Chagas Azaneu



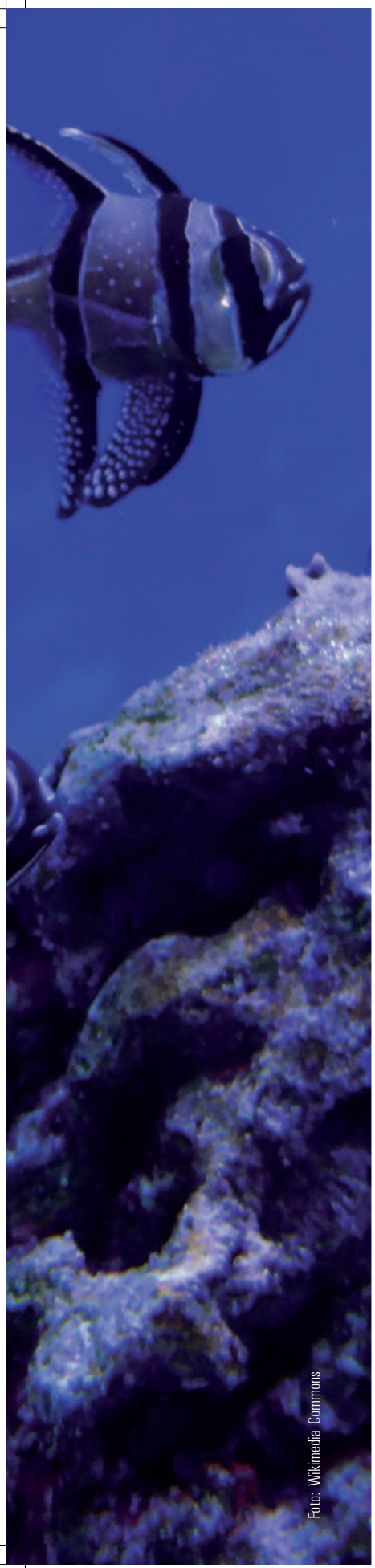


Foto: Wikimedia Commons

Sumário

1 As Ciências do Mar 10
Jorge P. Castello e Luiz C. Krug

2 Formação e Evolução dos Oceanos 26
Moysés Gonzalez Tessler

3 Fisiografia do Fundo Oceânico 44
Iran Carlos Stalliviere Corrêa e Jair Weschenfelder

4 Sedimentação Marinha 74
Lauro Julio Calliari

5 Propriedades Físicas da Água do Mar 112
Osmar Olinto Möller Jr. e Carla Rosana de Castro Aseff

6 Propriedades Químicas da Água do Mar 140
Luis Felipe Hax Niencheski

7 Circulação Atmosférica e Oceânica 172
Regina Rodrigues

8 Ondas 196
Elisa Helena Leão Fernandes, Osmar Olinto Möller Jr. e Débora Copstein Cuchiara

9 Marés 226
Ricardo de Camargo e Joseph Harari

10 A Vida Marinha 256
Paulo da Cunha Lana

11 Produção Primária nos Oceanos 280
Frederico Pereira Brandini

12 Ambientes Marinhos 314
Jean LouisValentin e José Henrique Muelbert

13 Recursos Marinhos Vivos 382
José Angel Alvarez Perez, Jorge P. Castello e Paulo Cesar Oliveira Vergne de Abreu

14 Maricultura 408
Ronaldo Oliveira Cavalli

15 Recursos Marinhos Não-Vivos 446
Lauro Julio Calliari e Xavier Castello

16 Meio Ambiente Marinho e Impactos Antrópicos 500
Marcus Polette e Milton L. Asmus

17 O Espaço Marítimo Brasileiro 522
Lúcio Franco de Sá Fernandes

18 Instrumentação Oceanográfica 540
Danilo Calazans e Gilberto Henrique Griep

Referências 594

Agradecimentos 601



CAPÍTULO 1

As Ciências do Mar

Jorge P. Castello e Luiz C. Krug

Este livro apresenta uma introdução às Ciências do Mar, levando ao leitor uma síntese do conhecimento básico sobre os oceanos* e processos dinâmicos que abrangem ramos das ciências naturais (Física, Química, Geologia e Biologia).

1 A Importância do Mar

Nas últimas décadas, o oceano passou a receber maior atenção, à medida que a sociedade foi adquirindo uma consciência mais profunda sobre a importância desse ambiente para a humanidade. O comércio e as comunicações internacionais, a obtenção de proteínas marinhas (extraídas e cultivadas), a biodiversidade, as fontes de energia, a exploração de combustíveis e minerais, a modulação do clima, entre outros, são temas da maior importância, não apenas para os países com litoral marinho, mas para todo o planeta.

---

* O oceano é um só cobrindo aproximadamente 70% da superficie da Terra. No entanto, por razões práticas e de conveniência, neste livro é mantida a forma plural reconhecendo a presença de limites continentais e linhas geográficas como o Equador.



Foto: Projeto Amazônia Azul

As Ciências do Mar são, por excelência, um exemplo de ciências multidisciplinares e interdisciplinares. A natureza dinâmica dos oceanos e o significado que têm para o hábitat terrestre, através da transferência de calor, absorção do CO_2 e regulação do clima, conferem aos mesmos relevante papel para a manutenção da saúde do planeta.

O conhecimento do ambiente marinho ainda é limitado, já que, diferentemente dos ambientes continentais emersos, que têm os seus componentes visíveis, o mar mostra apenas as suas interfaces água-costa e água-atmosfera, compreendendo uma superfície aparentemente monótona. No entanto, é abaixo da superfície que ocorrem processos complexos, que condicionam em grande parte a vida nos oceanos e no planeta.

Para o adequado entendimento dos processos oceanográficos, são necessárias informações sobre variáveis físicas, químicas e geológicas, tais como temperatura, salinidade, luz, gases e nutrientes dissolvidos, partículas orgânicas e inorgânicas em suspensão, entre outras, obtidas com o auxílio de uma vasta gama de instrumentos e técnicas (Calazans, 2011).

Os estudos sobre os oceanos têm revelado a enorme diversidade e complexidade dos seres vivos que habitam as águas marinhas. Alguns desses seres, em especial aqueles que habitam camadas de águas mais próximas da superfície, são recursos pesqueiros, que constituem uma importante fonte de proteína marinha. Parte considerável desses recursos, no entanto, encontra-se ameaçada em razão da sobreexplotação.

O homem não é alheio ao mar, de forma que as suas motivações sociais e econômicas devem ser consideradas como mais um elemento/ator do ecossistema

marinho, notadamente porque a sua capacidade de impactar e alterar os ambientes e mesmo esgotar os recursos não pode ser ignorada. Assim, aspectos sociais, econômicos e jurídicos das populações humanas, particularmente daquelas que habitam os litorais marinhos e estuarinos, mas também de todas aquelas que usam e se apropriam dos recursos e serviços naturais do ecossistema marinho, devem ser levados em consideração para entender melhor o funcionamento e a sustentabilidade do sistema (Tab. 1.1).

Tabela 1.1 Relação de usos e apropriações de bens e serviços oferecidos pelos oceanos.

MODERAÇÃO DO CLIMA
OBTENÇÃO DE ENERGIA
EXPLORAÇÃO MINERAL
PESCA
MARICULTURA
BIOTECNOLOGIA
NAVEGAÇÃO
RECREAÇÃO
LANÇAMENTO DE DEJETOS
DEFESA

2 As Ciências do Mar como Área de Conhecimento

O uso da expressão Ciências do Mar ainda é recente e tomou impulso a partir de 2005, com a criação do Comitê Executivo para a Formação de Recursos Humanos em Ciências do Mar (PPG-Mar), na expectativa de reunir em um mesmo domínio todas as áreas relacionadas com a produção e disseminação de conhecimentos sobre os componentes, processos e recursos do ambiente marinho e zonas de transição.

A Oceanografia é a mais antiga e tradicional entre as áreas que se inserem na concepção de Ciências do Mar, compreendendo quatro ramos temáticos, que tratam de forma inter-relacionada da Biologia, da Química, da Geologia e da Física do ambiente marinho e das zonas de transição (Fig. 1.1).

A Oceanografia Biológica, também chamada de Biologia Marinha, ocupa-se do estudo dos micróbios, das plantas e dos animais que habitam os oceanos e as zonas de transição, assim como da diversidade, da estrutura e da dinâmica das comunidades e suas interações ecológicas com esses ambientes.

A Oceanografia Química, também conhecida como Química Marinha, compreende o estudo das propriedades químicas da água de mar e zonas de transição e suas interações com a atmosfera, o assoalho marinho e os seres vivos.

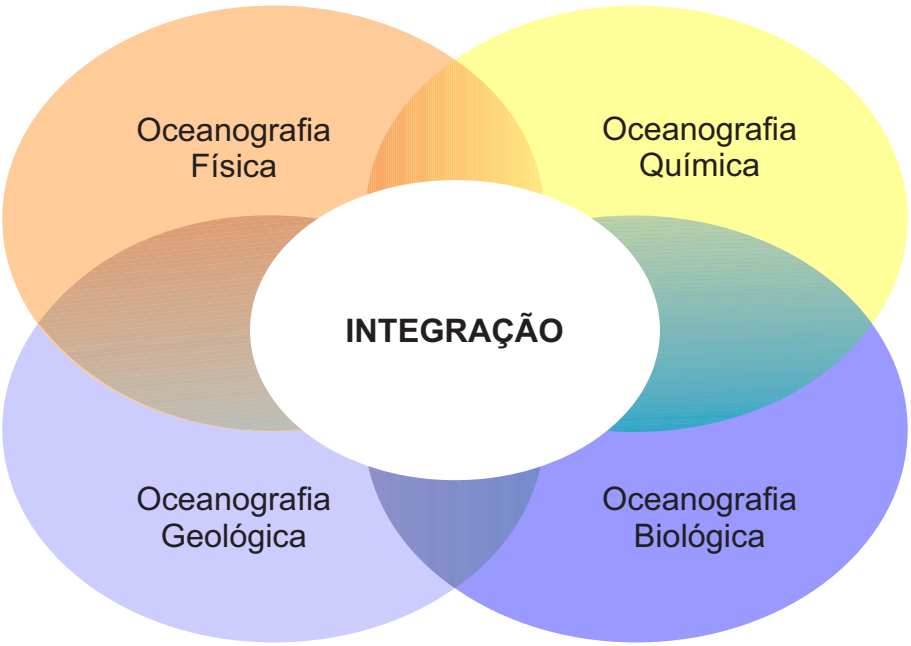


Figura 1.1 Os quatro ramos da Oceanografia e sua integração.

A Oceanografia Física, por sua vez, estuda os atributos físicos dos oceanos e das zonas de transição, incluindo a estrutura termo-halina dos mares, os processos de mistura, a geração e propagação das ondas, as marés e correntes e a penetração e transmissão da luz e do som.

Por fim, a Oceanografia Geológica estuda a geologia, a origem e a evolução das bacias oceânicas, a tectônica de placas, o transporte dos sedimentos e a formação e evolução das costas.

A inter-relação dos ramos da Oceanografia[1] ocorre, fundamentalmente, através de processos bioquímicos, biogeoquímicos, geoquímicos, biofísicos e geofísicos. É preciso ter presente, no entanto, que, para entender o que se passa nos oceanos e nas zonas de transição, é indispensável integrar os conhecimentos dos diferentes ramos da Oceanografia, tanto em escala espacial como temporal, uma vez que os processos oceanográficos nunca são compartimentados.

[1] **OCEANOGRAFIA OU OCEANOLOGIA?** Etimologicamente, Oceanografia é a descrição do oceano, palavra que, nas suas origens, está vinculada com a geografia dos mares. Já Oceanologia significa o estudo do oceano (palavra grega *logos*: razão, conhecimento) como uma ciência. Esse termo seria mais apropriado, no entanto a prática acabou estabelecendo a primazia da palavra oceanografia e hoje ambos os termos são considerados sinônimos.

É esse caráter integrado que autoriza que se fale em Ciências do Mar como área de conhecimento, que tem seu objeto (ambiente marinho e zonas de transição) e metodologia de estudo. A Engenharia de Pesca, que surgiu nos anos de 1970, com a criação dos primeiros cursos de graduação da modalidade, e mais recentemente a Engenharia de Aquicultura, são especialidades do domínio das Ciências Agrárias que também se inserem na concepção de Ciências do Mar. No primeiro caso, ocupam-se do desenvolvimento e da aplicação de métodos e técnicas de localização, captura, beneficiamento e conservação de organismos aquáticos; e no segundo, em conjunto com a Engenharia de Pesca, ocupam-se do planejamento de fazendas de cultivo de organismos aquáticos e do desenvolvimento e aplicação de técnicas de engorda e reprodução em cativeiro.

Além da Oceanografia e das Engenharias, outras ciências aplicadas e tecnologias, como a Geofísica Marinha, a Bioquímica Marinha, a Biotecnologia Marinha, a Mineralogia Marinha, a Meteorologia marinha, a Antropologia Submarina e a Tecnologia de Alimentos de origem marinha são abrangidas pelo conceito de Ciências do Mar.

3 Aplicação dos Conhecimentos da Área de Ciências do Mar

Os conhecimentos produzidos sobre os componentes, os processos e os recursos do ambiente marinho e das zonas de transição não encontram aplicação unicamente no domínio das Ciências do Mar, mas também em diferentes ramos das engenharias relacionados à construção de portos, canais, embarcações e plataformas de petróleo, à extração de óleo e gás, às obras de defesa marinha e à geração de energia, tanto eólica como das ondas e das correntes.

O estudo dos oceanos vincula-se com o entendimento das mudanças climáticas globais, do aquecimento do planeta e de suas consequências na bioesfera. A atmosfera e o oceano compartilham uma interface, através da evaporação e precipitação, assim como um fluxo térmico e solar. O vento é o maior propulsor das correntes marinhas e o oceano o principal sumidouro do dióxido de carbono.

4 O Método e o Modelo Científico

Chama-se de método científico o procedimento que norteia a ação do cientista que busca analisar e entender um determinado fenômeno ou processo. Dominar o método científico e seus fundamentos é crucial em qualquer ciência.

Como observador da natureza, o cientista procura explicar um determinado conjunto de observações, que podem envolver diferentes componentes e processos. Esse conjunto de observações leva a identificar e propor um problema. Para buscar uma explicação, o cientista formula uma hipótese acerca do que é observado. No entanto, é necessário que ele submeta essa hipótese a um ou mais testes, visando a sua validação. Normalmente a validação é conferida através de um ou mais experimentos

ou mediante comparações. É importante ressaltar que esses testes têm que ser viáveis e a hipótese deve ser passível de refutação.

Quando os resultados dos experimentos/comparações confirmam a explicação formulada na hipótese, esta terá sido validada. No entanto, a hipótese terá sido comprovada para a situação específica formulada. Novos testes serão necessários para provar a validade da hipótese em novas situações e sob diferentes condições. Com frequência acontece que as observações não confirmam a validade da hipótese e, portanto, uma reformulação será necessária até determinar, ou não, quais são as condições em que ela é válida. A Figura 1.2 apresenta um diagrama que sintetiza o método científico.

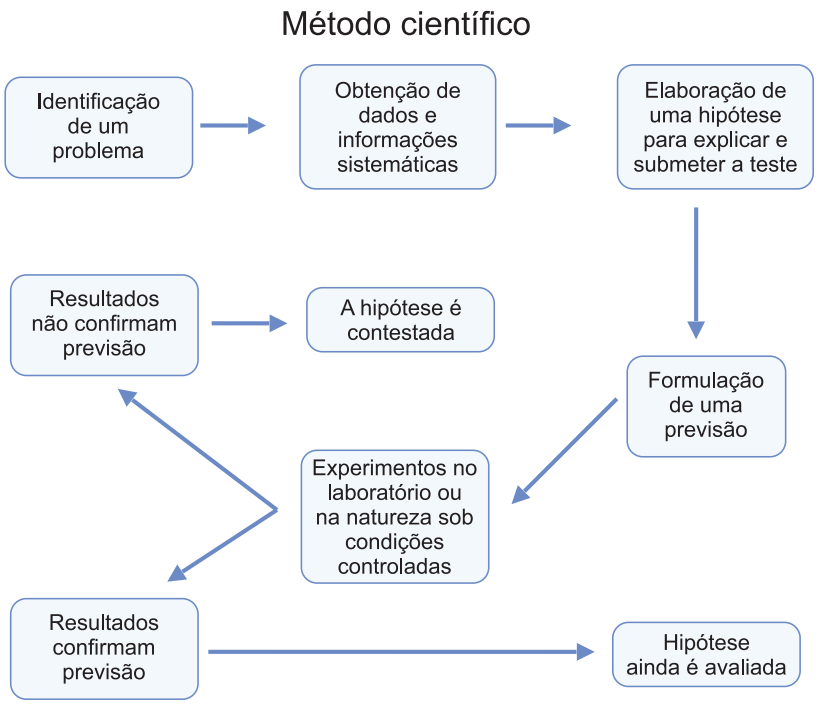


Figura 1.2 Diagrama simplificado mostrando o processo lógico do método científico.

Um conjunto de hipóteses validadas e inter-relacionadas de maneira coerente constitui as bases para a formulação de uma teoria, a qual permitirá elaborar conclusões e previsões. Com a evolução da ciência, novos experimentos e observações aportarão mais dados, possibilitando, ou não, o questionamento da teoria. Quando os resultados obtidos concordam com a previsão da teoria, ela é reforçada. Quando isso não acontece, é necessário revisar as hipóteses que sustentam a teoria e o ciclo de indagação e questionamento recomeça.

A teoria abre caminho para a elaboração de um modelo científico, que é uma representação simplificada, real ou virtual, de como é entendido um determinado

processo, natural ou não. Assim, o modelo científico depende das limitações de entendimento do processo representado.

5 As Origens e Breve História dos Estudos do Mar

A evolução dos estudos sobre o mar pode ser dividida em três períodos:

> O **primeiro** remonta aos primórdios da navegação, período em que os pioneiros da arte passaram a registrar suas observações sobre pontos de referência visuais na costa, astros celestes, direção dos ventos, correntes e sobre tudo aquilo que pudesse facilitar suas necessidades básicas de ir e vir;
>
> O **segundo** refere-se a empreendimentos mais organizados e sistemáticos, com a aplicação de procedimentos científicos;
>
> O **terceiro** compreende a Oceanografia moderna, como hoje é conhecida, com o crescente uso de recursos tecnológicos para a obtenção de dados, reconhecimento de grandes áreas geográficas, modernas embarcações e cooperação internacional.

5.1 Primeiro período

Bem antes da era cristã, os polinésios, conhecidos como grandes navegadores, foram capazes de povoar numerosas ilhas espalhadas pelo Oceano Pacífico. Velejando e remando em canoas de madeira, trabalhadas com ferramentas de osso, pedra e coral, foram pioneiros na arte da navegação, entendida como a capacidade de planejar e executar uma viagem de um ponto de partida a um outro de destino. Para isso, foi necessário que desenvolvessem um sólido conhecimento de náutica, baseado em tradições orais, referências visuais costeiras, de correntes, ventos e regime climático.

Registros históricos indicam que, 4.000 anos AC, os egípcios também já eram capazes de navegar no Rio Nilo e as águas costeiras do Mar Mediterrâneo oriental.

Os fenícios, conhecidos como grandes comerciantes (700 AC), tinham conhecimento das rotas marítimas do Mediterrâneo, além de terem ultrapassado o Estreito de Gibraltar e chegado até a Grã-Bretanha. É provável, ainda, que tenham conseguido realizar a circunavegação da África.

O povo grego, cuja cultura marcou profundamente a civilização ocidental, fez da navegação um poderoso instrumento político e comercial. Por volta de 450 AC, o historiador grego Heródoto reuniu as informações disponíveis à época e elaborou um mapa detalhado, que tinha o Mar Mediterrâneo como área central (Fig. 1.3).

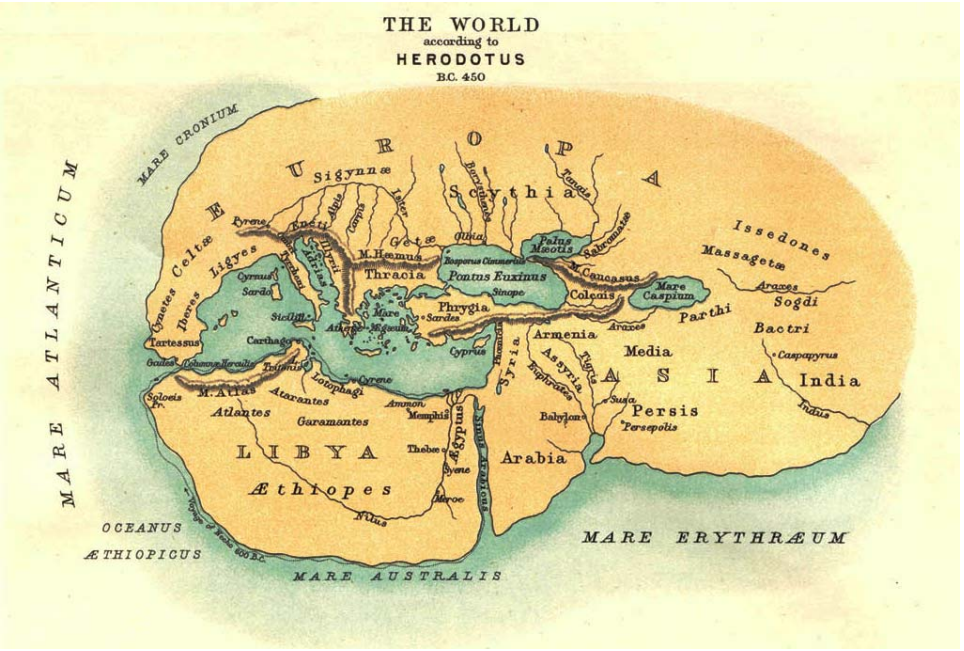


Figura 1.3 Mapa elaborado por Heródoto (485-420 AC), mostrando o Mediterrâneo, o Atlântico, a África e parte da Ásia, que teriam sido circunavegadas.
[Fonte: <http://ellibreroweb.files.wordpress.com/2012/03/fc_herodoto.jpg>].

No ano 150 DC, o astrônomo, matemático e geógrafo greco-egípcio Ptolomeu dividiu o globo em 360 graus de longitude e 180 graus de latitude. Desde então, estas são as coordenadas usadas para determinar posições, rotas e navegações. Outra contribuição significativa de Ptolomeu foi a invenção do astrolábio, instrumento utilizado para determinar a altura dos astros sobre a linha do horizonte, informação indispensável para a navegação.

Existem indícios de que os gregos tinham meios para calcular a latitude, baseados na duração do dia e na época do ano. A determinação da longitude, no entanto, requeria relógios precisos – os cronômetros – que só ficaram disponíveis muito mais tarde, em 1736, após a invenção de John Harrison.

Durante a Idade Média (500-1450), houve pouca exploração marítima na Europa, mas o povo viking e o chinês foram exceções. Os primeiros descobriram e ocuparam temporariamente o que hoje se conhece como Islândia e Groenlândia e chegaram a estabelecer colônias na América do Norte (Terra Nova – Canadá), conforme comprovaram restos arqueológicos descobertos em 1964. Dificuldades climáticas e políticas fizeram com que esses assentamentos não prosperassem e fossem abandonados. A Figura 1.4 resume as explorações vikings.

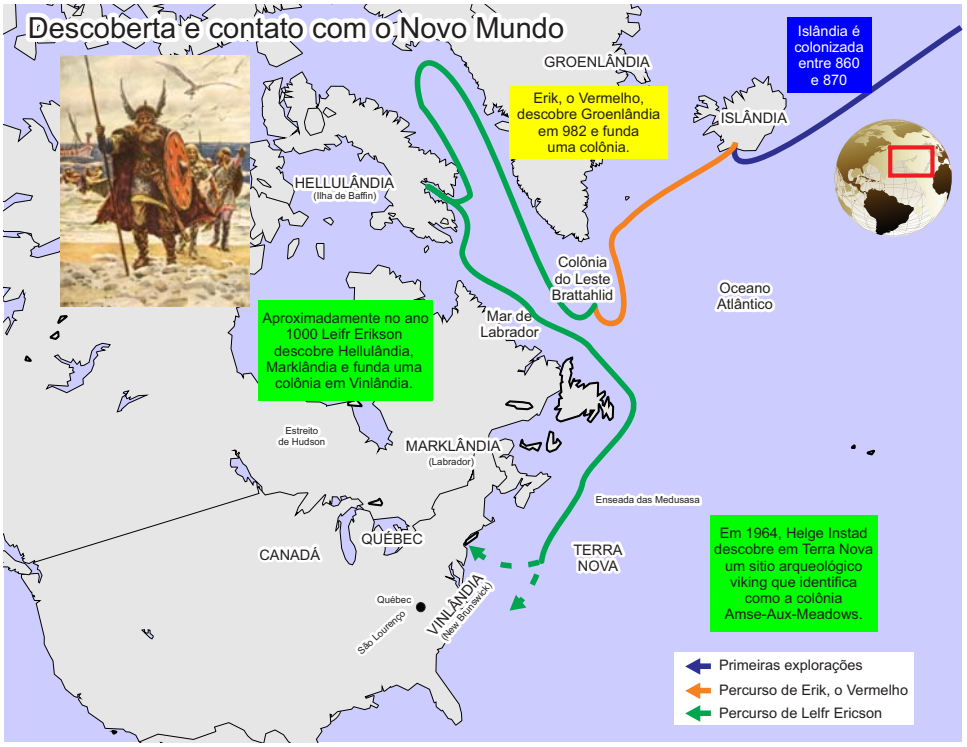


Figura 1.4 Trajetória das descobertas vikings.
[Fonte: <http://galileu.globo.com/edic/111/rep_vikings.htm>].

A China, no período compreendido pela Idade Média, era o país do mundo com o maior avanço tecnológico. Durante a dinastia Ming, o imperador Zhu Di determinou que uma enorme frota navegasse no Oceano Índico e contornasse o extremo sul da África, estabelecendo contato com os diferentes povos que habitavam aquelas regiões.

No século VIII, um monge inglês, de nome Bede, foi o primeiro a entender e descrever a influência que a lua exerce sobre as marés.

Necessidades políticas, comerciais e da expansão da fé religiosa levaram os povos ibéricos a empreender, nos séculos XV e XVI, grandes expedições nos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. Assim, Cristóvão Colombo desembarca na América em 1492, numa ilha das atuais Ilha de Bahamas, e dois meses mais tarde em Hispaniola. Bartolomeu Dias chegou ao sul da África, descobrindo, em 1498, o Cabo da Boa Esperança e, anos mais tarde, Vasco da Gama entrou no Oceano Índico e navegou até a Índia. Em 1500, Pedro Álvares Cabral descobre o Brasil.

BOX 1.1
AS EXPLORAÇÕES CHINESAS

A mando do imperador Zhu Di, o almirante Zheng He liderou uma frota de 130 navios, com mais de 3.000 tripulantes. Na época, os navios chineses (Fig. 1.5) contavam com avançada tecnologia para o controle do rumo, por meio de um leme central (desconhecido na Europa), compartimentos estanques e sofisticadas velas armadas em múltiplos mastros. A viagem durou 31 meses, entre março de 1421 e outubro de 1423.

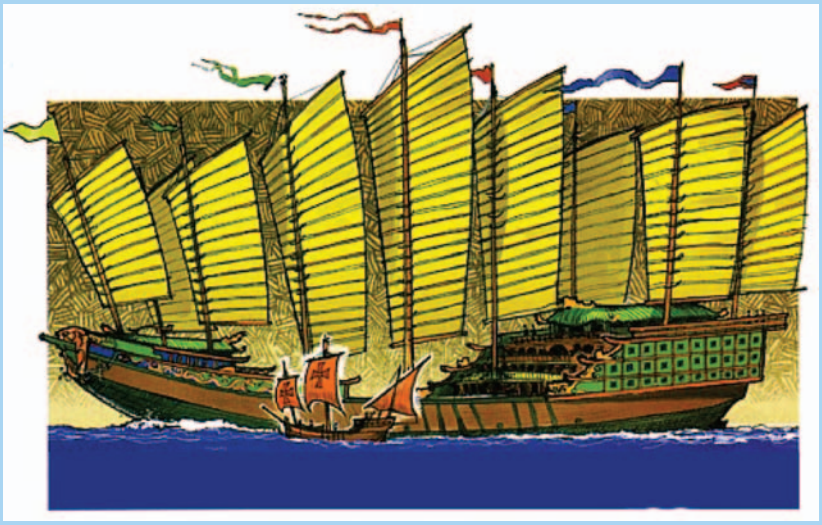


Figura 1.5 Ilustração comparativa de uma caravela chinesa (120 m) e de uma caravela portuguesa (30 m).
[Fonte: <http://www.girafamania.com.br/asiatico/materia_china_junk.htm>].

Em 1519, Fernão de Magalhães navegou para a América do Sul, acompanhou sua costa até a Patagônia e encontrou uma passagem para o Oceano Pacífico (1520), no estreito que hoje leva seu nome; iniciou uma penosa travessia até Guam, aonde chegou em março de 1521. Em abril desse ano, foi morto nas Filipinas, após um enfrentamento com tribos locais. A liderança da expedição foi então assumida pelo lugar-tenente Sebastião del Cano, que completou a circunavegação, chegando à Espanha em setembro de 1522, após três anos de viagem e com apenas 18 dos 230 tripulantes originais da expedição.

No ano de 1675, foi criado o Observatório Real, em Greenwich, Inglaterra, onde mais tarde, em 1884, se estabeleceu a linha de longitude (o meridiano de Greenwich), dividindo a Terra em hemisférios Oeste e Leste.

5.2 Segundo período

Entre os séculos XVIII e XIX ocorreram grandes avanços tecnológicos e as expedições passaram a ser mais bem organizadas. Reconhecendo a importância estratégica do conhecimento e domínio dos mares para a política e o comércio, o governo britânico e as sociedades científicas, como a Real Sociedade de Londres, passaram a patrocinar expedições de grande extensão e longa duração.

É possível afirmar que a segunda viagem do bergantim *HMS Beagle*, realizada entre os anos de 1831 e 1836, sob o comando de Fitz Roy, foi o primeiro cruzeiro de pesquisa realizado no mundo. A missão consistia em efetuar o levantamento cartográfico das costas sul da América do Sul, dando continuidade a trabalhos anteriores de elaboração de cartas úteis à guerra naval e ao comércio. As cartas elaboradas continham desenhos de colinas (observadas a partir do mar), medições de suas alturas e anotações sobre ventos e correntes.

Para ilustrar a importância do trabalho realizado nesse período, é oportuno citar a superação das dúvidas que, na época, existiam sobre a exata longitude da cidade do Rio de Janeiro, que foi encontrada por meio de cronômetros calibrados (o *Beagle* levava 22 cronômetros) e corroborada por repetidas observações astronômicas.

O capitão Fitz Roy necessitava de um cavalheiro instruído, que pudesse acompanhar a viagem (inicialmente prevista para durar dois anos) e, ao mesmo tempo, atuar como naturalista de bordo. O jovem Charles Darwin, então com 22 anos, preencheu essa função. A partir dessa experiência, Darwin formulou sua teoria sobre a formação dos atóis e escreveu *A Viagem do Beagle*, livro que mudou o modo de ver o mundo. Na sequência, ao longo de quase 23 anos, Darwin elaborou sua Teoria da Evolução, dada a conhecer em 1859, com a publicação de *A Origem das Espécies*.

A ciência moderna do estudo dos oceanos é atribuída ao oficial da marinha norte-americana Matthew Fontaine Maury (1806-1873). Em 1855, Maury publicou o que foi considerado o primeiro grande manual de Oceanografia, intitulado *The Physical Geography of the Sea*. O livro incluiu capítulos sobre correntes, em especial a do Golfo, atmosfera, correntes, fundos oceânicos, ventos, clima, movimentos da água e tempestades, além de outras informações relevantes para a ciência.

A obra de Maury foi o resultado final da interpretação de uma grande quantidade de dados reunidos, mostrando que o autor tinha profunda convicção de que o mar era um ambiente dinâmico. Curioso é que o autor, por razões de saúde, não podia navegar, de forma que passou a acumular dados sobre barcos, ventos e correntes contidos em diários de bordo de muitos mestres. Para aumentar seus conhecimentos, Maury recorreu à ajuda de marinheiros de todos os tipos de barcos e de muitas nacionalidades, o que lhe permitiu correlacionar conhecimentos sobre uma vasta gama de variáveis ambientais. O ordenamento dessas informações, aliado aos conhecimentos já existentes sobre correntes oceânicas e roteiros marítimos, reduziu significativamente

os tempos de navegação. Para citar alguns exemplos, o tempo necessário para navegar da costa leste dos Estados Unidos da América até o Rio de Janeiro foi reduzido em cerca de 10 dias e a rota para a Califórnia, passando pelo Cabo Horn, foi encurtada em 30 dias. Maury também cartografou a primeira carta batimétrica do Atlântico Norte, que mostrava a profundidade a intervalos de 1000 braças (uma braça corresponde a 1,80 m).

A viagem de *HMS Challenger* (1872-1876) pode ser considerada a expedição mais polivalente e integrada do século XIX. Todos os oceanos, menos o Ártico, foram percorridos, com medições batimétricas e de temperaturas a várias profundidades, retirada de amostras de água, registro das condições climáticas, da velocidade e direção das correntes superficiais e subsuperficiais. Através de dragagem, colheu seres vivos em diferentes profundidades, refutando a crença de ausência de vida em profundidades maiores que 500 m, que prevalecia na época. Durante cerca de 50 anos, foram publicados 15 volumes com os resultados da *Challenger Deep-Sea Exploring Expedition*. Outra contribuição notável para o conhecimento dos oceanos foi dada pelo explorador polar e cientista norueguês Fridtjof Nansen, que elaborou uma explicação (hipótese) para o comportamento das correntes polares. Com a escuna *Fram*, feita de madeira e com casco reforçado (1,2 m de espessura), navegou em direção ao polo, entre 1893 e 1896, até ficar preso no gelo e ser levado à deriva pela rotação da calota polar ártica, o que lhe permitiu fazer numerosas observações e anotações sobre as correntes oceânicas. Essa viagem permitiu comprovar que o Ártico não era um continente e sim um mar congelado. Um instrumento desenhado por Nansen permitia capturar amostras de água em profundidade, sem que fosse contaminada pelas águas mais próximas à superfície, possibilitando a medição de temperatura e salinidade em diferentes camadas de água. Conhecido como garrafa de Nansen, foi um instrumento muito usado até poucos anos atrás.

5.3 Terceiro período

Vagn Walfrid Ekman desenvolveu, em 1902, a teoria da espiral (Espiral de Ekman), que relaciona a direção do vento e as correntes oceânicas e explica matematicamente o que acontece com um objeto em um ambiente em rotação. Atualmente esse conhecimento é de extrema importância para o estudo de eventos biológicos nos sistemas de ressurgência.

No ano de 1915, o cientista e meteórologo alemão Alfred L. Wegener propôs a teoria da deriva dos continentes, explicando a movimentação e separação dos atuais continentes, que antigamente estiveram unidos. Essa teoria só foi confirmada em 1961, após a descoberta da Cordilheira Meso-Oceânica do Atlântico.

No ano de 1920, Alexander Behm captou o eco das ondas de som a partir do fundo do Mar do Norte, o que permitiu o desenvolvimento da ecossonda.

Entre 1925 e 1927, o navio alemão *Meteor* empreendeu uma expedição ao Atlântico Sul. Na época, era a embarcação mais bem equipada, com instrumentos inovadores de amostragem e de medições, apropriados para realizar observações multidisciplinares. O uso de ecossonda permitiu obter as primeiras medições precisas e rápidas de profundidade (com o navio em movimento), substituindo o método que utilizava linhas de peso, de operação lenta e complicada. Dessa forma, foram obtidos mapas batimétricos detalhados, revelando uma complexa topografia submarina. Também foram elaborados perfis verticais de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido na água do mar. Até a viagem do *Meteor*, a Oceanografia era essencialmente descritiva, mas os equipamentos então usados e a visão de trabalho integrado levaram a um novo horizonte analítico da dinâmica e compreensão dos Oceanos.

Os zoólogos William Beebe e Otis Barton desceram, em 1934, a 923 metros de profundidade, com o auxílio de uma batisfera suspensa por cabos. Foram os primeiros a observar diretamente a vida marinha em grandes profundidades e onde não existe luz, confirmando as observações realizadas pelo cruzeiro do *Meteor*.

Os conflitos armados das duas guerras mundiais incentivaram o interesse pelo mar, uma vez que era estratégico para as partes envolvidas o domínio militar sobre esses espaços. Essa disputa levou ao desenvolvimento de novas embarcações e instrumentos, assim como acelerou estudos sobre a propagação do som (de grande importância na guerra submarina), a geração e propagação de ondas, a previsão meteorológica e oceanográfica, além de diversos outros aspectos de interesse militar.

Em 1952, com o auxílio da ecossondagem, o navio britânico *Challenger II* descobriu uma grande fenda nos oceanos, próximo às Filipinas, com cerca de 11 quilômetros de profundidade, que passou a ser conhecida como **Fossa das Marianas**. Em 23 de janeiro de 1960 o batiscafo (veículo submarino preparado para suportar altas pressões) *Trieste*, projetado por Auguste Piccard, desceu nessa fossa, inaugurando uma nova era na exploração submarina.

As expedições, documentários e material produzido por Jacques-Yves Cousteau (inventor do *aqualung*, aparelho de mergulho autônomo) muito contribuíram para a popularização dos oceanos e o conhecimento de sua flora, fauna e o delicado equilíbrio desse sistema.

Nos últimos anos, com o desenvolvimento de novas tecnologias, foram realizadas importantes descobertas nos ambientes marinhos, como as fontes hidrotermais em zonas profundas dos oceanos, revelando a presença de vida sob condições extremas, e também reservas de recursos minerais raros e de grande valor econômico.

6 As Ciências do Mar no Brasil

De maneira análoga ao resto do mundo, a Oceanografia no Brasil nasceu com a cartografia. Em 1500 já aparecia a representação de um trecho do litoral brasileiro,

em desenho de Juan de la Cosa. Dois anos depois, o país aparecia representado no planisfério de Cantino, uma das mais antigas cartas náuticas que representam os descobrimentos marítimos portugueses. Em 1508, o roteiro elaborado pelo navegador português Duarte Pacheco Pereira trazia valiosas informações sobre a costa do Brasil (Schmiegelow, 2004).

Naturalistas europeus que aportaram no Brasil na segunda metade do século XIX foram os pioneiros nas pesquisas sobre organismos marinhos, estudando a fauna e flora marinhas para descrição e catalogação em coleções de museus da Europa.

O primeiro levantamento hidrográfico da costa brasileira ocorreu em 1857, entre as desembocaduras dos rios Mossoró (RN) e São Francisco (AL/SE), e foi realizado pelo Capitão-de-Fragata Vital de Oliveira, atual patrono da hidrografia brasileira. Em 1876, foi criada a Repartição da Carta Marítima, que deu origem à atual Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha (DHN) (Costa Ferrenho, 1993).

Reconhecendo a importância do meio marinho, o governo de São Paulo convidou, em 1946, o pesquisador francês Wladimir Besnard para estabelecer o Instituto Paulista de Oceanografia. Com isso, o Brasil passou a ter sua primeira instituição dedicada à pesquisa dos recursos vivos, minerais e energéticos do mar. Mais tarde, em 1950, o Instituto foi incorporado à Universidade de São Paulo (USP), originando o atual Instituto Oceanográfico (IOUSP).

Outra importante figura para o desenvolvimento da Oceanografia brasileira, e das ciências do mar em sentido amplo, foi o Almirante Paulo Moreira da Silva, que, em 1964, transformou o antigo veleiro navio-escola *Almirante Saldanha* no primeiro navio oceanográfico do país.

Em 1967, chegou ao Brasil o navio oceanográfico da USP, *Professor Wladimir Besnard*, especialmente construído para essa finalidade na Noruega. Sua incorporação abriu novas possibilidades aos cientistas brasileiros, que passaram a dispor de uma plataforma para navegar em alto mar, dando início aos primeiros cruzeiros oceanográficos na costa do Brasil.

Em 1970, foi criado, na Fundação Universidade do Rio Grande (FURG), o primeiro curso de graduação em Oceanologia do Brasil, e em 1971, o primeiro de Engenharia de Pesca, na Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE). Em 1978, entrou em operação o NOc. *Atlântico Sul*, da FURG.

Em 1983, o Brasil desembarcou pela primeira vez na Antártida, utilizando para tanto o NPq. *Professor W. Besnard*, da USP, e o *Barão de Teffé*, da Marinha do Brasil, dando início ao cumprimento dos compromissos assumidos pelo país como signatário do Tratado da Antártida (1959). A Estação Brasileira na Antártida, denominada Comandante Ferraz, fundada em fevereiro de 1984 e instalada na Baía do Almirantado, junto à Ilha Rei George, próximo à Península Antártica, teve um importante papel no desenvolvimento do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR).

O levantamento mais recente indica que o Brasil tem hoje 98 instituições, localizadas em 20 estados, dedicadas, em diferentes graus, à produção e disseminação de conhecimentos na área de Ciências do Mar. O número de docentes e pesquisadores envolvidos com o tema não é conhecido com exatidão, mas é possível que esteja em torno de 1.000. Entretanto, é importante destacar que os cursos de graduação que formam profissionais para atuar neste domínio já chegaram próximo dos 9.000 formados. Há, portanto, um grande esforço em pesquisa e formação de recursos humanos em andamento no país, que terá como legado a incorporação efetiva do espaço geográfico e dos recursos do Mar Territorial e da Zona Econômica Exclusiva ao patrimônio da nação, resguardando os interesses das presentes e futuras gerações de brasileiros.





Foto: Luciano Dalla Rosa



CAPÍTULO 2

Formação e Evolução dos Oceanos

Moysés Gonzalez Tessler

1 Estrutura do Planeta Terra

A Terra, como a conhecemos, formou-se há cerca de 4,6 bilhões de anos. O terceiro planeta do sistema solar tem uma massa aproximada de 6×10^{29} g, densidade de 5,5 g/cm³ e raio equatorial de 6.378,2 km. Sua formação está associada à origem de todos os planetas do sistema solar, a partir da agregação de partículas de gás e poeira que envolviam a nebulosa original (proto sol).

Nos primórdios de sua formação, a massa rochosa do planeta Terra não se constituía de uma estrutura subdividida em camadas concêntricas de distinta composição química e comportamento físico diferenciado. Também não apresentava, em sua superfície, uma separação entre continentes, oceanos e atmosfera.

Atualmente, uma das hipóteses mais aceitas para explicar a diferenciação da Terra em camadas concêntricas, e sua estrutura externa com massas rochosas denominadas continentes, é baseada em um processo de fusão, causado por um grande impacto entre a Terra primitiva e outras massas rochosas do espaço. Neste evento, a Terra, parcialmente fundida, segregou materiais mais leves em sua superfície, compostos



prioritariamente de oxigênio com silício, alumínio, magnésio, cálcio, sódio e potássio, e mais densos (ferro, níquel, etc.) em seu interior. Nesta segregação, o material que migrou para a superfície carregou consigo calor interno, que pode ter-se irradiado para o espaço. A perda de calor ocasionou o resfriamento da porção externa do planeta formando uma crosta sólida, uma fina camada externa com cerca de 40 km de espessura, chamada de **Crosta da Terra**. Entre a superfície do planeta e seu interior mais denso, o **Núcleo da Terra**, encontra-se o **Manto da Terra**, composto predominantemente de oxigênio, silício, ferro e magnésio, de densidade intermediária entre as rochas da superfície e do núcleo (Fig. 2.1).

A crosta primitiva, submetida a contínuos processos de fusão e ressolidificação, corresponde aos atuais continentes. Estes, paralelamente, também foram sendo submetidos aos mecanismos de ação dos agentes externos (chuva, vento, gelo, etc.), que desagregam e decompõem as rochas da superfície e redistribuem estes materiais por sobre toda a face do planeta. A água da superfície, inclusive os oceanos, tem sua origem controversa, com um grupo de cientistas afirmando que a maior parte provém de fora do sistema solar, que aqui chegou por meio de cometas formados de gelo, dióxido de carbono e outros gases congelados, assim como através de outros materiais atraídos pela gravidade terrestre, ricos em voláteis e água. Há cientistas, no entanto, que acreditam que a maioria da água estava aprisionada em minerais constituintes da forma primitiva do planeta, que foram liberados para a atmosfera ou para a superfície nas fases de fusão e solidificação.

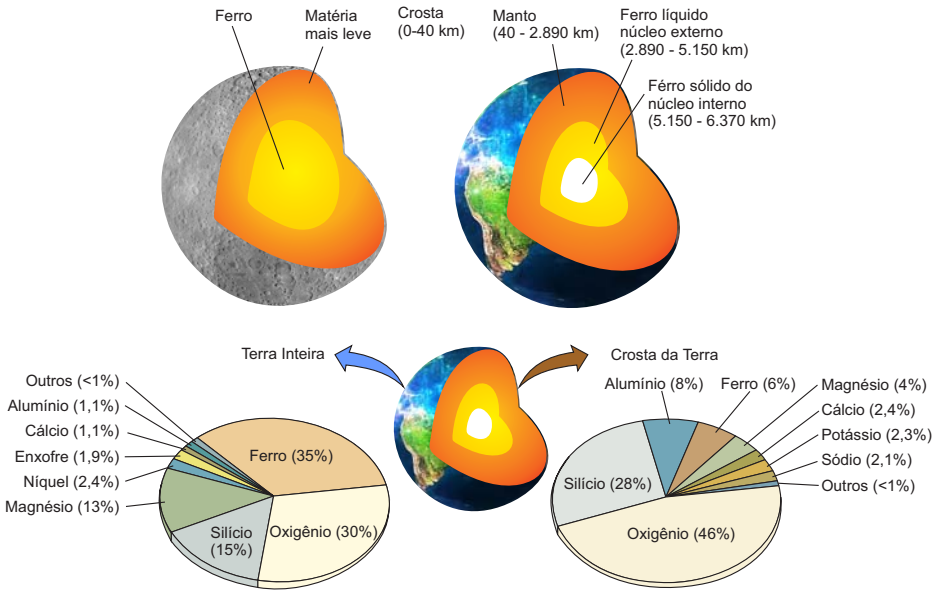


Figura 2.1 Estrutura interna do planeta Terra. [Fonte: GROTZINGER e JORDAN, 2013].

2 O HISTÓRICO DO CONHECIMENTO

O interesse pelos fundos oceânicos foi despertado não apenas pela curiosidade humana em investigar o desconhecido, mas, principalmente, porque as dúvidas relacionadas à evolução do planeta Terra, até então apenas pesquisada em suas áreas continentais, necessitavam do conhecimento geológico oculto sob os mares.

John Murray (1841-1914), um dos naturalistas participantes da expedição pioneira do *HMS Challenge*r (1872-1876), foi quem primeiro procurou descrever, sistematicamente, a morfologia do fundo dos oceanos e o tipo de sedimento que o recobria.

A evolução do conhecimento do nosso planeta, ao longo de todo o século XX, acentuou-se a partir do final da Segunda Guerra Mundial, em especial a partir dos anos 1960, após o estabelecimento e a aceitação quase generalizada de um novo paradigma para a evolução da Terra, atualmente conhecida como "Tectônica de Placas". Esta nova hipótese acerca da evolução geológica do planeta Terra, fundamenta-se em conceitos que eram revolucionários para os anos 40 e 50 do século XX, compreendendo os movimentos horizontais de grande escala dando origem às enormes configurações superficiais da Terra, resultando na formação das bacias oceânicas e dos continentes, e os movimentos e a energia, do interior do planeta como sendo as forças responsáveis pelas modificações observadas em sua superfície.

As primeiras noções que resultaram nas alterações acerca do conhecimento sobre a dinâmica evolutiva da superfície terrestre é creditada ao meteorologista alemão Alfred Lothar Wegener (1880-1930) que, em janeiro de 1912, apresentou na sessão anual da União Geológica, uma comunicação intitulada "Ideias novas sobre a formação das grandes estruturas da superfície terrestre (continentes e oceanos) sobre bases geofísicas". A principal ideia exposta no trabalho era a de que os continentes estiveram unidos, em um dado momento, mas que depois derivaram até atingirem sua atual posição (Deriva Continental). Esta ideia foi melhor explicada no livro publicado em 1915, sob o título de "A gênese dos continentes e dos oceanos", onde Wegener indica não apenas que a similaridade da costa sul-americana e africana permitiriam um perfeito encaixe se aproximadas, mas também expõe argumentos paleontológicos que apontavam a existência, em ambos os continentes, de fauna (*Mesosaurus*) e flora (flora *Glossopteris*), comuns até uma determinada idade, e que eram ausentes no atual continente europeu ou no continente americano do norte. As ideias de Wegener, muito embora bastante discutidas ainda no período de vida do meteorologista, foram objeto de grande ceticismo, só passando a ser reconhecidas como verdadeiras a partir dos anos de 1960.

No período compreendido entre as duas Grandes Guerras Mundiais foram realizadas outras expedições científicas, objetivando aprimorar o conhecimento do ambiente marinho, merecendo destaque as executadas no final dos anos 1920, com o navio *Meteor* (alemão) e o *Albatross* (sueco). Foi durante a expedição do *Meteor* (1925-1927) que se descobriu a existência de uma **crista** (elevação do fundo oceânico) na posição mediana do Oceano Atlântico.

Durante o período da Segunda Guerra Mundial, com objetivos militares, em especial o de poder localizar submarinos em deslocamento ou assentados nos fundos dos mares, foram desenvolvidos equipamentos, como o *Sound Navigation and Ranging* (SONAR), que permitem verificar a configuração dos fundos marinhos, através da emissão e recepção de sinal sonoro. A utilização científica e militar desses equipamentos permitiu construir mapas detalhados dos fundos dos oceanos, revelando uma superfície bem menos monótona daquela até então imaginada, apenas composta de uma face plana e profunda, recortada localmente por alguns picos e platôs isolados.

Já no início dos anos 1950, William Maurice Ewing e alguns colegas do *Lamont-Doherty Earth Observatory* (EUA) identificaram e mapearam uma cadeia de montanhas submarinas, denominada genericamente de Dorsal Oceânica, que se constituía de um conjunto de "cristas" contínuas, presente ao longo de todos os oceanos, por mais de 84.000 km, com largura de até 1.000 km. A elevação média desta Dorsal é de cerca de 2.000 m acima da planície oceânica profunda, com média de cerca de 4.000 m de profundidade.

Nesta época, também foi descoberto que, no Oceano Atlântico, ao longo de alguns segmentos da Dorsal, existia um vale central (*rift*), com evidências de intensa atividade

sísmica e vulcânica, chegando a apresentar mais de 2.000 m de profundidade, ladeado por flancos que podiam se apresentar muito abruptos. Estes *rifts* não apresentavam mais do que 50 km de largura.

O alinhamento das fossas submarinas, configuração importante da fisiografia dos fundos oceânicos, muito evidente no Oceano Pacífico, só foi conhecido em maior detalhe na década de 1960.

Em 1962, Harry Hammond Hess (Princeton, EUA) publicou um artigo sobre a história evolutiva das bacias oceânicas, sustentando que as dorsais seriam formadas, permanentemente, nas áreas dos vales centrais (*rift*), por subida do material profundo (vulcânico), depois reabsorvido pelas grandes fossas que contornam os oceanos. Entre estas duas zonas, o fundo oceânico deslocar-se-ia à maneira de uma **espessa crosta rolante**, em um movimento que arrastaria os continentes. Esta hipótese reavivou as ideias acerca da deriva continental (Wegener), mas agora como consequência da **renovação** do fundo dos oceanos.

A este processo de deslocamento horizontal da crosta terrestre e da renovação dos fundos dos oceanos, Robert Sinclair Dietz outorgou, em 1961, a denominação de **expansão do fundo oceânico** (*sea-floor spreading*), termo utilizado em um artigo publicado na revista *Nature*, a partir das ideias de Harry Hess e seus colegas de Princeton.

Poderia ocorrer que o assoalho oceânico e a sua litosfera subjacente fossem destruídos ou remobilizados no interior do planeta, ou será que os processos de expansão do fundo oceânico indicariam uma contínua expansão do volume da Terra?

3 O Novo Paradigma. A Teoria da Tectônica de Placas

Ainda, no final dos anos 1950 e início dos anos 1960, tornaram-se disponíveis os primeiros mapas pormenorizados do campo magnético dos fundos oceânicos e, paralelamente, de datações das rochas que compõem o leito marinho, através do emprego das técnicas baseadas no decaimento radioativo (geocronologia).

Ao conceito de campo magnético dos materiais terrestres está associado o conhecimento de que as lavas expelidas pelos vulcões, em especial os basaltos, contêm minerais magnéticos que se orientam, quando do resfriamento, segundo o campo magnético terrestre. O campo magnético que existia no momento de emissão da lava fica assim preservado (fossilizado). O estudo de derrames de lavas em regiões vulcânicas continentais levou ao conhecimento da ocorrência de alternância dos polos magnéticos terrestres (Norte e Sul) ao longo do Tempo Geológico. Para orientações do campo magnético similar às encontradas atualmente, os cientistas passaram a se referir como campo magnético normal e, por analogia, as orientações opostas são referidas como campo magnético invertido.

A partir dos levantamentos do campo magnético registrado nas rochas dos fundos marinhos do nordeste do Oceano Pacífico, executados por navios oceanográficos, emergiu um padrão de orientações (anomalias magnéticas lineares) diferente de qualquer padrão anteriormente observado em áreas vulcânicas continentais. Este padrão de orientações apresentava-se como faixas paralelas entre si, com alternância de polaridades do campo magnético dispostas simetricamente ao eixo da dorsal oceânica (Fig. 2.2).

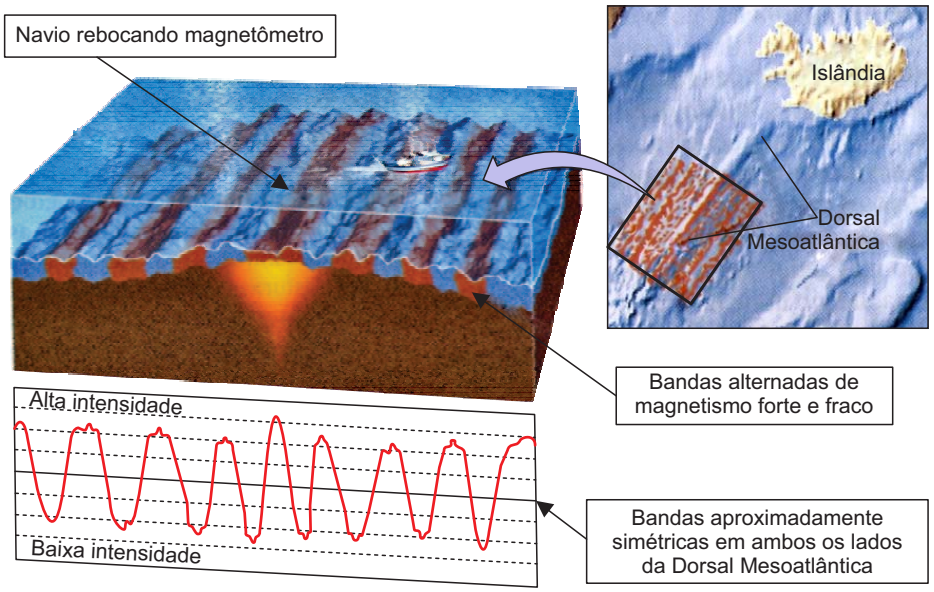


Figura 2.2 Campos magnéticos simétricos observados no Oceano Atlântico.
[Fonte: Grotzinger e Jordan, 2013].

Posteriormente, as datações dos materiais vulcânicos correspondentes a estas faixas simétricas e paralelas ao eixo da dorsal, evidenciaram que as rochas mais distantes do eixo possuíam idades mais antigas do que as rochas contidas nas faixas mais próximas da dorsal (Fig. 2.3).

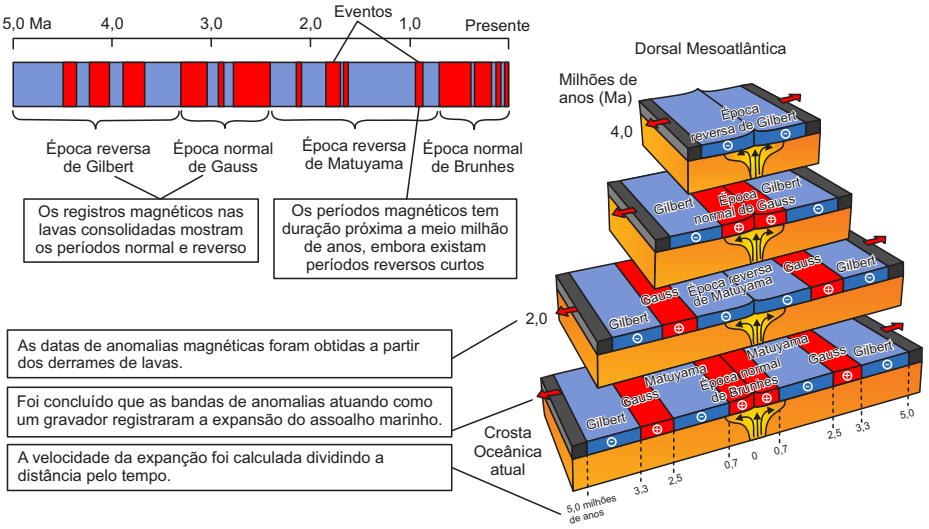


Figura 2.3 Evolução da Dorsal Mesoatlântica conforme a datação das anomalias magnéticas. [Fonte: GROTZINGER e JORDAN, 2013].

Frederick John Vine e Drummond Hoyle Mathews (1963) sugeriram que este "padrão zebrado" era consequência da expansão do assoalho oceânico e das reversões de orientação do campo magnético terrestre, demonstrando que o assoalho comportava-se como uma "esteira rolante" que, ao longo de seu deslocamento, registraria a história das reversões do campo magnético terrestre, corroborando as ideias de Hess e Dietz sobre a expansão do fundo oceânico.

No final dos anos 1970, já não se falava apenas da expansão dos fundos oceânicos, mas principalmente das formas e dos mecanismos geradores dessa expansão (Tectônica de Placas). Esta teoria, com base na cartografia das anomalias magnéticas dos fundos dos oceanos e na configuração da distribuição dos epicentros dos sismos, permitia a identificação de grandes regiões da superfície da Terra que se moviam como unidades (placas) (FIG. 2.4).

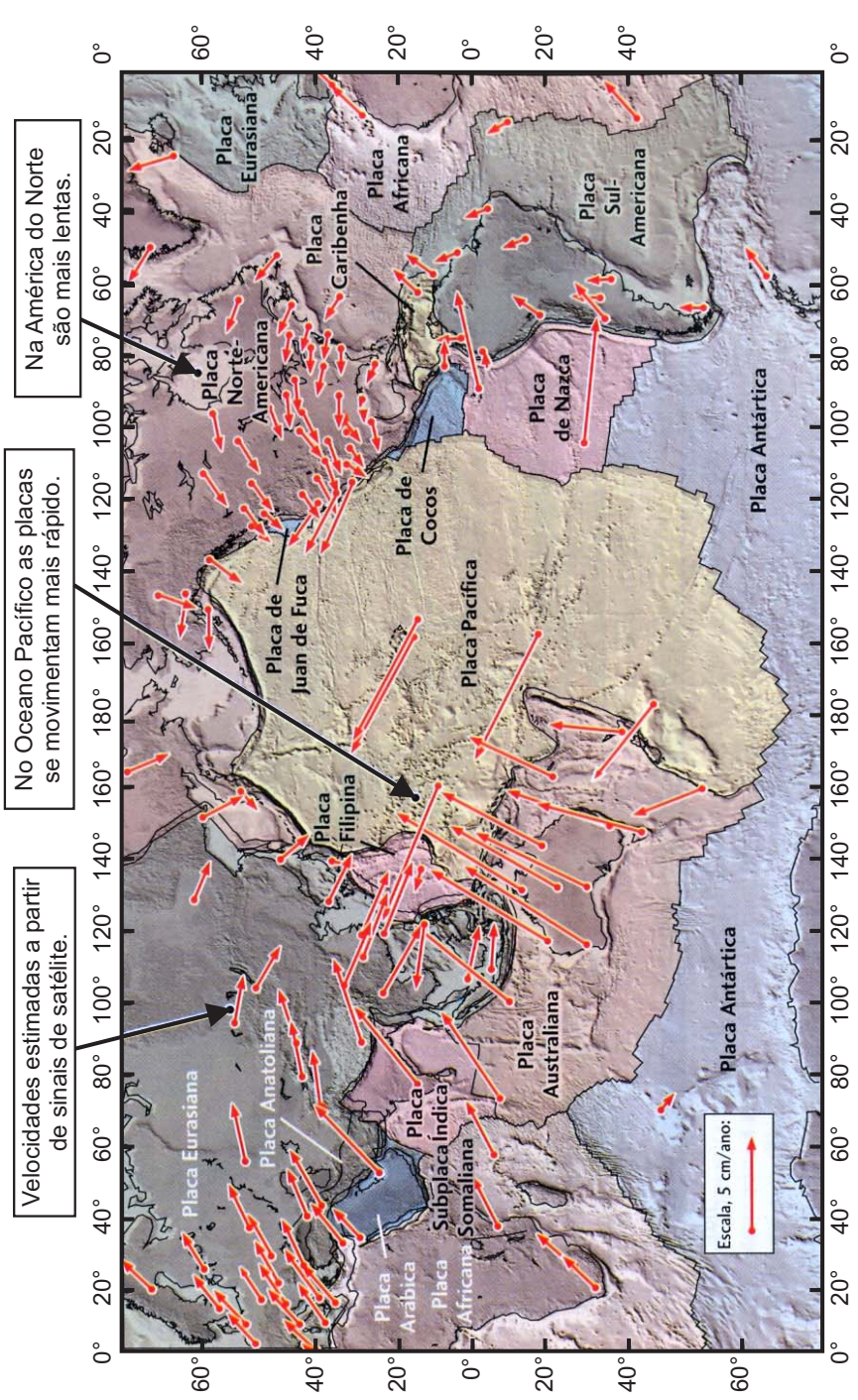


Figura 2.4 A Subdivisão das Placas.
[Fonte: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Tectónica_de_placas#mediaviewer/ficheiro:Plate_tectonics_map.gif>].

O conhecimento atual da Tectônica de Placas subdivide a superfície terrestre em 12 placas maiores e outras menores, movendo-se como unidades independentes sobre a astenosfera, que também está em movimento. Estas placas podem ser compostas exclusivamente de crosta oceânica, mas comumente são conjugações de porções de crostas continentais e oceânicas.

A crosta continental apresenta uma grande variedade de tipos litológicos, compreendendo desde rochas de composição ácida até ultramáficas. Nas porções mais externas da crosta continental predominam as rochas sedimentares, ígneas e metamórficas de baixo grau de metamorfismo, onde se estabelecem os mecanismos básicos dos processos geológicos de dinâmica externa do planeta, particularmente os processos intempéricos e erosivos. A crosta oceânica é composta de rochas ígneas (basaltos), recobertas, em grandes extensões dos fundos oceânicos, por camadas de rochas sedimentares de composição clástica, biogênica e autigênica.

3.1 Limites entre placas

As placas que compõem o mosaico da porção externa do planeta Terra apresentam comportamento diferenciado em relação aos seus mecanismos de deslocamento, a saber: placas de limites divergentes, de limites convergentes e de limites transformantes ou conservativos.

As placas de limites divergentes movimentam-se em sentidos opostos (afastamento), a partir de uma feição de relevo denominada dorsal oceânica (*riftes*), onde uma nova litosfera é criada, aumentando a área das placas. Nestes limites divergentes de placas ocorrem vulcanismos ativos, terremotos e *rifteamentos* causados pelos processos de forças extensionais, que deslocam as placas em sentidos opostos.

Os mecanismos de formação dos atuais fundos oceânicos em placas de limites divergentes geram as configurações dos compartimentos marinhos, da margem continental, do assoalho das bacias oceânicas e da dorsal oceânica, com seus processos de formação e evolução preservados desde o início do processo de afastamento das placas. Estes processos de formação de novos fundos oceânicos, gerados a partir destes centros de expansão, originaram a totalidade dos milhões de quilômetros quadrados que correspondem aos atuais assoalhos oceânicos.

O Oceano Atlântico sul é uma das configurações de relevo que melhor representa a formação de um novo oceano a partir de placas divergentes (Fig. 2.5).

Nos limites de placas convergentes ocorre a junção (colisão) entre placas de sentido de deslocamentos opostos, desencadeando diferentes processos de interação, que podem ocorrer pela convergência entre placas com bordas continentais, entre aquelas com bordas oceânicas ou, ainda, entre placas de borda continental e de borda oceânica.

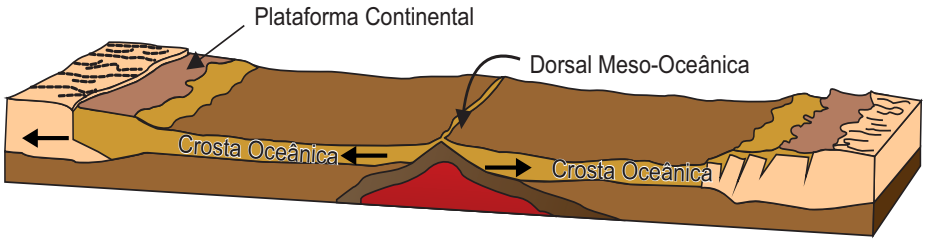


Figura 2.5 Limites divergentes entre placas do Oceano Atlântico sul. [Fonte: <http://mesozoico.wordpress.com/2012/07/07/5-limites-divergente-oceano-oceano>].

No contato de placas de borda continental com placas de borda oceânica ocorre um processo de absorção da placa mais densa (oceânica), que mergulha (subducção) sob a menos densa (continental), retornando ao manto e, portanto, diminuindo a área da placa. A placa menos densa (continental) cavalga a placa mais densa (oceânica), enrugando e formando cadeias de montanhas alinhadas quase que paralelas à direção do limite de contato entre as placas. Nestes limites de placas ocorrem importantes atividades sísmicas e vulcânicas, como observado no Pacífico Sul, no contato entre a Placa de Nazca e a Placa Sul-Americana, onde uma alta cadeia de montanhas, a Cordilheira dos Andes, se ergue alinhada quase paralelamente à atual linha de costa (Fig. 2.6).

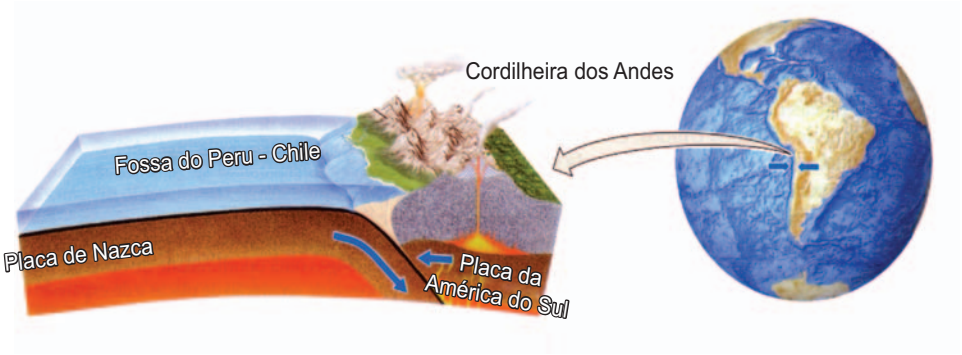


Figura 2.6 Limites convergentes entre placas de borda continental (Sul-Americana) e de borda oceânica (Nazca) e a cadeia de montanhas (Cordilheira dos Andes) paralela a linha de costa. [Fonte: <http://dc93.4shared.com/doc/ZesSWPlw>].

Nos contatos entre placas de bordas continentais, não ocorre o processo de subducção, que ocorre entre as placas de borda continental e oceânica, em função da

similaridade entre as densidades das mesmas. Nestas condições, normalmente, uma placa cavalga sobre a outra, formando uma crosta dupla, ampliando a espessura da crosta e gerando altas cadeias de montanhas. A cordilheira do Himalaia, bem como o alto Planalto do Tibete, é resultado da colisão de placas de borda continental (FIG. 2.7).

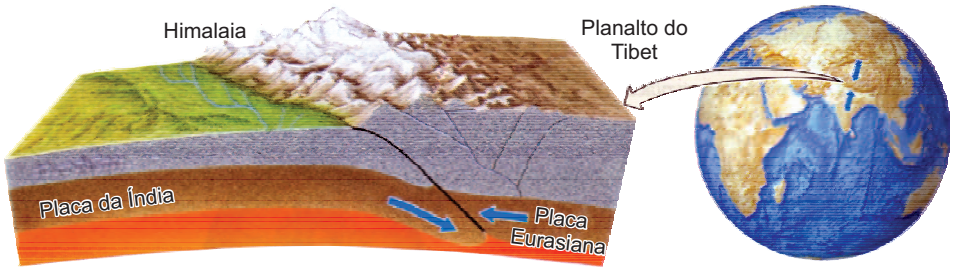


Figura 2.7 Limites convergentes entre placas de bordas continentais, resultando na Cordilheira do Himalaia e Planalto do Tibete. [Fonte: <http://dc93.4shared.com/doc/ZesSWPlw>].

Na colisão de duas placas de bordas oceânicas também se observam os processos de subducção de placa, com o afundamento e absorção na astenosfera, que é reciclada pelos processos de convecção do manto. O processo de subducção resulta na formação de uma longa e estreita fossa de mar profundo, a Fossa das Marianas. Paralelamente à constituição destas fossas, a subducção de material oceânico frio, contendo água em sua estrutura, submetido a um aumento progressivo de pressão e em contato com as temperaturas mais elevadas da astenosfera, provoca a formação de fluidos ascendentes. Este fluxo ascendente causa fusão do manto, produzindo uma cadeia de montanhas (arcos de ilhas) dispostas atrás das fossas.

As placas de limites transformantes, ou conservativos, deslizam lateralmente, uma em relação à outra, sem gerar aumento ou diminuição das áreas das placas em contato. O exemplo mais conhecido dos limites de placas transformantes ou conservativos é representado pela Falha de San Andreas (EUA), onde a placa do Pacífico, que contém a cidade de Los Angeles, desloca-se em relação à placa Norte-Americana, onde está localizada a cidade de São Francisco (FIG. 2.8). Esta configuração espacial e o conhecimento do processo geológico de movimentação horizontal ao longo da Falha de San Andreas é a base científica que sustenta o temor de que um terremoto, de alto poder destrutivo, venha a colocar em risco a segurança destas cidades, em um evento popularmente referido como *Big One*.

O estabelecimento deste novo conhecimento estimulou o início da exploração sistemática das rochas do oceano profundo, com perfurações conduzidas por um navio especialmente construído para esse fim (*Glomar Challenger*).

Através destes levantamentos, sabe-se hoje que os sedimentos e, principalmente, as rochas mais antigas recolhidas dos fundos dos oceanos, possuem idades inferiores a 200 milhões de anos, idade máxima estimada para todos os atuais oceanos da superfície terrestre.



Figura 2.8 Limites transformantes ou conservativos que ocorre na Falha de San Andreas. [Fonte: <http://dc93.4shared.com/doc/ZesSWPlw>].

3.2 Os mecanismos de movimentação das placas

Estabelecido o novo paradigma, com a aceitação dos conceitos e informações técnicas científicas estruturadas na nova teoria, ainda é necessário elaborar uma explicação mais abrangente, menos descritiva, para compreender quais os mecanismos

desencadeadores e determinantes para a deriva dos continentes, a expansão dos fundos oceânicos e a Tectônica de Placas. Esta explicação deve considerar os deslocamentos dos fluidos do manto através de correntes ascendentes, geradas pelos movimentos de convecção do manto.

Muito embora grande parte da comunidade científica acredite que o movimento das placas está de alguma forma associado aos movimentos de correntes de convecção do manto, está claro que este processo isoladamente não poderia explicar porque diferentes placas se deslocam a velocidades distintas.

A partir do conhecimento do padrão das faixas de magnetização e das idades dos padrões de magnetização das rochas basálticas, que compõem os atuais fundos oceânicos das placas divergentes, foi possível calcular as velocidades de deslocamento entre diferentes placas, ou segmentos de uma mesma placa. Por exemplo, a taxa de expansão dos fundos oceânicos ao sul da Islândia é menor que as velocidades calculadas para outras áreas da Dorsal Meso Atlântica.

Na região do Equador, as placas de Nazca e Pacífica estão se separando a uma taxa de 150 mm/ano, valor significativamente mais elevado do que a taxa de expansão observada entre as placas Norte América e Eurasiana, que se separam a ordem de 18 mm/ano.

Uma média entre as taxas de expansão obtidas a partir do cálculo dos deslocamentos nas dorsais oceânicas indica valores da ordem de 50 mm/ano. As placas que se movimentam com maiores taxas de deslocamento são aquelas que estão submetidas, em grande parte de suas bordas, aos processos de subducção (Pacífica, Nazca e Índica). Este fato parece indicar que as placas não se movem apenas pela ação das correntes de convecção do manto, mas também associadas a outros mecanismos. Uma das hipóteses consideradas vincula os deslocamentos às forças geradas pelo próprio peso das placas, quando da sua subducção de volta ao manto. Desta forma, a expansão dos fundos oceânicos seria resultado apenas de uma ascensão passiva do manto, a partir do afastamento das placas pelas forças geradas na subducção.

Porém, como explicar a formação do Oceano Atlântico, que tem nas placas Norte e Sul-Americana apenas um pequeno segmento em processo de subducção junto aos arcos de ilhas que limitam os mares do Caribe e Escócia? Como explicar os processos que teriam originado a fragmentação de Pangea a partir da qual a dorsal Meso Atlântica se estabeleceu?

Ainda não existe uma explicação abrangente e satisfatória sobre os mecanismos físicos e forças envolvidas, ligadas às correntes de convecção do manto ou aos processos de subducção, que permitam esclarecer satisfatoriamente os mecanismos de movimentação das camadas mais externas do planeta Terra.

Atualmente, o nível de conhecimento adquirido acerca dos processos de separação e agregação dos continentes, assim como do surgimento e desaparecimento dos

oceanos, permite supor a existência de processos contínuos, envolvendo a movimentação de placas na superfície terrestre, ao longo do Tempo Geológico. Desta forma, a presente configuração dos oceanos e continentes representa o estágio atual do último ciclo de separação e agregação, que resulta da ruptura e separação de um supercontinente (Pangea), no qual se formaram os oceanos, localizados entre placas que se separam (Oceano Atlântico) ou que convergem (parte do Oceano Pacífico).

4 O Oceano Atlântico. A Fragmentação de Pangea

A partir da identificação, da datação e do posicionamento espacial das massas continentais de idades pré-cambrianas e paleozoicas, os cientistas vêm reconstituindo as posições dos continentes e oceanos ao longo de toda a história geológica do planeta Terra.

Um supercontinente, denominado Pangea, correspondente a uma única e ampla massa rochosa, passou por um processo de fragmentação ao longo dos últimos 200 milhões de anos, alcançando a atual fase de continuada ruptura e aglutinação dos continentes e modificação dos fundos marinhos (Fig. 2.9).

Neste processo, Pangea iniciou sua fragmentação com a separação (*rifteamento*) da América do Norte da Europa, no Jurássico inferior (~195 milhões de anos). A evolução desta separação resultou no inicio do isolamento de dois grandes blocos continentais, localizados a norte (Laurasia) e ao sul (Gondwana) em relação à linha do Equador.

Há cerca de 150 milhões de anos (Jurássico Superior) teve prosseguimento o mecanismo de separação das duas grandes massas continentais, evoluindo o *rifteamento* do que hoje é a costa oeste da África, correspondendo aos estágios iniciais de formação do Oceano Atlântico sul. O grande Oceano antigo (*Tethys*), existente ao redor de Pangea, contrai-se de forma mais intensa e a Austrália, a Índia e o continente Antártico começam a se separar da África.

No Cretáceo superior, o Atlântico Sul sofreu uma separação e alargamento, enquanto Tethys, no seu processo de fechamento, formou um mar intracontinental, que hoje corresponde ao mar Mediterrâneo. Madagascar separou-se da África e a Índia intensificou seu processo de deslocamento rumo ao norte e a Ásia.

Os continentes e oceanos, na configuração geográfica e fisiográfica como os conhecemos hoje, vêm sendo moldados ao longo dos últimos 65 milhões de anos (Cretáceo superior/Terciário inferior), representando o estágio atual de evolução do sistema de placas no processo de aglutinação em um novo supercontinente.

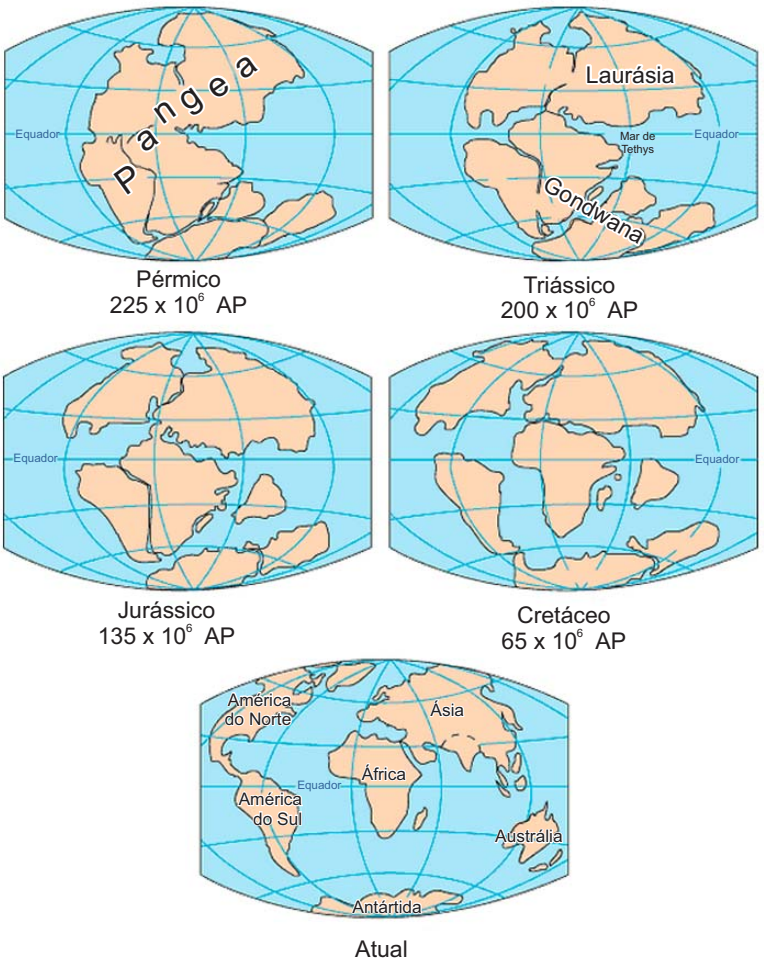


Figura 2.9 Sequência temporal (iniciada a 225 milhões de anos) da movimentação das placas tectônicas a partir de PANGEA.
[Fonte: <http://paralleldivergence.com/2007/03/02/the-inflation-of-earth/>].

5 O RELEVO DOS ATUAIS OCEANOS

As águas que recobrem os oceanos mantêm distantes do olhar humano superfícies do planeta com variadas formas e características geológicas próprias. Se fosse possível retirar toda a água que recobre estes fundos marinhos, veria-se um relevo composto de áreas muito planas e rebaixadas em relação ao nível dos continentes, ladeadas por cadeias de montanhas contínuas, montes e centenas de vulcões espalhados pelo leito oceânico.

Os fundos marinhos, semelhantes a planícies profundas, compostas de material de origem basáltica (crosta basáltica) e de sedimentos provenientes do continente ou de

restos originados a partir da vida marinha, são as áreas mais planas encontradas no planeta. As cadeias de montanhas submarinas (Dorsais ou Cordilheiras Oceânicas) recobrem quase um terço de todo o fundo oceânico (ver Capítulo 3: Províncias Fisiográficas).

A morfologia dos fundos oceânicos, bem como toda a superfície da Terra, é resultante de um conjunto de processos, cuja energia provém do interior do planeta (fonte endógena) ou da atividade do Sol (fonte exógena). Os processos associados às atividades do interior da Terra produzem o vulcanismo e os sismos. As fontes internas de energia também são responsáveis pelos movimentos de subida dos materiais que recobrem o fundo dos oceanos, pelo aparecimento dos vales internos das grandes e contínuas cadeias de montanhas dos fundos marinhos e ainda pela formação das grandes fossas. Mas é controversa a natureza exata das forças e dos movimentos profundos no interior do planeta. Apesar da espessura reduzida da crosta sob os oceanos (média entre 5 e 12 km), até o presente só foi possível atingir superficialmente a camada do manto superior.

A liberação de material mais quente, proveniente das camadas profundas da crosta e do manto, ao longo das cadeias de montanhas e vulcões submarinos, introduz importantes alterações químicas nos materiais depositados nos fundos marinhos, aliviando pressões, introduzindo gases e reagindo com a água do mar. Porém, ainda que as atuais configurações de larga escala sejam respostas ao modelamento de processos associados às forças endógenas, a energia associada aos processos exógenos, responsáveis pelos mecanismos de erosão e sedimentação, também contribuem para a configuração morfológica dos fundos.

Os fundos marinhos recolhem constantemente os sedimentos resultantes do intemperismo e da erosão continental, transportados para os fundos oceânicos essencialmente pela atividade de agentes geológicos, como a gravidade, a água (rios), o vento e o gelo, ou mesmo pelos seres vivos. Outros tipos de sedimentos chegam ao fundo dos oceanos através da deposição de partículas sólidas (orgânicas), provenientes de atividades biológicas que ocorrem no ambiente marinho, de reações físico-químicas que resultem na deposição de compostos químicos ou de elementos cósmicos (ver Capitulo 4: Sedimentação Marinha).

A acumulação de sedimentos nas bacias oceânicas pode atingir centenas de metros de espessura, possibilitando reconstituir a evolução histórica e sedimentar dos oceanos a partir da sua origem, a cerca de 200 milhões de anos.

Os atuais fundos marinhos representam cerca de 70% da área total da superfície do planeta Terra. De maneira geral, os oceanos são divididos em três grandes extensões contínuas – Pacífico, Índico e Atlântico – embora, sob diversos aspectos, especialmente os vinculados às configurações geomorfológicas e geológicas, os Oceanos Ártico e Antártico também possam ser considerados como compartimentos diferenciados.

O Oceano Pacífico representa a maior extensão da superfície dos fundos oceânicos, com área aproximada de 180 milhões de km^2, superior às somadas pelos Oceanos Índico e Atlântico. O seu volume de água, cerca de 724 milhões de km^3, excede a soma de todas as outras massas líquidas do planeta. É o oceano que apresenta a maior profundidade média, com aproximadamente 4.000 m, enquanto a dos demais oceanos é estimada em 3.780 m. O Oceano Pacífico apresenta mais de 87% de seu relevo submarino localizado a profundidades superiores a 3.000 m. Suas maiores profundidades, que também correspondem às maiores observadas no leito submarino, estão localizadas na Fossa das Marianas, com cerca de 11.000 m, e na Fossa de Midanao, com 10.540 m.

O Oceano Índico, com aproximadamente 78 milhões de km^2 e volume de cerca de 292 milhões de km^3, apresenta uma profundidade média em torno de 3.850 m e máxima de cerca de 9.000 m, na localidade denominada Fossa do Almirante, e ao redor de 7.450 m na Fossa de Java.

O Oceano Atlântico, com cerca de 74 milhões de km^2 de área total e profundidades médias ao redor de 3.600 m, tem suas maiores profundidades localizadas junto às fossas de Porto Rico, com 9.220 m, e próximo às ilhas Sandwich do Sul, com 8.264 m.



Foto: CIRM/SECIRM



CAPÍTULO 3

Fisiografia do Fundo Oceânico

Iran Carlos Stalliviere Corrêa e Jair Weschenfelder

1 Introdução

O reconhecimento da fisiografia do fundo oceânico, com relativo detalhamento, somente foi possível a partir da década de 1920, quando foram desenvolvidos os primeiros sistemas de ecossondagem. Segundo o Instituto Oceanográfico *Woods Hole* (EUA), o início científico foi a partir da expedição do *H.M.S. Challenger,* nos anos de 1872 a 1876, com a finalidade de caracterizar o fundo oceânico, efetuando sondagens e dragagens por um percurso de 182 mil quilômetros. A expedição transportava 265 quilômetros de corda para efetuar as medições.

Em 1912, com a tragédia do *Titanic*, ocorreu um segundo impulso no desenvolvimento da batimetria. Em 1914, o canadense Reginald Aubrey Fessenden construiu um equipamento que podia detectar um *iceberg* a 3,7 km de distância, embora fosse incapaz de determinar em que direção este se encontrava. Logo a seguir, as duas Grandes Guerras Mundiais de 1914 e 1939 impulsionaram o uso do som, da termoclina e da cartografia oceânica, no aperfeiçoamento das técnicas de ecossondagem.


Foto: Projeto Amazônia Azul

As primeiras sondagens de precisão foram feitas entre 1953 e 1954, quando apareceu o PDR (*Precision Depth Recorder*), um sistema de sondagem acústica que possibilitava o estudo de pequenos detalhes da morfologia submarina. A partir daí, levantamentos sistemáticos da fisiografia submarina passaram a ser intensamente realizados em todos os oceanos do mundo.

No ano de 1959 surgiu o trabalho clássico sobre morfologia do fundo oceânico – *The Floors of the Oceans – Part 1: North Atlantic*, escrito por Bruce Charles Heezer**,** Marie Tharp e William Maurice Ewing. Nesse trabalho, os autores sugerem uma classificação geral para as feições fisiográficas do fundo oceânico, a qual se tornou básica para todos os estudos posteriores da morfologia submarina.

O conhecimento da topografia submarina é fundamental para o geólogo marinho, uma vez que lhe dará informações sobre a estrutura, a história tectônica, deposicional, erosiva e mesmo a origem das bacias oceânicas.

2 Margem Continental

As margens continentais englobam as províncias fisiográficas que se associam à passagem dos continentes para os oceanos. Com base em critérios tectônicos, é possível reconhecer dois tipos de margens continentais: tipo Atlântico (ou passiva), com comportamento tectônico estável por um longo período de tempo; e tipo Pacífico (ou ativa), com tectonismo ativo durante os últimos períodos geológicos.

As margens continentais do tipo Atlântico são características das margens dos Oceanos Atlântico (com exceção das Antilhas), Índico (com exceção do arco de

Sunda), Antártico (com exceção do arco de Scotia), Ártico e do mar da Noruega. Algumas áreas do Oceano Pacífico, como o Alasca e o Mar de Bering, bem como parte das margens do Mar Mediterrâneo, podem também ser consideradas do tipo Atlântico. O restante das margens continentais corresponde ao tipo Pacífico.

As margens do tipo Atlântico são caracterizadas pela sequência clássica, com plataforma continental, talude continental e elevação continental, enquanto as margens do tipo Pacífico caracterizam-se pela ocorrência de fossas que, em geral, associam-se a arcos de ilhas.

Segundo a classificação de Heezen et al. (1959), as margens continentais englobam as seguintes categorias de províncias:

> **Categoria I** – Margem continental constituída por províncias do domínio continental submerso. Subdivide-se em plataforma continental, mar epicontinental e platô marginal.
>
> **Categoria II** – Margem continental formada por províncias que marcam a borda continental. É formada pelo talude continental, escarpamento marginal e lado continental das fossas.
>
> **Categoria III** – Inclui as províncias do domínio oceânico formadas pela elevação continental, complexo fossa marginal-colina externa e complexo bacia marginal-colina externa.

O tipo mais comum de margem continental (característico do tipo Atlântico) é constituído pela plataforma continental (categoria I), talude continental (categoria II) e elevação continental (categoria III) (FIG. 3.1).

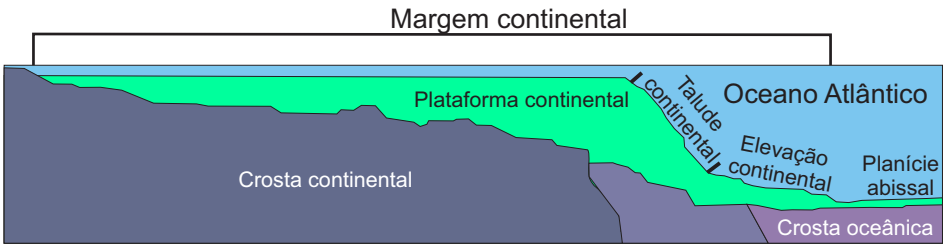


Figura 3.1 Principais feições da margem continental.

2.1 Tipos estruturais de margens continentais

As margens continentais podem ser divididas em quatro tipos:

> **Progradante**: trata-se de estrutura de **macrodelta** com intervenção da subsidência (ex.: costa leste dos Estados Unidos da América e do México) (FIG. 3.2).

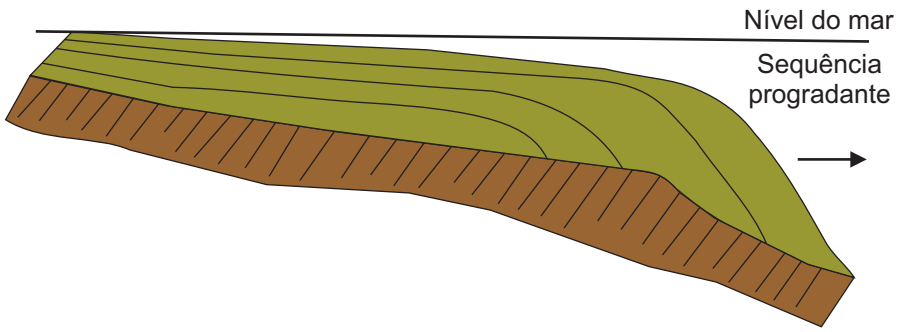


Figura 3.2 Estrutura progradante de macrodelta.

Regressiva: a acumulação dos novos depósitos sedimentares apresenta deslocamentos em direção ao continente, em relação aos depósitos precedentes, os quais se fossilizam parcialmente (Fig. 3.3).

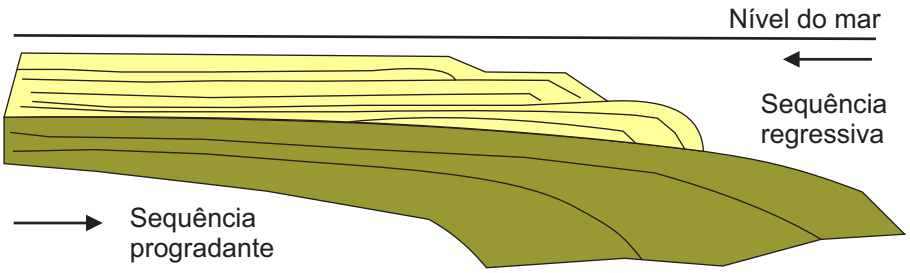


Figura 3.3 Estrutura progradante seguida de regressiva.

Plissada: trata-se de um modelo bastante difícil de ser interpretado, devido a sua associação com vários eventos sucessivos, tais como dobramentos, erosão de topo (truncamento) e sequências progradantes (Fig. 3.4).

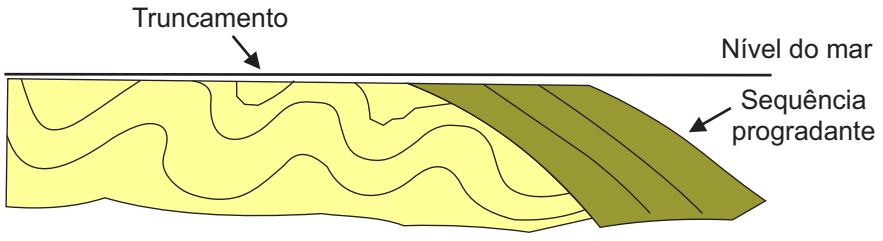


Figura 3.4 Estrutura plissada.

Depocentro trapeado por uma estrutura: estruturas de trapeamento são normalmente formadas por *horst*, *grabens*, recifes, diapirismo, halocinese, entre outras, que formam uma barreira à deposição sedimentar. Essas áreas apresentam sedimentação espessa devido às estruturas de trapeamento (FIG. 3.5).

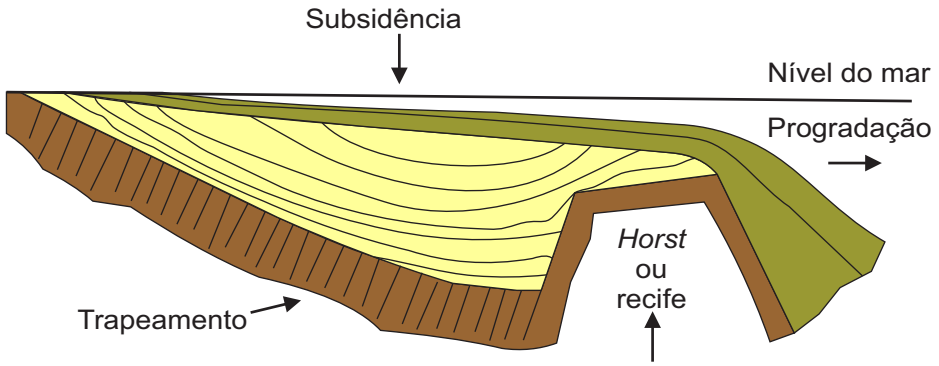


Figura 3.5 Estrutura depocentro trapeado.

A partir da intercalação de corpos porosos na sequência sedimentar de deposição, essas estruturas tornam-se favoráveis a reservatórios petrolíferos.

3 PLATAFORMA CONTINENTAL

A plataforma continental, definida como a região de águas rasas e de declive suave que circunda os continentes, estende-se desde a linha de praia até a borda da plataforma, local onde ocorre uma mudança abrupta na declividade. A melhor maneira de se definir uma plataforma continental é associando-lhe critérios como a profundidade e a declividade.

A profundidade em que termina o domínio da plataforma continental (zona de quebra) é bastante variável, ficando, na média, em torno de 130 m. No entanto, em algumas plataformas continentais, especialmente as de altas latitudes, a profundidade pode chegar a 400-500 m ou mais (ex.: Antártica, Noruega, Sul da Argentina). Por outro lado, certas plataformas podem terminar em profundidades tão rasas quanto 20 m (ex: Nordeste do Brasil, região de fossas).

A declividade é suave, em geral inferior a 1:1.000 (1 m/km), e contrasta grandemente com o declive do talude continental. Sua largura é bastante variável, ficando em 75 km seu valor médio. Algumas áreas praticamente não possuem plataformas, enquanto em outras ela pode se estender por mais de 700 km [ex.: Sul da Argentina, Norte da Rússia, Mar da Noruega (± 1.400 km), Alasca, Norte da Austrália (± 1.200 km)].

A topografia das plataformas continentais é bastante regular, sendo rara a ocorrência de feições (colinas, depressões, vales) com relevo superior a 20 m. Entre as feições

topográficas mais importantes, destacam-se os canais e vales fluviais afogados, os terraços e os bancos sedimentares de diversas origens.

O modelado das plataformas continentais é, em grande parte, resultado das variações glacioeustáticas do nível do mar. A migração da linha de costa, e em consequência da drenagem costeira, imprime feições erosivas e deposicionais, responsáveis por muitas das irregularidades topográficas encontradas. Vales submarinos, conectados com vales fluviais subaéreos, são encontrados em inúmeras plataformas continentais.

Terraços submarinos foram identificados praticamente em todas as plataformas continentais do mundo. Alguns desses são feições deposicionais formadas por processos de progradação deltaica, mas a maioria é de origem erosiva, correspondente a diferentes posições do nível do mar no Pleistoceno (terraços de abrasão).

Paleolinhas de costa são definidas, em topografia submarina, pela presença de escarpas ou terraços. Na plataforma continental entre o Rio de Janeiro e o Rio Grande do Sul, observa-se a presença de cinco escarpas topográficas, nas profundidades de 20-25 m, 32-45 m, 60-70 m, 110-120 m e 130 m. O terraço mais bem preservado, e que pode ser encontrado na maioria das plataformas continentais, situa-se na profundidade dos 60-70 m, e está associado à estabilização do nível do mar na passagem do Pleistoceno para o Holoceno (aproximadamente 12 mil anos antes do presente). Alguns terraços marinhos podem ter sido formados a partir de eventos tectônicos (subsidência).

Algumas plataformas continentais, com condições hidrodinâmicas bastante enérgicas (fortes correntes), apresentam, como feições de relevo, bancos arenosos (*sand ridges*) e ondas de areia (*sand waves*).

As plataformas podem ser divididas em plataforma continental interna, que vai desde a linha de costa até a profundidade de 50 m, e plataforma continental externa, localizada desde os -50 m até a zona de quebra.

Os fundos dos oceanos apresentam uma variedade de formas, assim como o relevo terrestre, incluindo elevações, planícies, depressões e vales, que também precisam de classificação e análise.

A partir dos anos 1950-1960, tornou-se possível cartografar (mapear) o fundo dos oceanos e, então, classificá-lo. Com o avanço dos sistemas de satélites, infravermelhos e mapeamentos térmicos, a geomorfologia marinha avançou muito. Desse modo, criaram-se as divisões do relevo submarino, conforme são apresentadas na Figura 3.6.

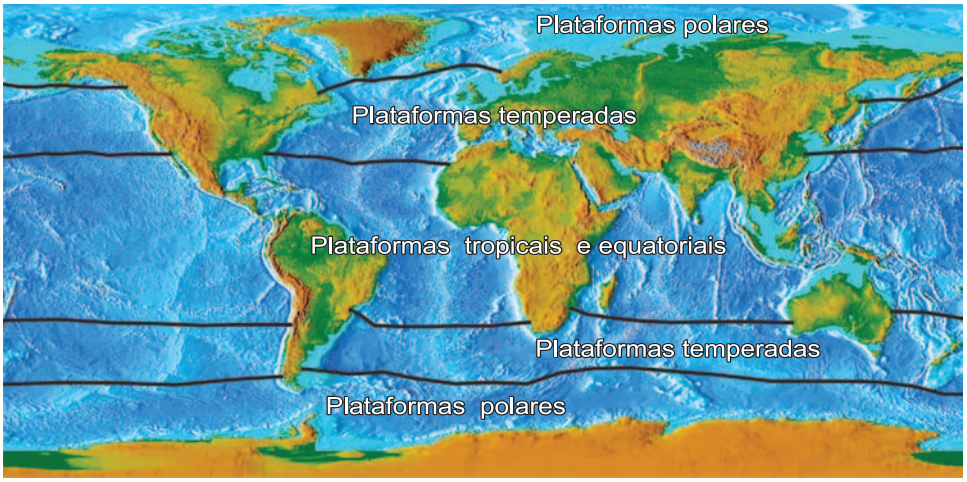


Figura 3.6 Classificação das plataformas continentais em relação ao clima.
[Fonte: <http://baudobruno.blogspot.com.br/2010/08/mapas-mundi.html>].

3.1 Plataformas de clima frio (polares)

As plataformas de clima frio são plataformas localizadas em altas latitudes e ligadas a regimes polares (Fig. 3.6). São dominadas pelas influências morfoclimáticas, como geleiras litorâneas, bancos de gelo e formações anexas (morainas, tilitos). Apresentam características marcantes, como largura irregular, profundidade média superior à normal, em razão da grande imersão do bordo e da extensão das bacias fortemente rebaixadas, e contraste topográfico acentuado, entre uma zona interna caótica e uma zona externa monótona (ex.: Mar de Barents, Mar de Kara, Antártica).

A plataforma interna apresenta relevo escarpado, ligado à erosão glacial, com a presença de entalhes e fraturas. Já a plataforma externa é formada por um complexo fluvioglacial, com presença de morainas de fundo (ver Capítulo 4: Sedimentação Marinha) e recobrimento dos depósitos glaciomarinhos atuais pela queda ou escorregamento de blocos erráticos, oriundos da fusão dos *icebergs* e dos bancos de gelo.

As plataformas de clima frio subdividem-se em:

> **Plataformas glaciais**: essas plataformas testemunham soerguimentos isostáticos com a presença de rejeitos de falhas, descompressão do embasamento e zonas instáveis. Os sismos e os vulcanismos contribuem com o ravinamento das escarpas e o fornecimento de material. Apresentam forte erosão relacionada à ação de ondas e do empilhamento do gelo marinho (ex.: Mar de Ross e Antártica).
>
> **Plataformas de altas latitudes, não glaciais**: são áreas mais estáveis, apresentando embasamento pré-cambriano (ex.: Mar de Bering, Mar de Barents, Platô das Malvinas, Norte da Escandinávia e Sibéria Oriental). A

topografia é fossilizada pela ação de um forte recobrimento sedimentar, com espessura entre 5 a 6 km. As deformações observadas estão ligadas à abertura dos oceanos. Os estuários são profundos, e seus depósitos, inicialmente fluvioglaciais, migram para fluviomarinhos e glaciomarinhos, acentuando as remobilizações das margens continentais (Fig. 3.7). São plataformas com baixa profundidade e a linha de quebra encontra-se entre -50 e -70 m (ex.: Sibéria). As bacias são vastas, muito colmatadas e uniformemente niveladas com preenchimentos dos canais divagantes. Na Sibéria é observada a presença de uma série de praias submergidas entre as profundidades de 10 e 50 m. Os altos fundos e as linhas de costa são erodidas por uma intensa abrasão térmica. É comum a presença de "pingos" (lentes de gelo = hidrolacólitos) inseridos em sedimentos inconsolidados, formados no Holoceno, durante a subida do nível do mar (ex.: Norte do Alasca e Sibéria Oriental).

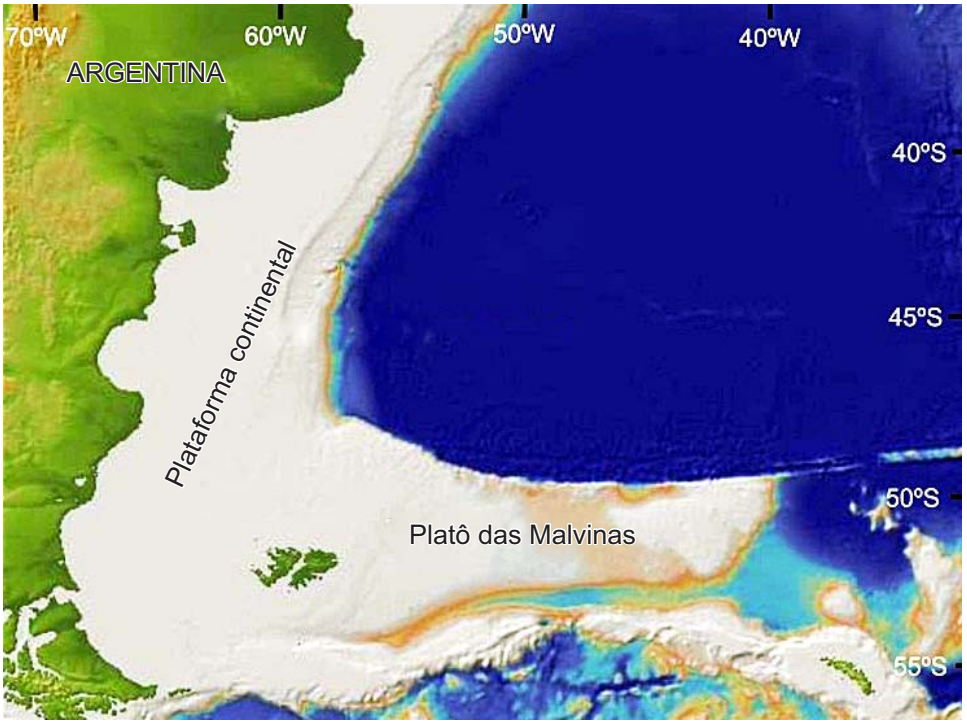


Figura 3.7 Plataforma de altas latitudes não glaciais.
[Fonte: <http://www.geomapapp.org>].

3.2 Plataformas de climas temperados

As plataformas de climas temperados são muito variadas e correspondem a uma vasta zona, compreendida entre 60° e 30° de latitude de ambos os hemisférios, isto é, entre latitudes onde se observa o resultado dos últimos processos glaciais e as primeiras formações de corais (ex.: Labrador, Mediterrâneo, Sul da Austrália, Sul do Brasil, Chile, Argentina, Norte da Flórida). Apresentam largura moderada e topografia submarina menos acidentada, mas com grande variedade de formas e modelos. Possuem evolução morfológica complexa, com influências paleoclimáticas desde o Plioceno e com uma cobertura sedimentar espessa (vários quilômetros). Apresentam ondas com forte poder erosivo e com grande variabilidade de direção e amplitude, podendo ser organizadas em:

Plataformas de franjas subpolares: localizadas em torno da latitude de 55º. Apresentam registros glaciais antigos, como sulcos, cavidades e depressões preenchidas (ex.: fossas dos Bálticos, Estreito da Dinamarca e Labrador) (Fig. 3.8). Os sedimentos são formados por tilitos e morainas submersas, argilas glaciais e blocos retrabalhados. Apresentam fraca ação química e abundância de diatomitos.

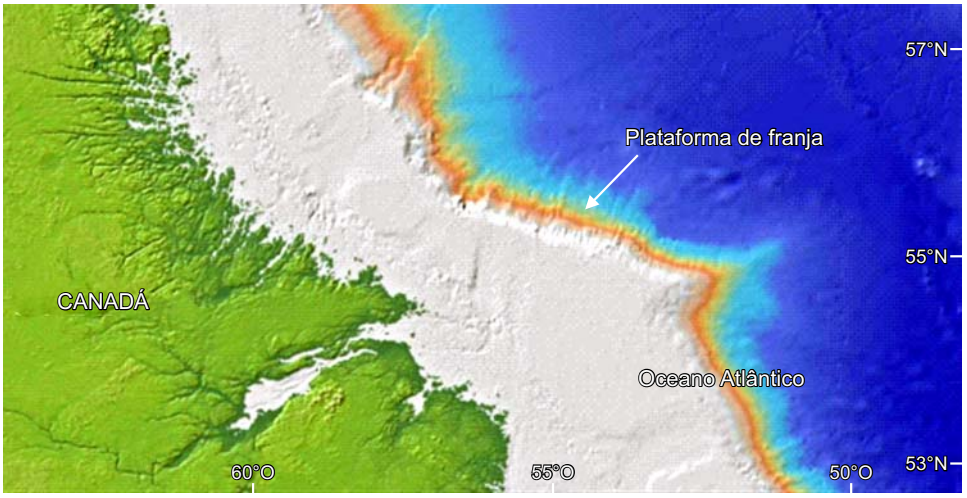


Figura 3.8 Plataforma de franja subpolar.
[Fonte: <http://www.geomapapp.org>.]

Plataformas de zonas intermediárias: encontram-se entre as latitudes de 55º e 45º. Apresentam maior importância das formações fluviais, colmatação dos lutitos, pelitos e sedimentos finos eólicos (*loess*), retrabalhamento de areias, dunas submarinas longitudinais formadas pelas correntes de marés, superfícies rochosas do substrato erodidas pelas correntes, desenvolvimento de depósitos de vasas, presença de formas paleocársticas nas superfícies

calcárias submersas (ex.: Canal da Mancha e Sul da Argentina), presença de vales e talvegues fósseis, praias submarinas, marcas de ondas gigantes e deltas submarinos hiperpicnais.

Plataformas de zonas temperadas quentes: localizadas entre 45º e 30º de latitude (Fig. 3.9). Apresentam nítida diminuição dos efeitos e das características sedimentares ligadas aos ambientes frios. As bacias caracterizam-se por vertentes escarpadas, fossas, *grabens* tectônicos e golfos colmatados (ex.: Golfo de Lion, Golfo de Gênova e fossas da Sicília). Apresentam duas zonas sedimentares: a plataforma externa formada por depósitos relíquias com pendente fraca e a plataforma interna, formada pela superposição de cordões holocênicos normalmente recobertos por vasas atuais e subatuais (ex.: Sul do Brasil, Argentina e Uruguai). A partir da linha de costa, entre 0 e -25 m, observa-se a presença de prismas detríticos litorâneos formados por areias finas (infralitoral) e, entre -25 a -60 m, sequências de areias poligênicas com presença de cascalhos (circumlitoral). Os conglomerados, ruditos, calcarenitos podem apresentar cimentação e, nas zonas temperadas quentes, a formação de rochas de praia (*beach-rocks*). A cimentação dos depósitos pode ser por dolomitização, ferrificação ou fosfatização. Durante o Quaternário e atualmente, concreções carbonáticas desenvolvem-se sobre a franja interna da margem continental, especialmente em meio circumlitoral, podendo resultar em uma sedimentação e em uma morfogênese particular. Entretanto, essas condições são insuficientes para o estabelecimento de um recife, mas suficientes para o desenvolvimento de bioconstruções algais e de briozoários.

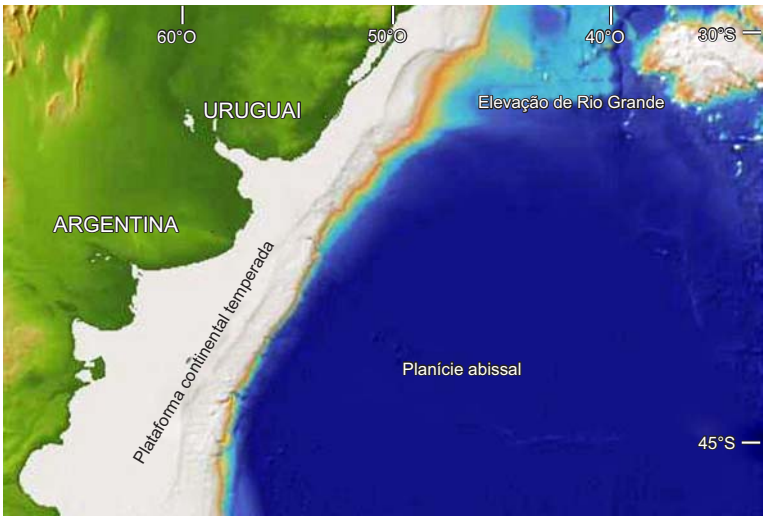


Figura 3.9 Plataforma temperada quente.
[Fonte: <http://www.geomapapp.org>].

3.3 Plataformas de climas tropicais e equatoriais

Plataformas de climas tropicais e equatoriais localizam-se entre os paralelos de 30° Sul e Norte (Fig. 3.10). Sua formação geológica é mais recente, em comparação às plataformas de outras latitudes, em relação à tectônica global e à abertura dos oceanos. Observa-se a presença de falhas litorâneas, flexuras, fortes escarpamentos e deslocamento oceânico (ex.: Golfo da Guiné). O clima quente favorece a proliferação de organismos construtores e a deposição generalizada de formações carbonatadas (ex.: Bahamas, barreira australiana, recifes no Nordeste do Brasil). A hidrodinâmica é influenciada pela ação dos ventos alísios, ciclones e ondas de grande amplitude. A existência de fortes correntes de descarga e de canais recifais ocasiona a dispersão e a redistribuição do material biodetrítico ou terrígeno. As bacias e depressões sedimentares são colmatadas por materiais que podem ter sido bloqueados pelo **efeito de barragem** (tectônica, halocinese, construção de barreiras coralígenas) (ex.: Golfo da Tailândia, Nordeste do Brasil). As condições climáticas determinam a distinção de duas fácies:

Plataformas áridas desprovidas de aportes continentais: ausência de aporte terrígeno, desenvolvendo assim plataformas recifais com forte produção biogênica carbonatada, com formação de rochas de praia (*beach rock)* e formação de calcarenitos atuais. Presença de dunas oolíticas submarinas (ex.: leste do Brasil) (Fig.3.10), desenvolvidas sob a ação das correntes orbitais e das correntes de marés. Os bio-hermas recifais formam diques naturais, em cujas zonas internas abrigadas depositam-se vasas e areias coralígenas. Na zona intertidal e supratidal ocorrem a formação de dolomita autigênica e de calcita magnesiana (ex.: Golfo Pérsico, Mar Vermelho, Mauritânia e Leste da Austrália).

Plataformas sob a ação de aportes fluviais: desenvolvem-se nas zonas tropicais úmidas (ex.: Golfo de Paria, Trindade, Guianas e Indonésia). A Figura 3.10 caracteriza esse tipo de plataforma para a costa brasileira. As zonas internas são geralmente formadas por vasas, enquanto as zonas externas mostram relevos e altos fundos formados por areias e areias relíquias, podendo apresentar arqueamento devido ao diapirismo salífero (ex.: Golfo do México) ou à presença de crostas biogênicas, formando recifes e arrecifes (ex: Guiné e Nordeste do Brasil). Paleovales e praias fósseis oolíticas afogadas, juntamente com o desenvolvimento de plataformas deltaicas e de plataformas recifais, podem estar presentes.



Figura 3.10 Mapa fisiográfico da margem continental e fundos abissais de área de clima tropical/equatorial (Brasil). [Fonte: Tessler e Mahiques, 2000].

4 TALUDE CONTINENTAL

O talude continental corresponde à parte da margem continental que apresenta mergulho acentuado (1:40 – 25 m/km) e que se estende a partir da borda da plataforma continental (FIG. 3.11). O topo do talude continental é marcado por uma mudança brusca no declive (quebra da plataforma), enquanto o pé do talude (talude inferior) possui declive mais suave, passando gradativamente para a elevação continental. Proporcionalmente, o talude continental constitui a porção mais íngreme do piso marinho. Apresenta sensíveis variações de gradiente, desde 1:2 até 1:40 (26° até 1°26'); sua inclinação média é de 4°17' (75 m/km), e a largura pode variar de pouco mais de 10 km até 200 km, quando não interrompido por platôs marginais. Normalmente os taludes vão desde as profundidades de 100-200 m até 1.300-3.200 m, mas em áreas onde se estendem pelas fossas oceânicas, podem atingir 8.200 m.

O talude apresenta-se bastante dissecado, recortado por inúmeras irregularidades topográficas. Entre as feições morfológicas mais importantes encontram-se os cânions submarinos. Além destes, outros acidentes topográficos comumente encontrados são as cristas e saliências rochosas (afloramentos de rochas principalmente do Terciário), as ravinas, os terraços e as escarpas. A maioria dos terraços e escarpas do talude relacionam-se a efeitos de deslizamento de sedimentos (*slumping*), afloramentos de rochas ou falhamentos (terraços estruturais).

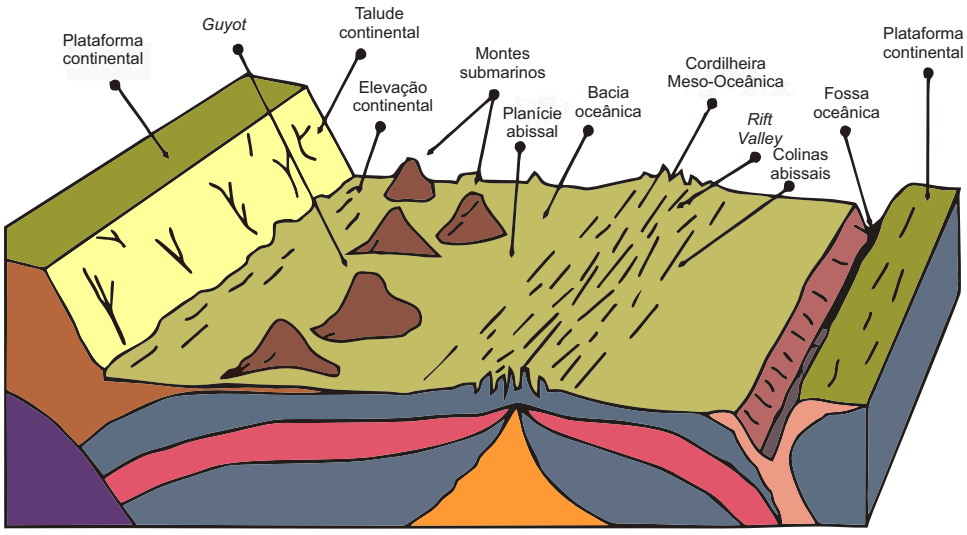


Figura 3.11 Fisiografia oceânica (sem correlação de escala).

5 Elevação Continental

A elevação continental (sopé, soleira), quando presente, situa-se na base do talude. Os gradientes típicos estão entre 1:100 e 1:800 (10 m/km a 1,25 m/km), podendo chegar a 1:50 (20 m/km), entretanto o valor médio fica em 1:150 (6,5 m/km). Situa-se em profundidades que variam de 1.300 a 4.000 m, na parte superior, indo até 5.000 a 6.000 m, na parte inferior. A largura pode variar de 200 a 300 km e pode ser subdividida em elevação continental superior e inferior (Fig. 3.10 e 3.11). Topograficamente, a elevação continental é bastante suave, com poucas irregularidades (ondulações), que dificilmente ultrapassam 200 m de relevo. Ocasionalmente, apresenta um bom número de montes submarinos (*Seamounts*), frequentemente dispostos segundo um padrão linear, perpendicular à costa. É o caso da costa leste brasileira (Cadeia Vitória-Trindade, Monte submarino Saldanha, Monte submarino *Hotspur*) (Fig. 3.10), noroeste da África e nordeste dos Estados Unidos da América.

Alguns cânions submarinos prolongam-se desde o talude até a elevação continental. Geralmente a elevação continental passa, em direção ao oceano, a uma planície abissal (*abyssal plains*), podendo, em certas áreas, ser limitada por colinas abissais (*abyssal hills*), feições estas do assoalho de bacia oceânica (Fig. 3.10 e 3.11).

A origem das elevações continentais é nitidamente deposicional. A sísmica de refração revela que nelas ocorrem as maiores espessuras de sedimentos (milhares de metros) da margem continental. Em termos de cobertura sedimentar, a elevação continental caracteriza-se por abrigar sedimentos derivados, principalmente, das argilas e siltes terrígenos provenientes da plataforma continental e carreados por correntes de fundo ou por deslizamentos, através do talude.

6 Mares Epicontinentais

Os mares epicontinentais[1] caracterizam-se por serem mares rasos, geralmente com profundidades inferiores a 1.500 m, que se situam sobre o bloco continental. Distinguem-se das plataformas continentais por possuírem profundidades maiores que essas (geralmente mais de 200 m) e maiores irregularidades topográficas (Fig. 3.12). Muitos desses mares encontram-se fechados contra o continente, devido à presença de bancos rasos (barreiras, *sills*) do lado marinho (ex.: Golfo de Maine, Golfo de St. Lawrence, canais das Bahamas, Mar Báltico, Baía de Hudson).

[1] Os mares fazem parte dos Oceanos, mas apresentam tamanhos menores e restritos podendo ser abertos, continentais e fechados.

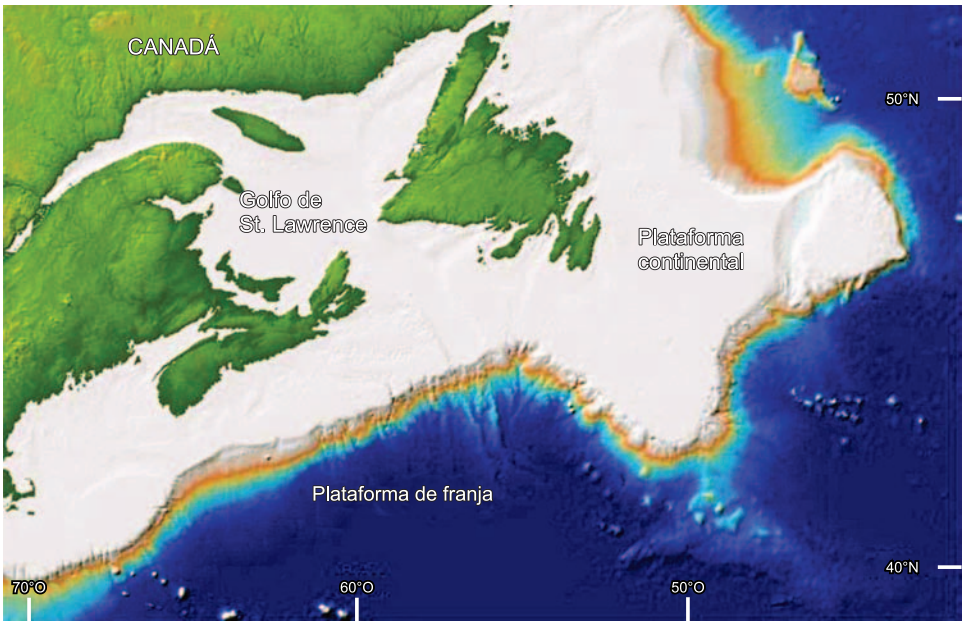


Figura 3.12 Mares epicontinentais – Golfo de St. Lawrence.
[Fonte: <http://www.geomapapp.org>].

7 PLATÔS MARGINAIS

Platôs marginais são feições semelhantes às plataformas continentais, que ocorrem a profundidades maiores (entre 200 e 2400 m), sendo separados das mesmas por meio de um talude continental incipiente (FIG. 3.10). Os platôs são patamares ou terraços que ocorrem quebrando o perfil normal dos taludes continentais. São degraus situados sob o nível normal das plataformas continentais, superpondo-se a uma crosta dominantemente continental, podendo possuir um prisma sedimentar com vários quilômetros de espessura. Embora sua origem ainda não seja totalmente clara, as evidências indicam que os platôs marginais representam segmentos abatidos das plataformas continentais, formados por subsidência generalizada da margem continental (ex.: Platô Blake, Platô das Malvinas, Platô de Angola, Platô de São Paulo, Platô de Pernambuco, Platô do Rio Grande do Norte e Platô do Ceará).

O Platô do Ceará desenvolve-se em uma superfície rasa, delineada pela curva dos 400 m, enquanto o Platô do Rio Grande do Norte situa-se entre as profundidades de 500 e 1.500 m. O Platô de Pernambuco apresenta uma superfície mais irregular com um nível superior, entre 700 e 1.250 m, e um terraço mais profundo a 2.000-2.400 m. O Platô de São Paulo tem sua borda delineada, aproximadamente, pela isóbata dos 2.800 m e possui uma superfície de mais ou menos 114.000 km^2 (FIG. 3.10 e 3.12).

7.1 Escarpamento marginal

O escarpamento marginal corresponde a uma escarpa acentuada, formada pelo talude de um platô marginal. Ocorre a uma profundidade entre 1.000 e 3.000 m e possui uma altura que varia de 2.000 a 4.000 m. Sua base é marcada por uma abrupta mudança na declividade, enquanto o gradiente é, em geral, inferior a 1:10 (ex.: platôs do Nordeste Brasileiro, Platô das Malvinas, Platô de São Paulo).

7.2 Declive do lado continental

Este termo é utilizado para se distinguir os taludes de fossas dos taludes normais existentes nas regiões sem fossas. Essa feição corresponde a taludes com declividade bastante acentuada (mais de 1:40), que se estendem desde profundidades de poucas centenas de metros, próximas a um continente, até profundidades de alguns milhares de metros, no fundo de uma fossa marginal (ex.: Fossa Peru-Chile, Fossa de Porto Rico).

7.3 Complexo bacia-colina marginal e fossa-colina marginal

Uma bacia marginal, quando presente, ocorre aos pés do talude continental ou do escarpamento marginal, ocupando o lugar da elevação continental. Essas bacias possuem profundidade levemente menor do que os fundos abissais adjacentes. Parte de seu fundo pode ser ocupado por uma planície abissal. Essas bacias são limitadas, do lado marinho, por uma colina externa (*outer ridge*), formando o complexo bacia-colina marginal.

A colina marginal (*outer ridge*) é uma ampla elevação, geralmente com mais de 200 km de largura, que se eleva de 200 a 2.000 m acima do fundo oceânico adjacente. Ocorre paralelamente à margem continental e pode limitar, do lado do continente, uma bacia ou uma fossa. Seu relevo local é mais acentuado que o da elevação continental, mas bem menos acidentado que o relevo das elevações oceânicas e da cordilheira mesoatlântica.

A fossa marginal é uma feição estreita, com flancos íngremes, que se estendem aproximadamente paralelos à direção da margem continental. Sua base encontra-se a mais de 2.000 m abaixo do fundo oceânico. Esse fundo apresenta-se rugoso, com exceção de sua parte mais profunda, onde é plano. A fossa marginal encontra-se separada do fundo oceânico por meio de uma ampla colina externa (*outer ridge*). A existência de fossa marginal marca as margens continentais do tipo Pacífico (ex.: leste do Platô Black um complexo bacia-colina marginal substitui a elevação continental, enquanto ao norte de Porto Rico encontra-se o complexo fossa-colina marginal).

8 Assoalho de Bacia Oceânica

O amplo fundo das bacias oceânicas forma a segunda feição de primeira ordem da morfologia submarina, situando-se entre as margens continentais e a cordilheira meso-oceânica. O assoalho de bacia oceânica subdivide-se em duas categorias de províncias: a do assoalho abissal (*abyssal floor*) e a da elevação oceânica (*oceanic rise, asseismic ridge*).

8.1 Assoalho abissal

O assoalho abissal subdivide-se em planície abissal (*abyssal plains*) e colina abissal (a*byssal hills*).

8.1.2 Planície abissal

A planície abissal constitui uma área externamente plana do assoalho abissal, na qual o gradiente do fundo é menor do que 1:1.000, podendo variar de 1:1.000 a 1:7.000. Em consequência, as planícies abissais podem ser consideradas como sendo as superfícies mais planas da Terra (Fig. 3.10 e 3.11). Essa província morfológica ocupa vasta área dos assoalhos abissais de todos os oceanos do mundo. As principais planícies abissais encontram-se adjacentes às elevações continentais, das quais diferem no gradiente. Do lado marinho, as planícies abissais geralmente passam gradativamente à província das colinas abissais. Além de sua ocorrência no assoalho abissal, foram também encontradas no fundo das fossas marginais, nas bacias marginais e em mares epicontinentais.

Essas planícies ocupam as regiões mais profundas do fundo oceânico (com exceção das fossas), na faixa dos 4.000-6.000 m. As evidências atuais indicam que sua origem está relacionada à sedimentação por correntes de turbidez que, provenientes do continente, espalham-se sobre o fundo oceânico, peneplanizando a topografia existente. A presença de areias grossas e fósseis de águas raras atesta seu transporte por meio dessas correntes. As planícies abissais ocorrem onde as correntes de turbidez não sejam barradas pela topografia do fundo. São muito comuns no Atlântico e são raras no Pacífico, devido à barragem das correntes de turbidez pelas fossas e arcos de ilhas (ex: Atlântico Norte – Hatteras, Biscaya, Demerara, Atlântico Sul – Ceará; Pernambuco, Argentina, Angola).

8.1.2 Colinas abissais

As colinas abissais são pequenas colinas que se elevam desde o assoalho de bacia oceânica, com relevo de poucos metros a algumas centenas de metros e largura variável de centenas a milhares de metros (Fig. 3.10 e 3.11). A denominação **Província de Colinas Abissais** é aplicada às regiões do assoalho da bacia oceânica em que aproximadamente toda a área é ocupada por colinas abissais. Situa-se à mesma profundidade da planície abissal adjacente, faltando, porém, o fundo plano. Colinas

abissais isoladas e grupos de colinas abissais ocorrem também no interior das planícies abissais. A origem das colinas é vulcânica e associa-se à origem da cordilheira mesoatlântica, cujos degraus inferiores a ela muito se assemelham topograficamente.

8.2 Elevações oceânicas e dorsais assísmicas

Uma elevação oceânica é uma ampla área do fundo oceânico (com centenas de quilômetros), não conectada à cordilheira meso-oceânica ou à margem continental, que se eleva por algumas centenas de metros acima do assoalho abissal adjacente. Apresenta topografia variando de muito suave a extremamente rugosa, sem, no entanto, chegar à rugosidade da cordilheira meso-oceânica (ex.: elevação das Bermudas, no Atlântico Norte, elevação de Rio Grande, no Atlântico Sul) (Fig. 3.13).

As dorsais assísmicas são mais acidentadas que as elevações oceânicas; possuem flancos mais escarpados e uma topografia mais irregular. Assemelham-se, morfologicamente, à cordilheira meso-oceânica, da qual se distinguem por duas diferenças fundamentais: são assísmicas (inativas) e assimétricas (ex.: Walvis Ridge – Sudoeste da África, no Atlântico Sul; Lomonosou Ridge, no Ártico) (Fig. 3.13).

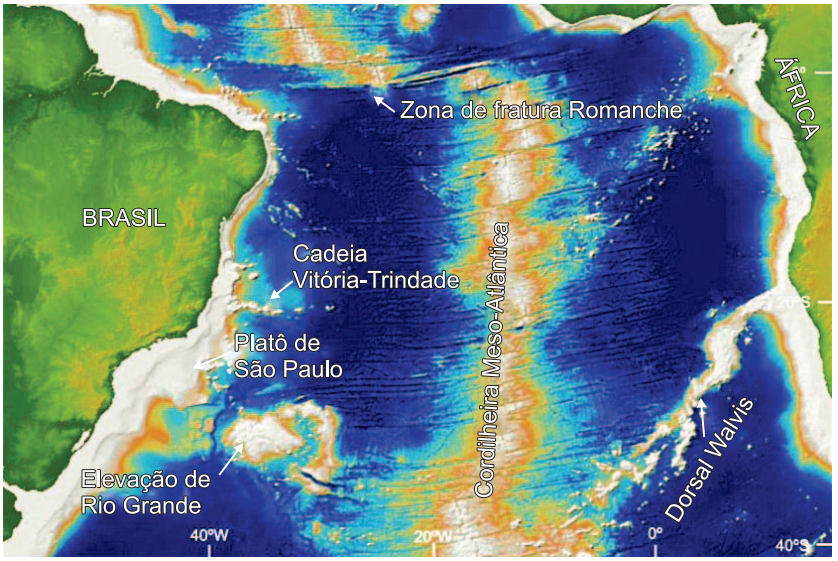


Figura 3.13 Elevações oceânicas e dorsais assísmicas.
[Fonte: <http://www.geomapapp.org>].

9 Cordilheira Meso-oceânica

A cordilheira meso-oceânica é a mais importante feição topográfica do fundo oceânico. Estende-se quase ininterruptamente por todos os oceanos (Atlântico, Índico, Antártico e sul do Pacífico), cobrindo uma extensão de aproximadamente 76.000 km. Seu relevo, acima do fundo oceânico adjacente, varia de 1 a 4 km, e sua largura, em certas partes, é superior a 1.000 km (Fig. 3.13).

Investigações geológicas e geofísicas realizadas no fundo oceânico revelaram que a cordilheira meso-oceânica é a feição geotectonicamente mais ativa da crosta terrestre, possuindo um significado fundamental na evolução dos continentes e bacias oceânicas. É no vale central (*rift-valley*) de sua crista que ocorrem os processos magmáticos responsáveis pela contínua geração de uma nova crosta oceânica.

O desenvolvimento da cordilheira por todos os oceanos é deslocado lateralmente por zonas de fratura (falhas de transformação). Um dos maiores deslocamentos ocorre na cordilheira mesoatlântica, na altura do Nordeste brasileiro (Zona de Fratura Chain e Romanche) (FIG. 3.13).

As falhas transformantes são regiões ativas de uma zona de fratura. Estendendo-se para fora do eixo da dorsal, essas zonas são áreas sem atividade sísmica, que apresentam evidências de atividades anteriores de falhas transformantes. Os segmentos das placas litosféricas, em ambos os lados de uma falha transformante, movem-se em direções opostas, enquanto os segmentos externos de uma zona de fratura movem-se na mesma direção (FIG. 3.14).

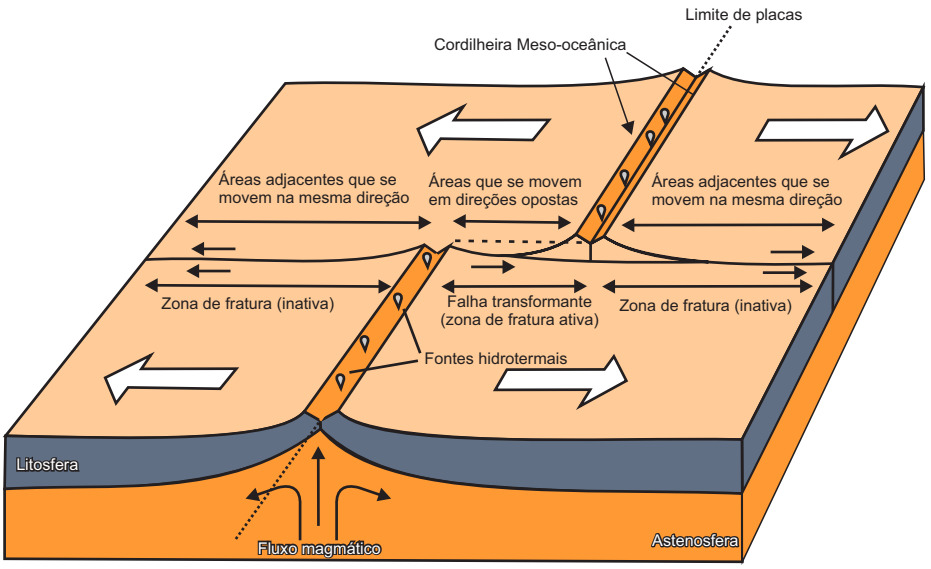


Figura 3.14 Falhas transformantes.

Ao longo da extensão da cordilheira, os pontos mais altos afloram sobre a superfície da água, formando ilhas (ex.: ilhas dos Açores, ilhas da Madeira, Ilha de Santa Helena). Em outras regiões, o *rift-valley* da cordilheira projeta-se para dentro dos continentes, como acontece na Islândia, Oeste dos Estados Unidos da América e no nordeste da África (ex: Mar Vermelho, Golfo de Aden).

Morfologicamente a cordilheira meso-oceânica subdivide-se em duas categorias de províncias, as cristas e os flancos.

9.1 Província da crista

A província da crista apresenta a topografia mais rugosa da cordilheira. Praticamente por toda a sua extensão existe um profundo *rift-valley* ladeado pelas escarpas das *rift-mountains*, que divide a cordilheira simetricamente. Essas escarpas podem atingir alturas entre 900 e 3.600 m acima do fundo do vale. É a região mais crítica, geologicamente, da crosta terrestre, onde continuamente é gerada uma nova crosta oceânica. Em consequência, o *rift-valley* coincide com uma faixa de epicentros de terremotos de focos rasos, com magmatismo ativo, uma faixa anormalmente alta de fluxo térmico e uma anomalia magnética positiva. Todas essas características são explicadas pelo modelo do espalhamento de fundo oceânico e tectônica de placas.

De ambos os lados do *rift-valley*, os picos dos *rift-mountains* caem abruptamente para o platô altamente fraturado que se situa entre as profundidades de 2.900-3.200 m abaixo dos picos das *rift-mountains*. O relevo local pode chegar a 800 m desde os picos até os vales adjacentes, sendo que as distâncias de pico a pico variam de 12 a 30 km. Os vales são mais profundos e estreitos do que os vales do degrau superior adjacentes. A largura dos *rift-valleys*, entre os picos das *rift-mountains* adjacentes, vai de 30 a 50 km. Na parte mediana do *rift* a largura vai de 10 a 30 km.

9.2 Província dos flancos

Os flancos da cordilheira meso-oceânica têm sido subdivididos em três províncias, degrau superior, médio e inferior, limitadas por escarpas proeminentes. Parte das províncias dos flancos (ex.: o degrau superior ao sul dos Açores) é caracterizada pela ocorrência de bacias intermontanas aplainadas por sedimentação. Possivelmente esses sedimentos tenham sido erodidos da crista e depositados nas bacias dos flancos. Em geral, o relevo de toda a cordilheira é muito acidentado e as províncias dos flancos, com exceção das bacias intermontanas, apresentam um relevo moderadamente rugoso, com picos que variam de 400 a 800 m de altura. O limite lateral da cordilheira meso-oceânica com o assoalho de bacia oceânica, geralmente com colinas abissais, dá-se por meio de uma proeminente escarpa, a partir da qual há uma mudança sensível no relevo.

10 Outras Feições Importantes da da Bacia Oceânica

10.1 Passagem abissal

Algumas planícies abissais são conectadas entre si por passagens restritas, que recebem a denominação de passagem abissal, em diferentes níveis. O fundo oceânico mergulha continuamente através da passagem abissal, desde a planície mais alta até a

mais baixa. Exemplos de importantes passagens abissais são: o Vema Gap (ligando as planícies abissais de Hatteras e Nares) e Theta Gap (ligando as planícies abissais da Ibéria e Biscaya), ambas no Atlântico Norte.

10.2 Cânions meso-oceânicos

Os cânions meso-oceânicos, ou canais de mar profundo, são pequenos cânions submarinos que ocorrem nas planícies abissais, geralmente associados às passagens abissais. Correspondem a uma depressão linear de fundo plano, com largura variável de 2 a 8 km e profundidade de até 2.000 m (ex.: Canal Vema, Brasil) (Fig. 3.10).

10.3 Fossas e arco de ilhas

Juntamente com a cordilheira meso-oceânica, os complexos fossas-arcos de ilhas constituem as feições morfológicas mais importantes do fundo oceânico, devido ao papel fundamental que desempenham na evolução do mesmo.

Os sistemas fossas-arcos de ilhas são áreas anômalas da superfície da Terra, possuindo as seguintes características principais: disposição arqueada das ilhas; grande atividade vulcânica no presente; fossas profundas do lado oceânico e mares marginais rasos do lado continental; marcante anomalia gravimétrica negativa, e sismicidade ativa. Nos últimos anos, outras características comuns aos arcos de ilhas foram identificadas, como o fluxo calorífico e a zonalidade marcante na composição das rochas vulcânicas.

Os principais sistemas fossas-arcos de ilhas do mundo são: Nova Zelândia a Tonga, Melanésia, Indonésia, Filipinas, Formosa e oeste do Japão, Marianas e leste do Japão, Kuriles e Kanchatka, Aleutas e Alasca, América Central, Caraíbas (Porto Rico), América do Sul (Peru-Chile) e oeste da Antártica (arco da Escotia).

Dentre essas fossas, algumas localizadas na América Central e América do Sul não possuem arcos de ilhas, mas apresentam a maioria das demais feições características do sistema. Os arcos de ilhas apresentam comprimento na ordem de milhares de quilômetros e largura bem menor (200 a 300 km, incluindo a fossa).

As fossas mais profundas conhecidas são: Marianas (±11.000 m); Tonga (10.800 m); Kuriles (10.500 m) e Filipinas (10.500 m).

10.4 Cânions e vales submarinos

Os levantamentos ecobatimétricos e sísmicos, detalhando o fundo marinho, mostram claramente que esses vales ou cânions são feições topográficas extremamente comuns em todas as províncias fisiográficas, mas de modo especial nos taludes continentais.

Muitas hipóteses têm sido formuladas para explicar a origem dos cânions e vales submarinos, dentre as quais: erosão ocasionada pelas correntes de turbidez que têm

início nas cabeceiras dos cânions e vales; erosão por lento movimento de massa (escorregamento, deslizamento) e posterior redistribuição dos sedimentos pelas correntes de fundo; erosão por outras correntes de fundo que não as correntes de turbidez, e afogamento, por subsidência, de vales formados subaereamente.

Esses cânions e vales podem ser classificados em:

Cânions submarinos: vales submarinos em forma de "V", com paredes íngremes e altas, afloramentos rochosos e a ocorrência de numerosos tributários em ambos os lados (ex.: cânion do Hudson, cânion do Amazonas, cânion do Mississipi e cânion de Monterey) (Fig. 3.15).

Vales de leques (*fan-valleys*): vales que cortam os grandes leques formados na frente dos cânions submarinos. Suas paredes não apresentam afloramentos, embora possam ser íngremes e possam atingir alturas de até 200 m. Pequenas elevações, semelhantes a diques marginais (*natural levées*), são encontradas em ambos os lados desses vales. Não possuem tributários, mas apresentam distributários (ex.: Congo *Fan-Valley*).

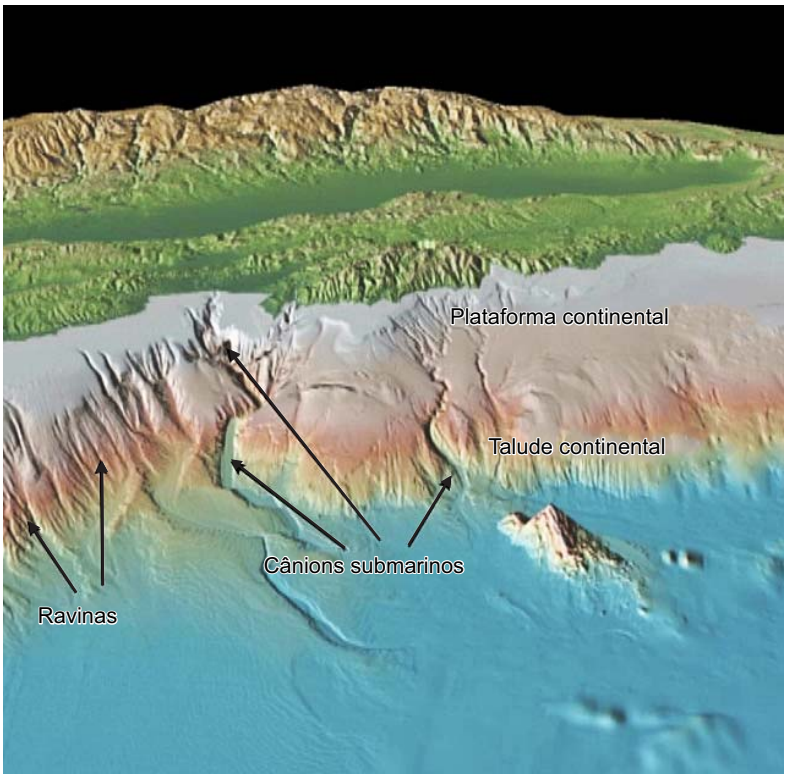


Figura 3.15 Cânions e ravinas submarinas de Monterey-Califórnia. [Fonte: GeoMapAppVG/*Lamont-Doherty Earth Observatory* da Universidade de Columbia].

10.5 Canais na plataforma (*shelf channels*)

Certas plataformas continentais são cortadas por canais, cuja profundidade não passa dos 180 m. São descontínuos e apresentam pequenas bacias ao longo de seu comprimento. Podem estar conectados a cânions submarinos no talude (ex.: paleocanal do Rio da Prata) (FIG. 3.16).

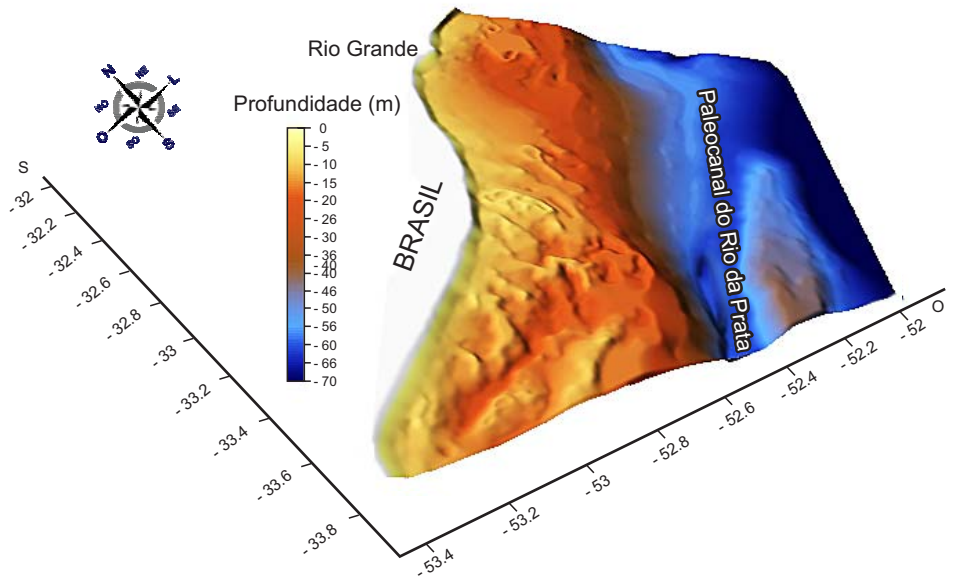


Figura 3.16 Paleocanal do Rio da Prata. [Fonte: modificado de Corrêa et al., 2014].

10.6 Vales glaciais (*glacial troughs*)

Vales glaciais ocorrem nas plataformas de regiões de altas latitudes. Possuem forma de "U" e usualmente apresentam profundidades maiores que 180 m, com largas bacias ao longo de seu comprimento. Podem possuir tanto tributários como distributários (ex.: vale do Golfo St. Lawrence e Fiorde de Oslo – Noruega).

10.7 Vales da frente deltaica (*delta-front troughs*)

São formados na frente de grandes deltas. Possuem forma de fossa e seu fundo mergulha continuamente em direção ao mar, através da plataforma e sobre o talude continental. Apresentam poucos tributários e suas paredes não apresentam afloramentos de rochas duras (ex.: Delta do Ganges, Níger e Mississipi).

10.8 Ravinas (*slope gullies*)

Ravinas são vales de pequeno relevo, descontínuos, que ocorrem em muitos taludes íngremes e comumente não possuem tributários. Localizam-se no talude continental, escarpas de falhas e frentes deltaicas (FIG. 3.15).

10.9 Vales assemelhados a *grabens* ou *rifts*

São vales de origem tectônica que ocorrem em áreas de diatrofismo ativo. Têm forma reta, sem distributários e sua direção acompanha as feições estruturais em terra (ex.: *San Clemente Rift-Valley* – Sudoeste da Califórnia).

10.10 Canais de mar profundo (*deep-sea channels)*

Nas profundezas abissais, encontram-se canais em forma de fossa, de relevo baixo e com poucos tributários. Algumas vezes os canais são prolongamentos dos vales de leques para dentro das planícies abissais (ex.: *Brazilian Channel* – Fortaleza, ao noroeste do Cabo São Roque).

10.11 Leques e cones submarinos

São acumulações de sedimentos terrígenos com geometria de leques ou cones, que se estendem aos pés dos taludes continentais, alimentados por cânions submarinos. O maior leque submarino do mundo é o *Bengal Deep-Sea Fan*, no Oceano Índico (3.000 km de comprimento por 1.000 km de largura e ± 12 km de espessura). Quanto à origem, é aceita a hipótese de que esses leques deposicionais cresceram graças ao material carregado por correntes de turbidez, que se depositaram em consequência de uma súbita diminuição na declividade (ex.: cone do Amazonas, cone do Rio Grande e cone do Ganges).

10.12 Ilhas oceânicas

Ilhas oceânicas são feições morfológicas de pequena área, que se erguem do fundo oceânico, aflorando acima do nível do mar em regiões distantes dos continentes. Excluem-se, assim, as grandes ilhas continentais como a Groenlândia, a Islândia, as Ilhas Britânicas, Madagascar, a Sicília, as ilhas da Indonésia e Nova Guiné. São também excluídas as ilhas oceânicas que fazem parte dos arcos de ilhas.

Muitas dessas ilhas oceânicas, que aparecem isoladas no meio do oceano, na realidade fazem parte das cordilheiras meso-oceânicas. Nesta categoria incluem-se ilhas como Açores, Tristão da Cunha, Trindade, Fernando de Noronha, Santa Helena e São Pedro e São Paulo, no Atlântico. Um segundo grupo de ilhas oceânicas ocorre no Pacífico. São ilhas vulcânicas arranjadas em grupos mais ou menos lineares e independentes da cordilheira meso-oceânica. As ilhas do Havaí, no centro do Pacífico, são um exemplo dessa classe. Todas essas ilhas são tipicamente de origem vulcânica (basáltica), sendo que a maioria que se situa em latitudes tropicais encontram-se cercadas ou recobertas por recifes de corais.

10.13 Montes submarinos

Montes submarinos são elevações do fundo oceânico, normalmente isoladas, com forma cônica, flancos escarpados e relevo superior a 1.000 m. Mais de 1.200 montes

submarinos já foram reconhecidos. No entanto, a maior distribuição encontra-se no Pacífico. A origem dos montes submarinos é vulcânica (basáltica). A maioria se dispõe segundo linhas ou grupos alongados de 10 a 100, assemelhando-se aos arquipélagos do Pacífico (ex.: Havaí). Assim, pelo contínuo crescimento do grupo linear de montes submarinos, suas lavas podem se unir, dando origem, dessa forma, a uma dorsal vulcânica.

Na margem continental nordeste-leste do Brasil, são abundantes os montes submarinos, os quais encontram-se isolados, em grupos não-alinhados ou formando cordilheiras, ocupando o talude, a elevação continental e as regiões abissais adjacentes (ex.: cadeia Vitória-Trindade, cadeia de Abrolhos, montes da Bahia, montes de Pernambuco, montes da Paraíba, montes do Maranhão, monte Almirante Saldanha e monte Hotspur) (Fig. 3.10, 3.11 e 3.17).

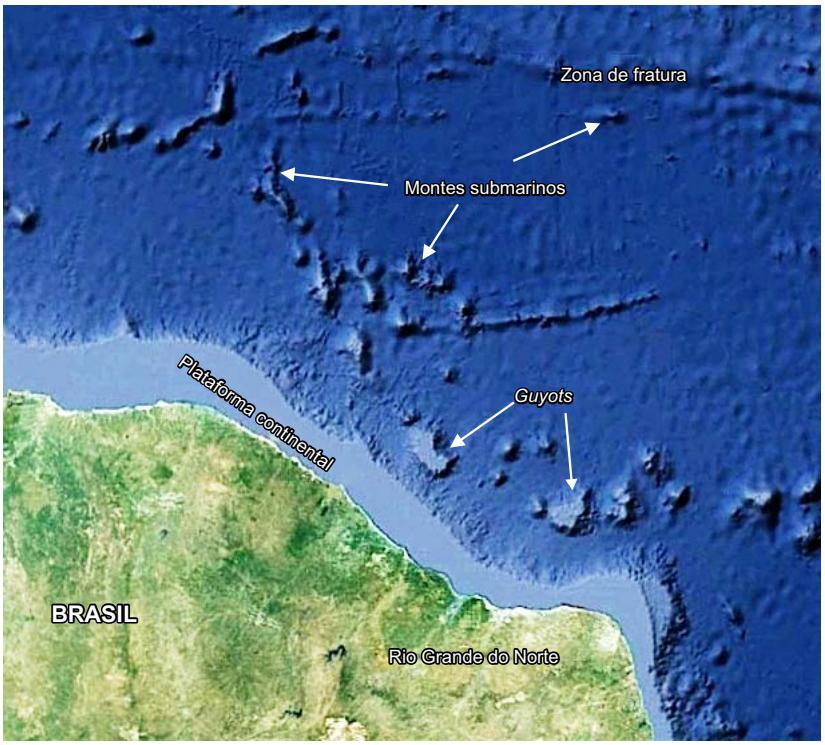


Figura 3.17 Montes submarinos e guyots.
[Fonte: *Google Earth*].

10.14 Guyots

Guyots são montes submarinos que apresentam seu topo achatado e se situam a profundidades maiores que 200 m (Fig. 3.11 e 3.17). São antigas ilhas que, por subsidência de sua base, foram afogadas. Assim, seu topo aplainado é devido à ação das ondas. A profundidade em que se situam varia de 200 a 2.500 m, sendo que a

maioria encontra-se a profundidades de 1.000 a 2.000 m. Muitas das elevações submarinas do Nordeste-Leste do Brasil são *guyots*.

10.15 Atóis

Um atol é um recife anelar situado na superfície ou próximo da superfície do mar e que engloba uma laguna interna (Fig. 3.18). Alguns são encontrados na plataforma continental, mas a maioria deles são estruturas isoladas que se erguem desde o fundo abissal. Seu diâmetro pode variar de 2 a 50 km. Seu maior desenvolvimento dá-se no oeste do Pacífico.

A maioria desenvolve-se no topo de vulcões marinhos, que podem ou não ter sido truncados pela erosão antes de começar o crescimento do recife (Ver Capítulo 13: Ambientes Marinhos). A subsidência progressiva do edifício vulcânico (basáltico) permite o crescimento contínuo do recife, formado por calcário de água rasa (pode chegar a quase 2 km de espessura) (ex.: Atol das Rocas – Nordeste do Brasil e Atol de Biquíni – Oeste do Pacífico).



Figura 3.18 Atol das Rocas (Brasil).
[Fonte: <http://www.tamar.org.br/base.php?cod=22>].

10.16 Fontes hidrotermais

Um dos aspectos mais interessantes associados às bacias oceânicas são as fontes hidrotermais, as quais foram primeiramente observadas por pesquisadores do Instituto Oceanográfico *Woods Hole*, em 1977, nos *rifts* das Ilhas Galápagos, na elevação do

Pacífico oriental, a uma profundidade de 3.000 m. Essas fontes hidrotermais encontram-se ao longo de todo o fundo oceânico, mas são mais habituais em zonas de vulcanismo muito ativo, como no Cinturão de Fogo ou na Dorsal Mesoatlântica (Fig. 3.14 e 3.19).

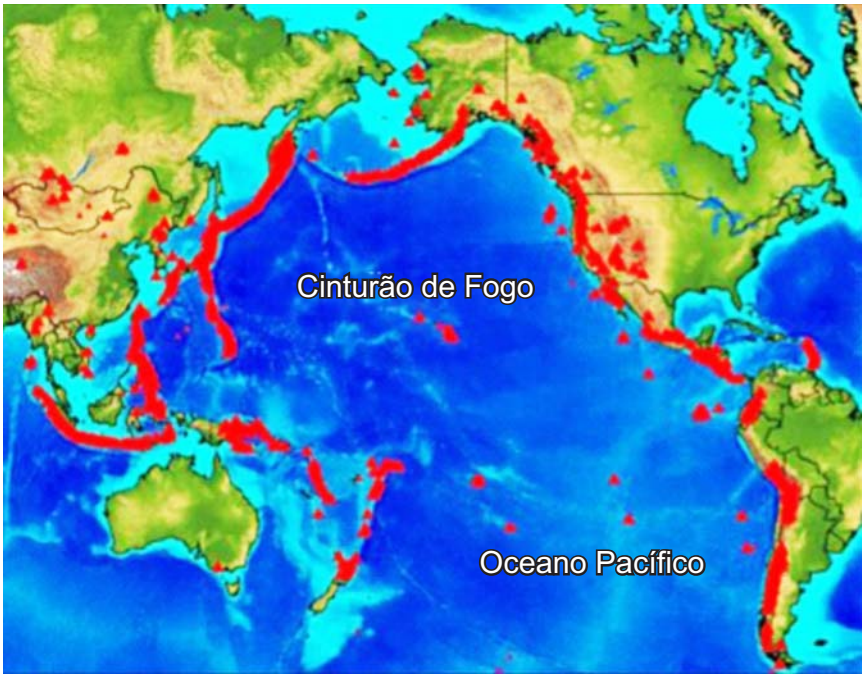


Figura 3.19 Cinturão de Fogo do Pacífico.
[Fonte: <http://noss2geografia.blogspot.com.br/2012/08 circulo-de-fogo-do-pacifico.html>].

Geologicamente, a superfície terrestre é formada por uma série de placas rígidas, que se movem em diferentes direções. Quando duas placas adjacentes se afastam uma da outra (divergência), o magma ascende do interior do manto terrestre em direção à superfície, ocorrendo uma erupção de lava no fundo marinho e uma nova crosta oceânica é formada. Esse processo cria cadeias de montanhas vulcânicas submarinas, chamadas cristas meso-oceânicas. É nessa região que as fontes hidrotermais se encontram.

A água do mar penetra na crosta oceânica através de falhas e fissuras, ocasionando a reação da água fria (~4 °C) com a rocha incandescente nas proximidades do depósito de magma que alimenta a zona da crista. A temperatura pode exceder os 350 °C, ocasionando que metais e enxofre, presentes nas rochas, sejam dissolvidos e incorporados ao fluido. Esse fluido hidrotermal volta à superfície do fundo marinho enriquecido com enxofre, hidrogênio, metano, manganês e metais, mas sem oxigênio

e magnésio. Quando o fluido hidrotermal, que se encontra a altas temperaturas, entra em contato com a água do mar fria e rica em oxigênio, os metais dissolvidos precipitam. O fluido que emerge é então carregado com partículas de metais, que se parecem com fumarolas pretas (entretanto podem também ser brancas, cinzentas ou transparentes, dependendo do material que as compõem). Essas partículas depositam-se no fundo oceânico, formando as chaminés das fontes hidrotermais, que podem atingir até 40 m de altura (Fig. 3.20).

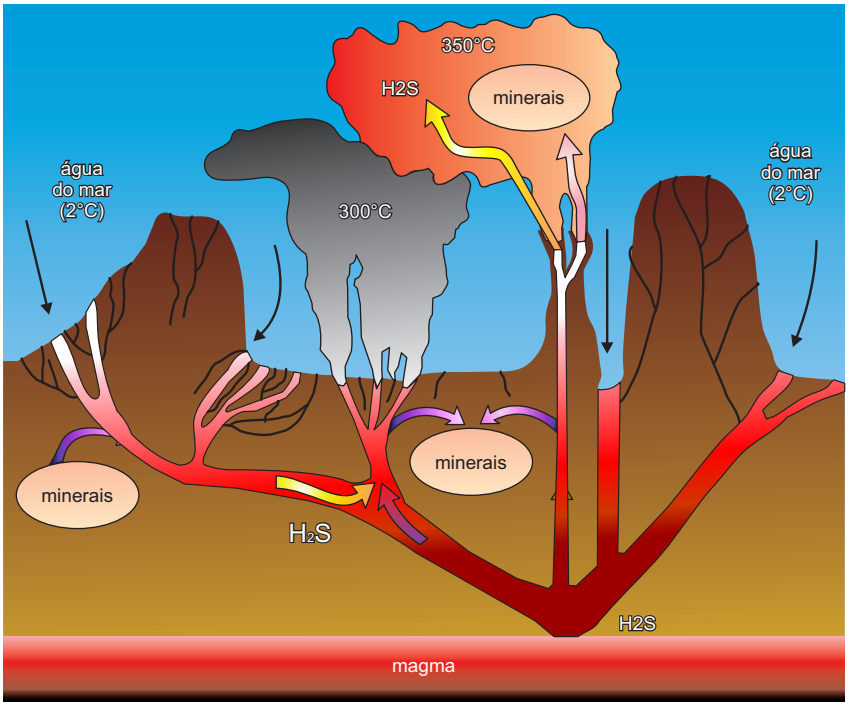


Figura 3.20 Fontes hidrotermais. [Fonte: Teixeira, 2000].

A distinção entre as chamadas fumarolas negras (*black smokers*) e brancas (*white smokers*) é o seu caráter térmico e composicional. As primeiras representam as emanações com temperaturas mais elevadas, expelindo, principalmente, ferro e sulfeto, que se combinam para formar sulfeto de ferro, composto que dá à fumarola a cor negra. As fumarolas brancas são formadas a partir de emanações com temperaturas menos elevadas que as primeiras, contendo compostos de bário, cálcio e sílica, os quais impingem a cor branca (Fig. 3.21).

Desde que as primeiras fontes hidrotermais foram descobertas, muitos outros campos hidrotermais foram encontrados nas cristas meso-oceânicas dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico. E muitos mais estão ainda por serem descobertos.

Mais de 300 espécies de diferentes grupos de organismos foram encontrados nas proximidades das fontes hidrotermais. Muitos são exclusivos desses ecossistemas e não poderiam existir fora deles. A composição biológica difere de uma fonte hidrotermal para outra fonte hidrotermal.

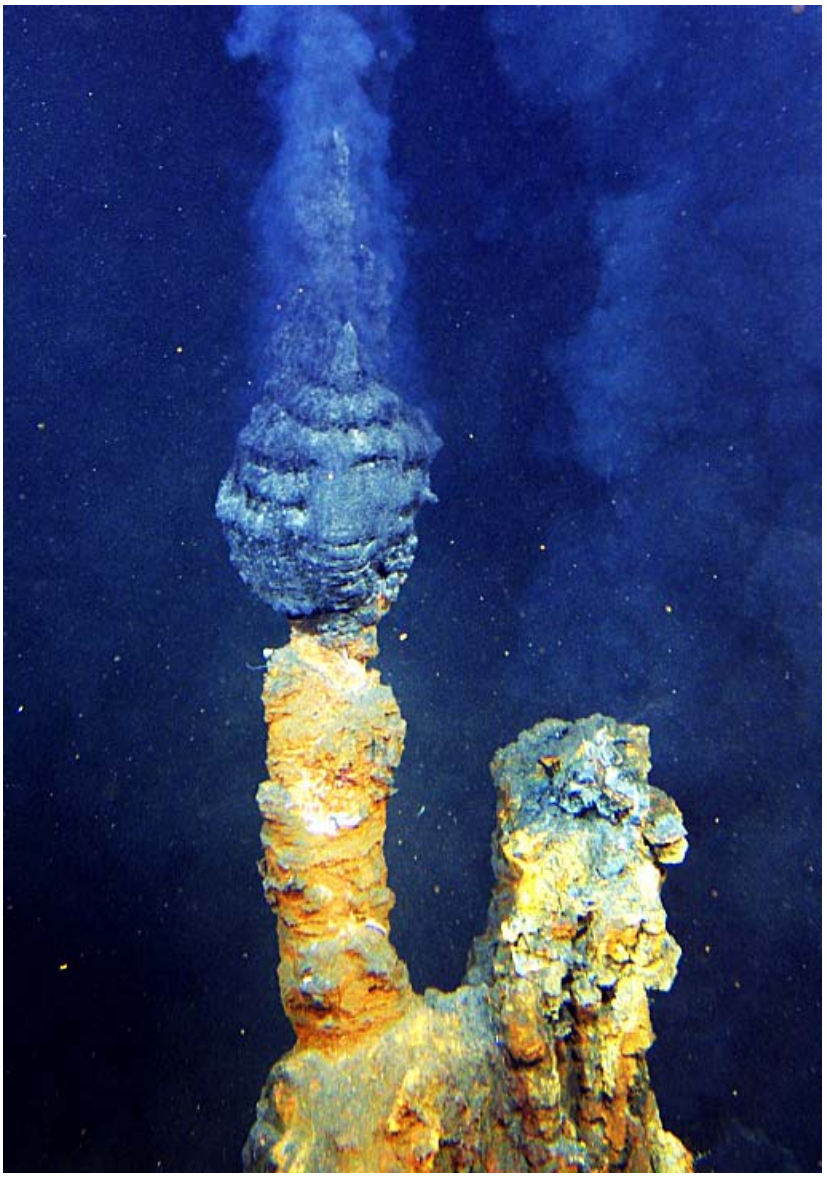


Figura 3.21 Fonte hidrotermal (fumarola preta).
[Imagem cortesia da *New Zealand American Submarine Ring of Fire 2007*, Programa NOAA Vents, do *Institute of Geological & Nuclear Sciences* e NOAA-OE].



Foto: Wikimedia Commons



CAPÍTULO 4

SEDIMENTAÇÃO MARINHA

Lauro Julio Calliari

1 INTRODUÇÃO

Sedimentos marinhos apresentam grande variabilidade, tanto em forma como em composição. Existem como fragmentos líticos (produtos de desintegração derivados dos vários tipos de rochas continentais intemperizadas); carapaças de organismos marinhos (tanto animais como vegetais); na forma de sais (óxidos e hidróxidos precipitados da água do mar); cinza vulcânica, ou ainda como partículas cósmicas, oriundas do espaço exterior. Os sedimentos podem ser constituídos de partículas minerais, tais como o quartzo (sílica inorgânica), ou orgânicas, como o carbonato de cálcio (fragmentos de conchas).

Os sedimentos marinhos podem se originar do continente, sendo transportados até o oceano por rios, ventos ou geleiras (sedimentos alóctones), mas também podem ser formados e depositados no próprio oceano (autóctones).

A maior parte da erosão das rochas ocorre nos continentes e seus fragmentos predominam entre os sedimentos do fundo oceânico. O resultado final (líquido) dos



Foto: CIRM/SECIRM

processos de erosão e deposição consiste basicamente no alisamento do relevo continental e no preenchimento das bacias oceânicas.

Os sedimentos se acumulam de maneira distinta em margens continentais passivas (atlântica) e ativas (pacífica). Assim, desenvolvem-se espessas sequências de rochas sedimentares (sedimentos consolidados) em margens continentais passivas, distribuídas na plataforma, talude, elevação continental e fundo das bacias oceânicas. Em contraposição, sequências sedimentares menos espessas desenvolvem-se em margens continentais ativas, as quais apresentam uma fossa profunda, que impede a chegada de sedimentos até o fundo das bacias oceânicas, inibindo o desenvolvimento de imensas planícies abissais.

Dependendo do movimento relativo das placas ao longo do tempo geológico, a colisão de continentes em zonas de subducção comprime e deforma as sequências sedimentares marinhas acumuladas entre massas continentais, gerando cadeias de montanhas elevadas lineares, as quais serão novamente erodidas e seus produtos (sedimentos) transportados para as bacias oceânicas. Paralelamente, nas zonas de expansão, ou seja, nos limites divergentes das placas, ocorre a geração de fundo oceânico basáltico, que é coberto por uma fina camada de sedimentos biogênicos, de composição carbonática. Ao longo do tempo geológico há um grande ciclo tectônico de formação e erosão de cadeias de montanhas e aprofundamento e preenchimento de bacias oceânicas. Os sedimentos são erodidos das grandes massas continentais (crátons) e reciclados ao longo do tempo geológico. O que é continuamente gerado e consumido é, fundamentalmente, o fundo oceânico.

2 Classificação dos Sedimentos Marinhos

A classificação dos sedimentos leva em conta a composição (natureza química) e o tamanho de grão (natureza física), critérios que são muito úteis e amplamente abordados por profissionais das Ciências do Mar. Mapas de tipos de fundo (composição mineralógica ou orgânica) com informações sobre a textura (tamanho das partículas) são muito usados em estudos de inter-relação dos organismos com o substrato. Da mesma forma, o tamanho de grão fornece indicações sobre o tipo de energia do ambiente em que o material sedimentar foi depositado, associando assim oceanografia física (física marinha) e oceanografia geológica (geologia marinha).

2.1 Classificação textural

É mais conveniente classificar o tamanho de grão numa escala logarítmica, em razão da dimensão das partículas, que varia de mícrons até metros. A classificação mais usada é a escala de Wentworth (Tab. 4.1).

Tabela 4.1 Classificação granulométrica e denominações com base em Wentwhorth.

Escala Phi (φ)	DIÂMETRO (mm)	CLASSIFICAÇÃO
-8 a -9	256 a 512	Matacão
-6 a -8	64 a 256	Bloco
-2 a -6	4 a 64	Seixo
-1 a -2	2 a 4	Grânulo
-1 a 4	0,062 a 2	Areia
4 a 8	0,004 a 0,062	Silte
8 a 12	0,00048 a 0,0039	Argila

Do sedimento mais grosso ao mais fino tem-se: matacão, bloco, seixo, grânulo (cascalho muito fino), areia, silte e argila. O tamanho pode ser expresso tanto em milímetros ou mícrons como em unidades de *phi* (ϕ), sendo o valor de *phi* igual ao logaritmo negativo do diâmetro em mm na base 2. A transformação do sistema *phi* para a escala métrica é facilitado por nomogramas como o de Inman ou tabelas de Page. O sistema *phi* é conveniente para a obtenção dos parâmetros estatísticos do sedimentos obtidos após a confecção de curvas granulométricas.

Areias, no sistema americano de classificação, são grãos com diâmetro entre 0,062 mm e 2 mm. Tamanhos menores e até 0,004 mm definem o silte. Partículas com diâmetro inferior a esse limite correspondem a argila. Valores inferiores a 0,00048 mm compreendem os colóides. Argila e silte juntos constituem o que se denomina de lama. Um mapa textural de fundo pode ser baseado nas proporções de cascalho, areia e lama. Para determinar essas proporções são utilizadas duas peneiras, sendo uma de 2 mm, que separa o grânulo da areia, e outra de 0,062 mm, que separa a areia da lama. A separação desta última fração (constituída de silte e argila) da areia é feita com água. Isso se conhece como a **retirada dos finos**, sendo o diâmetro dos grãos estimados posteriormente, por pipetagem e de acordo com a velocidade de decantação das partículas, que toma por base a Lei de Stokes (1951).

Após a separação das três granulometrias e o cálculo das respectivas proporções, é possível definir os tipos de fundo por meio do diagrama de Shepard (1954), que permite classificar 10 tipos de fundo com base nas proporções de areia, silte e argila (Fig. 4.1).

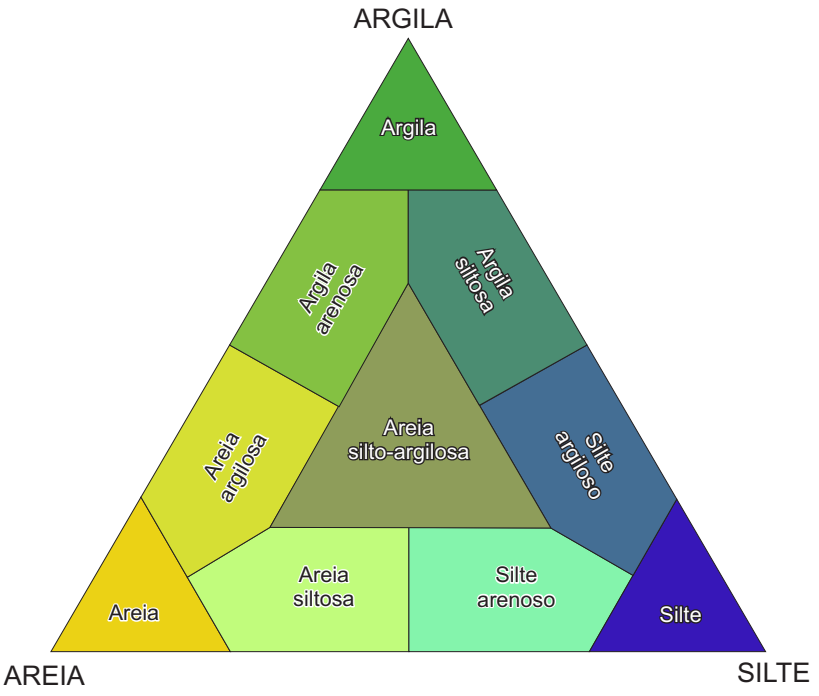


Figura 4.1 Diagrama de Shepard, que classifica o sedimento de acordo com as proporções de areia, silte e argila, no qual cada vértice do triângulo indica um tipo puro de sedimento. [Fonte: <http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/Sedim/SedimA_AT.pdf>].

A textura dos sedimentos fornece elementos para definir o tipo de intemperismo predominante (físico ou químico), o modo e direção do transporte, a natureza do ambiente deposicional e as mudanças ocorrentes desde a sua deposição.

O mapa dos sedimentos do fundo do Oceano Atlântico, estabelecido a partir da granulometria dos sedimentos, foi usado por Lisitzin (1972), para ilustrar esta distribuição e explicar os padrões observados (FIG. 4.2).

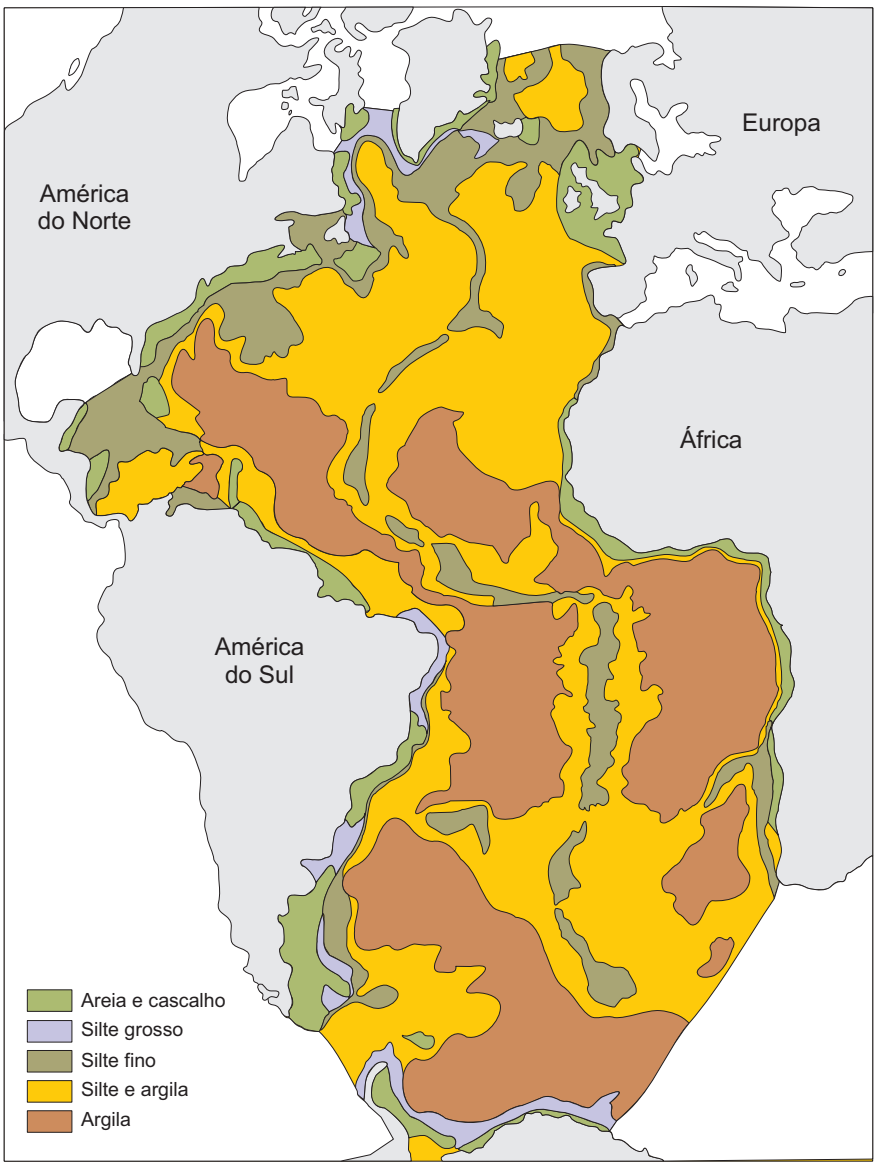


Figura 4.2 Composição Granulométrica dos sedimentos de fundo do Oceano Atlântico. [Fonte: LISITZIN, 1972].

De maneira geral, existe uma zonação latitudinal dos sedimentos em função do clima, que controla o tipo de intemperismo predominante. Em altas latitudes predomina o intemperismo físico, que, por desagregação mecânica da ação do gelo, gera sedimentos mais grossos. Nessas regiões, especialmente nas adjacências da Antártica, um grupo especial de sedimentos terrígenos, depositados pela fusão do gelo (deriva de *icebergs*), ocupa uma área de $65x10^6$ km^2. São depósitos do tipo morainas, caracterizados pela mistura de cascalho e lama. Depósitos de grânulos e areia predominam em altas latitudes, como na Patagônia e outras regiões do Hemisfério Norte, que sofreram a ação das geleiras. Rios em áreas de gelo ou solo congelado (*permafrost*) carregam principalmente material de tamanho silte e muita areia, enquanto em áreas equatoriais, onde predomina o intemperismo químico, a carga dos rios é quase exclusivamente argilosa, com pequenas proporções de material grosso.

Sedimentos lamosos, frequentemente associados com vegetação de manguezais, cobrem plataformas equatoriais. Em zonas áridas, por ausência de rios, o material terrígeno de origem continental é inexistente, predominando nessas regiões os carbonatos com tamanho de grão mais grosso. Sedimentos terrígenos compostos por sílica apresentam grande estabilidade química, podendo depositar-se em qualquer latitude e sobretudo em qualquer profundidade. Ao contrário, o carbonato, que é sujeito a uma zonalidade vertical, não se deposita na parte mais profunda das bacias oceânicas.

2.2 Classificação genética

Zonalidade sedimentar e condições ambientais estão fortemente impressas nos tipos genéticos (como foram formados) de sedimentos, cada um dos quais caracterizados por seu tamanho e composição. São definidos seis tipos gerais de sedimentos:

I. Terrígenos. Menos de 30% de carbonato de cálcio e sílica amorfa.
- a) Sedimentos depositados pela deriva de *icebergs*;
- b) Terrígenos além da zona de *icebergs*;
- c) Lamas com baixo conteúdo de sílica e carbonato.

II. Biogênicos. Mais de 30% de carbonato de cálcio ou sílica amorfa.
- a) Vasa calcária (mais de 30% de carbonato de cálcio);
  - **1) Planctogênicos**: constituídos por foraminiferos, foraminíferos-cocolitoforideos ou pterópodes-e foraminíferos;
  - **2) Bentogênicos**: constituídos por corais e algas calcárias, foraminíferos bentônicos, conchas, briozoários, cracas, equinodermas e restos de tubos calcários de vermes;
  - **3) Químico-Biogênicos**: cristais de $CaCO_3$ depositados na forma de aragonita devido a fixação do CO_2 por uma alga calcária (fotossíntese), que reduz a solubilidade do carbonato; oólitos; precipitação de carbonato associado à matéria orgânica.

b) Vasa Silicosa: mais de 30% de sílica amorfa, constituídos por diatomáceas, radiolários e esponjas silicosas.

III. Autigênicos (formados *in situ*) Quimicogênicos ou Hidrogênicos. Precipitados diretamente da água do mar. Constituem exemplos os nódulos polimetálicos (ou nódulos de ferro-manganês), nódulos e concreções de fosforita, glauconita, etc;

IV. Vulcanogênicos. Ricos em material piroclástico;

V. Cosmogênicos. Grãos muito pequenos que se originam no espaço extraterrestre, constituídos de níquel-ferro ou silicato de magnésio;

VI. Poligênicos. Constituídos pelas argilas vermelhas, que se depositam em oceano profundo e possuem menos de 10% de carbonato de cálcio ou sílica amorfa.

Os dois sistemas de classificação, um baseado na granulometria e outro na sua gênese, se interligam. Assim, areia e lama (silte + argila) separados com base no tamanho de grão tanto podem ser terrígenos, biogênicos, quimicogênicos, como vulcanogênicos, dependendo da sua origem. Tem-se, dessa forma, lamas carbonáticas, silicosas, terrígenas ou mesmo vulcanogênicas.

Deve ser observado que a argila constitui um tamanho de grão e não necessariamente corresponde a um argilo-mineral, ou seja, uma partícula mineral mais comumente constituída por hidrossilicatos de alumínio, sódio ou potássio. Por isso, é comum afirmar que "todo argilo-mineral é uma argila, mas nem toda argila é um argilo-mineral".

3 Fatores que Controlam a Sedimentação

Os dois fatores principais que determinam as características de um depósito sedimentar, independentemente da sua gênese, são o tamanho das partículas e as condições energéticas do ambiente, geralmente determinadas pela ação das ondas e correntes. A interação desses dois fatores define as propriedades do depósito. Ao examinar essas propriedades é possível reconstituir o ambiente no tempo da deposição, mesmo em depósitos sedimentares antigos.

Existe uma diferença acentuada entre ambientes marinhos rasos e profundos. Nos domínios rasos costeiros (águas de plataforma e estuarina) há interdependência entre o comportamento hidrodinâmico, os sedimentos e as feições do fundo. No ambiente costeiro, as forças friccionais de atrito produzido por ondas e correntes se manifestam de maneira acentuada em profundidades variáveis, podendo inclusive ocupar toda a coluna de água. No oceano profundo, um ambiente mais estável, as forças friccionais que atuam sobre o fundo ocupam uma pequena parcela da coluna de água, praticamente isolada da superfície. De maneira geral, essas forças produzem feições e depósitos sedimentares espacialmente mais estáveis. Já em zonas rasas, é acentuada a variabilidade espacial dos tipos de fundo.

BOX 4.1
ENERGIA E TIPOS DE FUNDOS

Num estuário de micromaré (maré de pequena amplitude; veja Capítulo 9: Marés) como o da Lagoa dos Patos, é possível identificar uma zonação com dois tipos de fundo, associada ao nível energético que ocorre em cada zona. Neste estuário, as margens expostas são de areia fina bem selecionada (poucas classes granulométricas), em consequência da ação das ondas de pequena amplitude e baixo período, que propiciam agitação constante e impedem a deposição de sedimentos finos (silte e argila). À medida que a profundidade aumenta, ou em zonas abrigadas (de baixa energia), cresce a deposição dos sedimentos finos, propiciando a ocorrência de fundos lamosos nos canais ou zonas abrigadas. Entre esses dois extremos, em profundidades intermediárias, têm-se sedimentos mal selecionados (várias classes granulométricas), resultado da mistura de areia e lama.

De maneira geral, a média granulométrica de um depósito sedimentar é um bom indicador da energia do ambiente no momento da deposição. Sedimento finos depositam-se em ambientes de baixa energia. Sedimentos grossos indicam alta energia. Ambientes praiais também são bons indicadores da inter-relação granulometria e nível de energia. O sedimento mais grosso está sempre associado a uma zona de máxima turbulência, geralmente caracterizada pela região inferior do espraiamento, onde o fluxo de subida da água colide com o fluxo de retorno. Em praias de areia média ou grossa ocorre a formação de um degrau. A partir dessa formação, tanto em direção às dunas como em direção à zona de arrebentação, a granulometria decresce. Modos de transporte do sedimento podem também ser expressos através da análise detalhada das distribuições granulométricas, caracterizando assim os processos deposicionais.

É difícil determinar precisamente as velocidades críticas da água de fundo (correntes) necessárias para erodir, transportar e depositar sedimentos nos oceanos. Sabe-se muito a respeito de ambientes costeiros, mas pouco sobre sedimentos de mar profundo. Experimentos de laboratório (em tanques) sugerem a inter-relação entre a velocidade de corrente no fundo e o tamanho de grão, que indica se uma determinada granulometria vai ser erodida, transportada ou depositada. Os resultados gerais estão resumidos no Diagrama de Hjulström (Fig. 4.3).

O diagrama relaciona, em dupla escala logarítmica, a velocidade média da corrente (eixo y) com o diâmetro do grão (eixo x). Duas curvas dividem a área do gráfico em três campos distintos: erosão, transporte e deposição. A curva superior especifica a velocidade que a corrente deve ter para erodir do fundo grãos de um dado tamanho. A velocidade crítica para erodir sedimentos arenosos e tamanho cascalho aumenta com o tamanho do grão. Grãos de 1 mm de diâmetro começam a se movimentar

quando a velocidade atinge 50 cm/s. Cascalho com 10 mm de diâmetro, por outro lado, começa a se movimentar quando a velocidade no fundo atinge 100 cm/s. Entretanto, essa relação entre velocidade da corrente e diâmetro do grão só é valida para diâmetros de grão entre 0,1 e 0,2 mm. Surpreendentemente, são necessárias velocidades mais elevadas para erodir sedimentos finos (silte e argila), com baixo conteúdo de água, do que aquelas requeridas para erodir areias finas, médias e grossas. Esse aumento da velocidade crítica é resultado da forte coesão dos sedimentos finos (silte e argila).

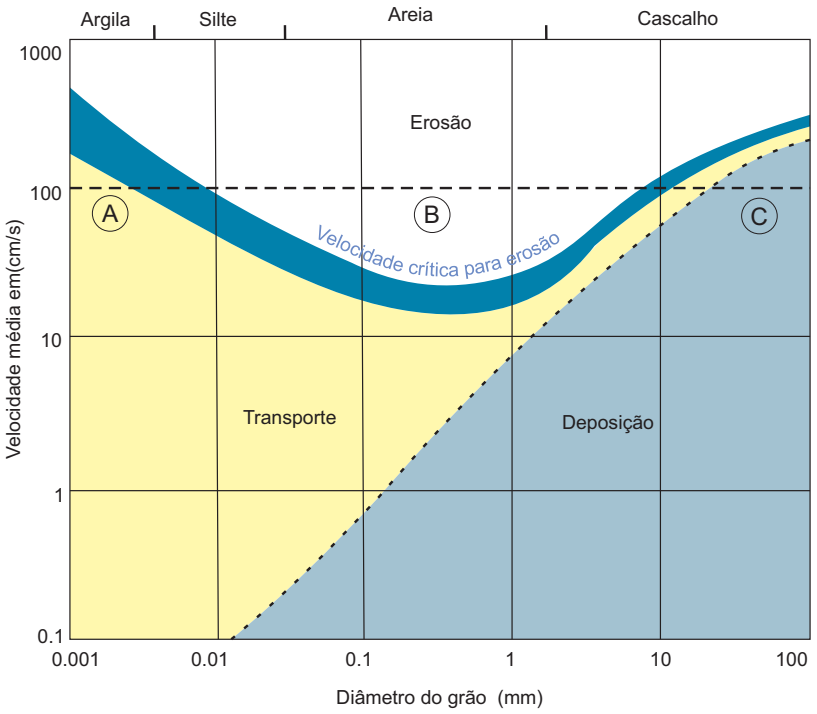


Figura 4.3 Diagrama de Hjulström.
Relação entre erosão, transporte e deposição de partículas sedimentares.
[Fonte: PINET, 1998].

A curva inferior do diagrama mostra que sedimentos finos, uma vez erodidos e colocados em suspensão, ao contrário de grãos de areia muito finos, podem ser transportados por correntes fracas. Isso se deve ao fato de que a velocidade de deposição para partículas em suspensão varia com o diâmetro destas. Partículas finas se depositam mais lentamente que grãos grossos, permanecendo mais tempo em suspensão e sendo facilmente transportadas por correntes fracas.

No Diagrama de Hjulström, a linha do topo corresponde a uma velocidade de 1.000 cm/s, velocidade que erode todos os tamanhos de grãos, desde argila com baixo conteúdo de água até material de tamanho cascalho. Entretanto, uma velocidade de 100 cm/s indica que a argila (ponto A) será transportada, mas não erodida. Grãos variando em diâmetro entre silte (0,01 mm) e cascalho fino (10 mm) serão erodidos (ponto B), mas cascalho grosso (diâmetro acima de 10 mm) será depositado. Adicionalmente, verifica-se que uma corrente com 10 cm/s é muito fraca para erodir qualquer tipo de sedimento, no entanto pode transportar silte e argila, desde que estejam em suspensão, e não transporta cascalho, que será depositado.

BOX 4.2
COESÃO EM SEDIMENTOS FINOS

Sedimentos argilosos possuem área superficial grande em relação à massa e apresentam estrutura em camadas com carga elétrica negativa. Partículas coerem quando as cargas negativas de repulsão são anuladas num eletrólito fraco, como a água do mar, ou seja, a **coesão** é o resultado da atração superficial entre partículas de argila. A coesão mineral é reforçada pela coesão orgânica, muitas vezes causada por muco ou peletização biogênica, tornando o sedimento de fundo mais resistente à erosão. A coesão de sedimentos lamosos é complexa e dependente da mineralogia das argilas, do conteúdo de água, da matéria orgânica e do tamanho das partículas. Ao aumentar o conteúdo de água para cerca de 90%, a curva de erosão de sedimentos finos sofrerá uma alteração, em função da queda da velocidade crítica para valores semelhantes a areia muito fina. Tal conteúdo de água caracteriza uma lama fluida de baixa densidade, facilmente erodida por fracas correntes de fundo.

4 Sedimentação no Oceano

As maiores subdivisões de sedimentos marinhos são facilmente relacionadas às duas principais zonas das bacias oceânicas, mais especificamente ao ambiente raso da plataforma continental e ao oceano profundo. Embora ambos possam conter todos os tipos de sedimentos já relacionados na classificação genética, existem certas generalizações que podem ser feitas a respeito da sedimentação nesses dois ambientes.

A plataforma está próxima da área-fonte de sedimentos provindos do continente, onde predominam os terrígenos, que são mais grossos e se acumulam mais rapidamente. Os biogênicos são fragmentos de macroinvertebrados bentônicos, tais como moluscos, corais e equinodermas. Aumentando a distância da plataforma, as profundidades são maiores, da ordem de 2.000 m, mas ainda sofrem acentuada influência de sedimentos terrígenos. Quando as profundidades chegam a 4.000 m, o suprimento sedimentar terrígeno por rios e outros sistemas costeiros é muito reduzido, com exceção de fluxos aleatórios que escorregam talude abaixo.

No oceano profundo predominam os sedimentos finos, que se acumulam lentamente. Nessas zonas, vastas áreas são homogeneamente cobertas por sedimentos biogênicos, como vasas carbonáticas e silicosas, constituídas respectivamente por foraminíferos e radiolários. A distância do continente e a profundidade diferenciam marcadamente os processos de sedimentação e área-fonte nesses dois domínios oceânicos.

4.1 Sedimentação na plataforma continental

A distribuição dos sedimentos na plataforma depende da natureza e da intensidade dos processos físicos ocorrentes nos continentes e dos mecanismos de transporte no ambiente marinho. Grande parte dos sedimentos é retida em ambientes costeiros, como estuários, lagoas costeiras e baías, antes de atingir o ambiente marinho aberto. Amplos deltas formam-se na foz dos 58 maiores rios do mundo, com áreas de drenagem maiores que 10^6 km^2, sendo 80% associados a costas de tipo passiva. Nesses locais, as acumulações de sedimentos terrígenos influenciam grande parte da margem continental, representada pela plataforma, talude e elevação continental. Na plataforma interna, limitada geralmente pela isóbata de 50 m, as ondas geradas pelo vento contribuem substancialmente para a ressuspensão e transporte de sedimentos, tendo seu efeito geralmente aumentado em direção à praia. Nas proximidades da zona de arrebentação e praia é maior a importância de outros processos de escala relativamente pequena, como correntes geradas por ondas na zona de arrebentação, as paralelas à costa (*longshore currents*) e as de retorno (*rip currents*).

A maré também interfere na redistribuição dos sedimentos, estendendo horizontal e verticalmente a zona de influência das ondas, gerando correntes bidirecionais e rotacionais em águas rasas e produzindo a mistura e transporte de sedimentos em ambientes transicionais entre o continente e o oceano. Outros tipos de circulação importantes, que afetam o transporte e a troca bidirecional de sedimentos, são as correntes geradas por vento e os mecanismos associados de subida (ressurgência/*upwelling*) ou descida de água (convergência/*downwelling*).

Os processos físicos interagem intensamente com o fundo em águas rasas e, em menor grau, em direção às águas profundas, provocando um decaimento de energia junto ao fundo, à medida que a profundidade aumenta. Como consequência, observa-se uma diminuição sistemática na granulometria dos sedimentos, variando, por exemplo, de areia grossa a média na praia para areia fina na zona de arrebentação, areia lamosa na antepraia superior (12 m), para sedimentos cada vez mais lamosos, formados por lama arenosa, e, finalmente, lama na plataforma interna (25 a 50 m).

Essa descrição seria correta se o nível do mar tivesse permanecido fixo ao longo do tempo geológico. Entretanto, devido às glaciações e degelos, o nível do mar variou mais recentemente, em escalas de milhares de anos. Essas flutuações fizeram com que a profundidade em cada ponto variasse através do tempo. Assim, há cerca de 17.000

anos, na plataforma do Rio Grande do Sul, o nível do mar estava 130 m abaixo do atual (Corrêa, 1990) (Fig. 4.4). A linha de praia estava quase na quebra do talude continental. Rios cortavam a plataforma e despejavam sedimentos grossos diretamente no talude continental. Alguns sistemas fluviais escavavam cânions na porção superior do talude. Com o início do período do degelo (interglacial), o mar subiu novamente até próximo da posição atual, retrabalhando aqueles sedimentos grossos, mas deixando-os em profundidades elevadas. Essa subida não foi contínua; ocorreram estabilizações durante o processo de elevação. Em cada estabilização houve a formação de praias com sedimentos mais grossos (como explicado antes), devido ao nível de energia associado com esse ambiente. Os sedimentos grossos depositados em profundidades elevadas, e completamente desvinculados das condições hidrodinâmicas atuais de deposição, receberam a denominação de sedimentos **relíquias**. Estima-se que dois terços das plataformas mundiais estejam recobertos por esses depósitos. As plataformas continentais são, assim, constituídas por um mosaico de diferentes texturas, que necessariamente não mostram padrões de decréscimo da granulometria em direção a maiores profundidades.

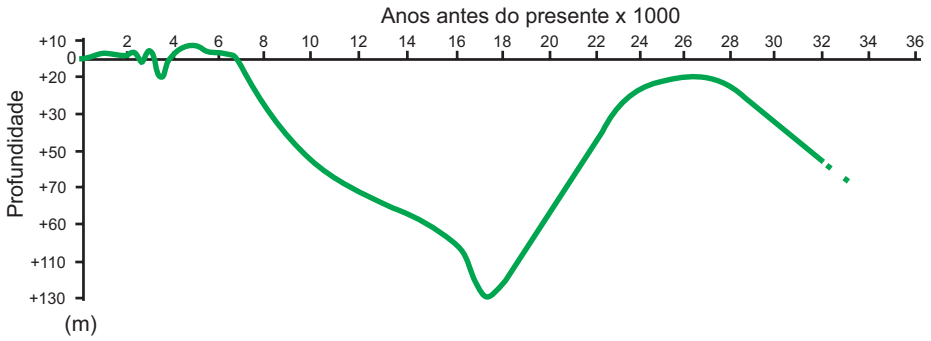


Figura 4.4 Curva de variação do nível do mar para a plataforma continental do Rio Grande do Sul, nos últimos 30.000 anos.
[Fonte: Corrêa, 1990].

4.2 Generalidades sobre a distribuição mundial dos sedimentos de plataforma

A compilação global de pesquisas sedimentológicas das plataformas revelou que a textura e composição mineralógica dos sedimentos variam com a latitude. Sedimentos polares apresentam uma composição imatura, com fragmentos de rocha e feldspatos facilmente intemperizáveis. Os sedimentos tornam-se mais quartzosos em direção ao Equador. Padrões gerais da circulação oceânica também condicionam a sedimentação na plataforma. Sedimentos com carbonato de cálcio biogênico, originado de fragmentos de moluscos, gastrópodes, corais e algas calcárias, dominam em plataformas equatoriais, que apresentam maior representatividade nas bordas oeste do que nas

bordas leste das bacias oceânicas. Isso ocorre devido às correntes equatoriais quentes, que divergem em direção ao polo nessas margens, favorecendo o maior desenvolvimento de recife de corais, delimitados pela isoterma de 20 °C.

Sedimentos quimicogênicos/hidrogênicos formados em áreas de ressurgência, como a fosforita, seriam favorecidos pelos padrões de circulação, que condicionam tal fenômeno associado à margem leste das bacias oceânicas. Cerca de 60% dos sedimentos que recobrem as plataformas continentais são **relíquias**, ou seja, foram depositados em condições pretéritas diferentes das atuais (FIG. 4.5).

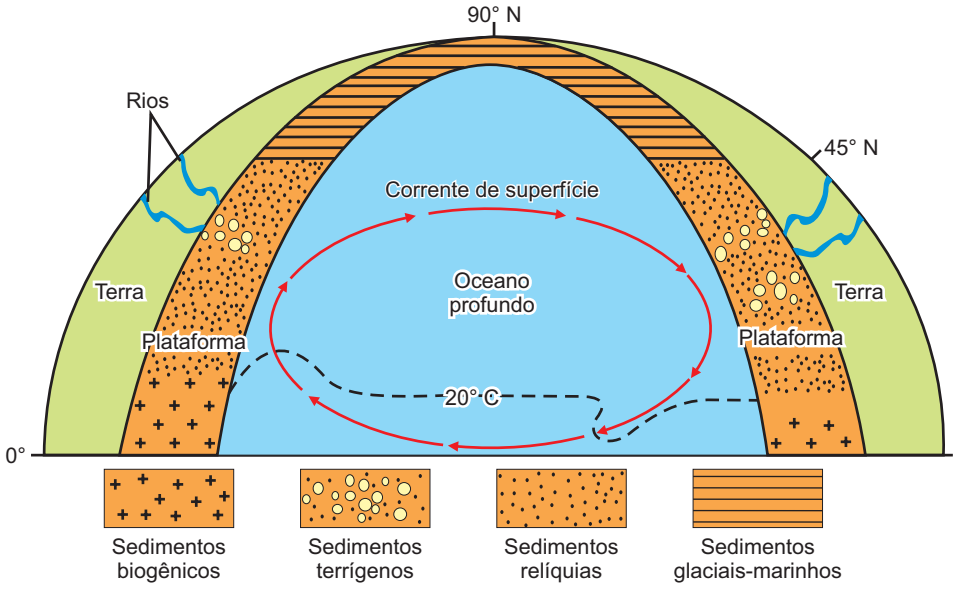


Figura 4.5 Distribuição dos depósitos de plataforma em relação a zonalidade climática. [Fonte: EMERY, 1969].

BOX 4.3
SEDIMENTOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL

A plataforma do Rio Grande do Sul, como outras no mundo, apresenta registros de flutuações do nível do mar. A partir da curva de variação do nível proposta por Corrêa (1990) [FIG. 4.4] e da distribuição dos sedimentos, foram definidas três fases de evolução: na primeira, entre 17.500 a 16.000 anos AP (Antes do Presente), o nível do mar estava 120 e 130 m abaixo do atual, subindo para 100 a 110 m. Na fase subsequente, entre 16.000 e 11.000 AP, o mar subiu e estabilizou na atual isóbata de 60/70 m. Na terceira fase,

BOX 4.3

entre 11.000 a 6.500 anos AP, dois níveis de estabilização foram verificados, um a 32/45 e outro a 20/25 m. Em cada uma dessas estabilizações formaram-se sistemas litorâneos, em que a areia mais grossa proveniente de rios foi redistribuída paralelamente à costa e misturou-se com proporções variáveis de fragmentos de conchas. Os depósitos de areia grossa eram mais abundantes próximo a foz dos rios. Em direção às profundidades maiores, à época, depositavam-se areias mais finas e lamas. Com as subidas subsequentes, areias grossas foram ocorrendo em níveis mais rasos e areias finas e lamas acabaram recobrindo, respectivamente, os depósitos de areia grossa e areia fina anteriores. Isso aconteceu até que os rios, que antes corriam na plataforma (Jacuí, Camaquã, Piratini, Cebollatí e outros) fossem represados pelos sistema lagunar Patos-Mirim. Atualmente não existe contribuição de areias fluviais provindas desses rios, pois todos os sedimentos arenosos ficam retidos na foz, formando deltas que desembocam em lagoas ou outros corpos de água. Como consequência dessas flutuações do nível do mar, existem oito províncias texturais na plataforma continental, que apresentam diferentes proporções de areia, silte e argila (lama), mas sem uma sequência de gradação bem definida (Fig. 4.6).

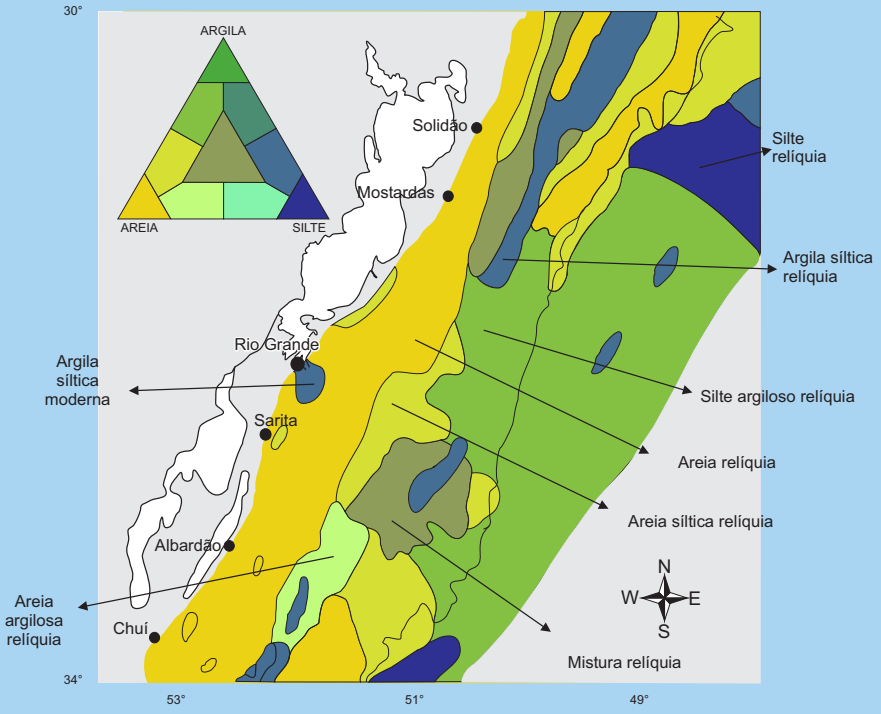


Figura 4.6 Sedimentos **relíquias** da plataforma e talude do Rio Grande do Sul. [Fonte: Corrêa, 1996].

BOX 4.3

Essas províncias texturais, com exceção do fundo síltico-argiloso nas adjacências da desembocadura da Lagoa dos Patos, apresentam sedimentos *relíquias*, ou seja, depositados em condições diferentes das atuais. As províncias arenosas situadas junto ao continente e na plataforma externa, nas latitudes de Mostardas e do Farol do Albardão até o Chuí (descontínuas), são constituídas de sedimentos *relíquias* depositados durante períodos de níveis de mar mais baixo e posteriormente retrabalhados nas subidas subsequentes. Bastante expressiva é a província síltico-argilosa, que se distribui por todo o talude continental e atinge a plataforma continental externa (200 m) e média (100 m), nas proximidades do paralelo 32 °S. Na altura da Lagoa Mangueira, sobre a plataforma média, a textura aparece como uma língua de sedimentos lamosos do Rio da Prata, localizando-se justamente nos poços de lama, interpretados como antigos canais de drenagem desse rio (paleocanal). Nota-se, também, a existência da textura argilo-síltica em dois pontos, um localizado na plataforma média, entre Torres e Mostardas, e outro na altura de Rio Grande, junto à desembocadura da Lagoa dos Patos. Esta última é composta por sedimentos modernos, provindos da Lagos dos Patos, que, ao atingir o oceano, floculam e se depositam sobre a textura arenosa **relíquia**. Estudos dessa província mostram que é constituída por diferentes texturas, onde predominam sedimentos finos. Esses sedimentos influenciam profundamente a morfologia da plataforma, condicionando a existência de um fundo liso e homogêneo na plataforma interna (FIG. 4.7), entre duas áreas de topografia acidentada, caracterizada por bancos arenosos lineares, nos quais predominam fundos arenosos e depósitos biodetríticos (fragmentos de conchas).

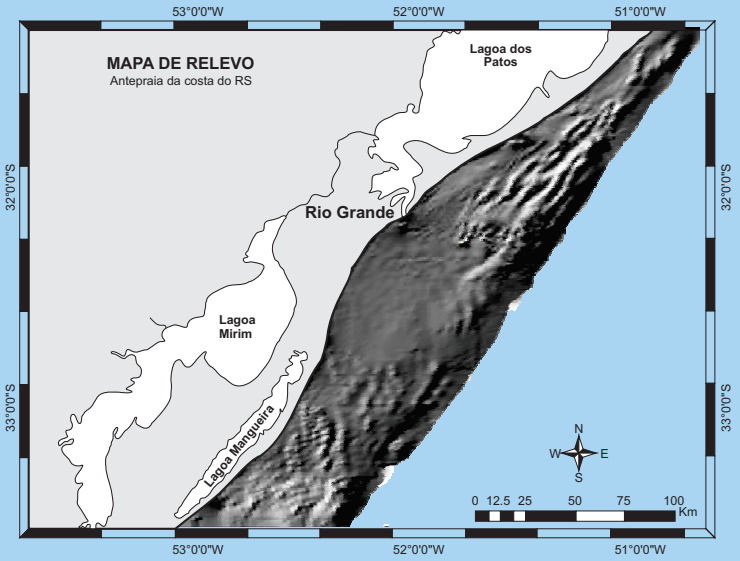


Figura 4.7 Morfologia da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul. [Fonte: FACHIN, 1998].

BOX 4.3

Depósitos de areia grossa, de características fluviais extremamente semelhantes aos depósitos atuais encontrados no Rio Camaquã, constituindo verdadeiras janelas pleistocênicas de sedimentos **relíquias**, foram mapeados na plataforma interna, nas proximidades do Parcel do Carpinteiro, indicando a associação com canais fluviais antigos, detectados por perfis de sísmica de reflexão (Fig. 4.8a e 4.8b).

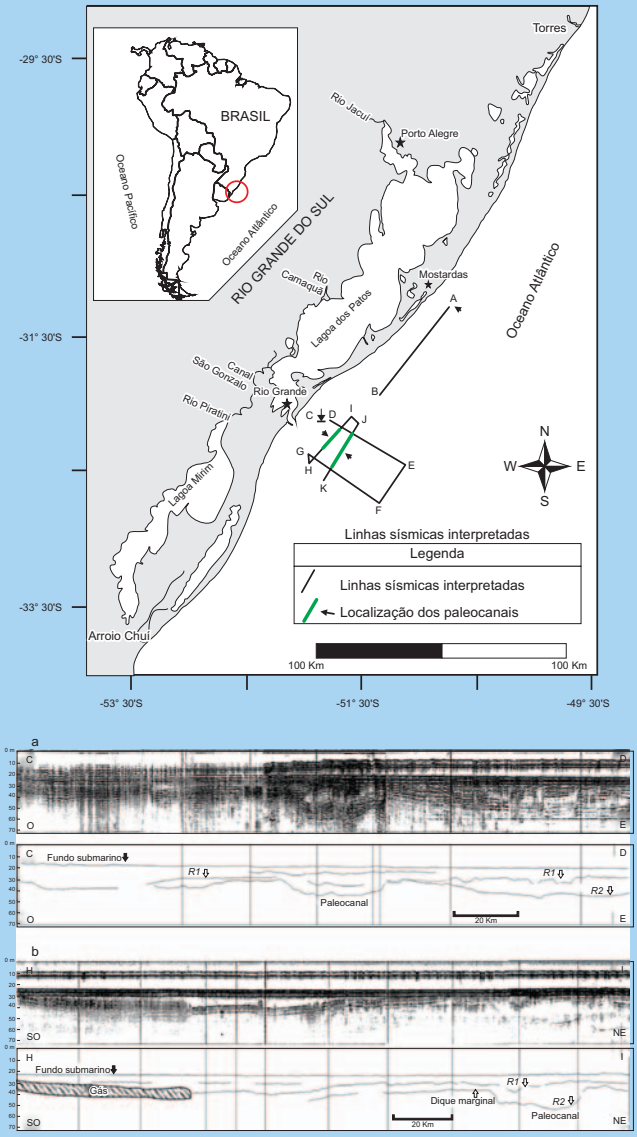


Figura 4.8 (a) Perfis sísmicos nas proximidades do Parcel do Carpinteiro; (b) registros dos paleocanais com Sparker e intepretação. [Fonte: Abreu e Calliari, 2005].

BOX 4.3

Na superfície do fundo, o sonar de varredura lateral empregado na região do Parcel do Carpinteiro possibilitou a detecção de variações laterais de granulometria, revelando um mosaico de sedimentos diferentes (FIG. 4.9a), indicando uma mudança abrupta entre sedimentos grossos de origem fluvial, com alta refletividade (cor mais escura), e sedimentos de areia fina, de menor refletividade (cor mais clara) (FIG. 4.9b). Fundos rochosos de arenitos de praia (*beach-rocks*), basicamente formados por fragmentos de concha e areia cimentados por carbonato de cálcio, são identificados por um registro com características rugosas (FIG. 4.9c).

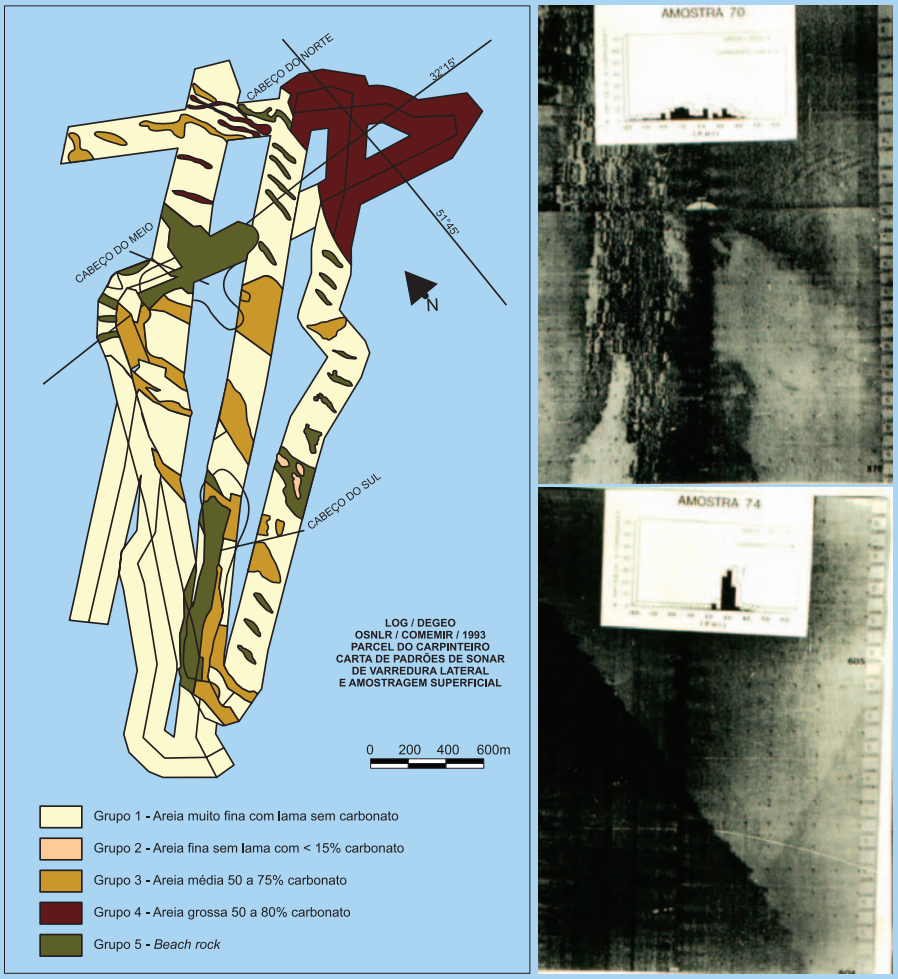


Figura 4.9 (a) faixas de varredura do sonar mostrando a variabilidade dos sedimentos de fundo; (b) registro mostrando a brusca variação entre areia grossa e areia fina; (c) registro típico de fundo composto por rochas de praia (*beach rocks*).
[Fonte: CALLIARI et al. 1994].

4.3 Sedimentação em plataformas carbonáticas

Em plataformas carbonáticas dominam carbonatos de origem biogênica, existindo também depósitos inorgânicos. Ambos se acumulam, preferencialmente, em plataformas rasas de mares tropicais e subtropicais com água quente e extremamente clara, condições que favorecem o crescimento de organismos que secretam carbonato de cálcio. A condição mais limitante é o baixo ou inexistente aporte de sedimentos terrígenos, que inibe ou dilui os sedimentos carbonáticos. A temperatura superior a 18 °C permite o desenvolvimento da zooxantela, alga que vive em simbiose com os corais hermatípicos construtores de recifes. A temperatura ótima para o seu desenvolvimento ocorre entre 25 e 29 °C, condição que a restringe às latitudes de 30 °N e 30 °S. Exemplos modernos incluem o sul da Flórida e Ilhas Keys, a península de Yucatán, no México, e proximidades da América Central, o norte da Austrália, as regiões Norte e Nordeste do Brasil, o Mar Vermelho e outros. Depósitos carbonáticos também se acumulam nas margens rasas de ilhas, formando plataformas carbonáticas, como nas várias ilhas do Caribe e nas Bahamas, onde, além de corais, são encontrados grandes depósitos de oólitos.

A maior parte do carbonato presente nos recifes é de outros organismos que ali vivem, como algas calcárias na forma de rodolitos ou outras espécies. As coralináceas são algas vermelhas que precipitam em suas paredes o carbonato de cálcio e magnésio, sob a forma de cristais de calcita. Os fundos de *maerl* resultam da acumulação de talos ramificados e livres de algas coralinas, pertencentes a gêneros e espécies diferentes, dependendo das regiões de ocorrência nos oceanos. Essas algas podem se desenvolver inicialmente a partir de fragmentos de crostas oriundos de outras algas calcárias, constituindo ramificações (talos) que se destacam e continuam seu desenvolvimento no estado livre, não-fixos, formando depósitos sedimentares. Desde 1960, amplas ocorrências na plataforma N-NE foram mostradas por pesquisadores do IOUSP, que chamaram a atenção para o potencial econômico de explotação das algas, comparando com o *maerl* francês. Levantamentos regionais posteriores mostraram uma extensa área coberta por sedimentos carbonáticos, que ocupam os setores médios e externos da plataforma, compostos de areias e cascalho constituídos por algas coralinas ramificadas (maciças ou em concreções) e artículos de *Halimeda*, juntamente com moluscos, briozoários e foraminíferos bentônicos (Fig. 4.10). De modo geral, no Brasil as ocorrências mais contínuas encontram-se numa região com profundidade de 50 m.

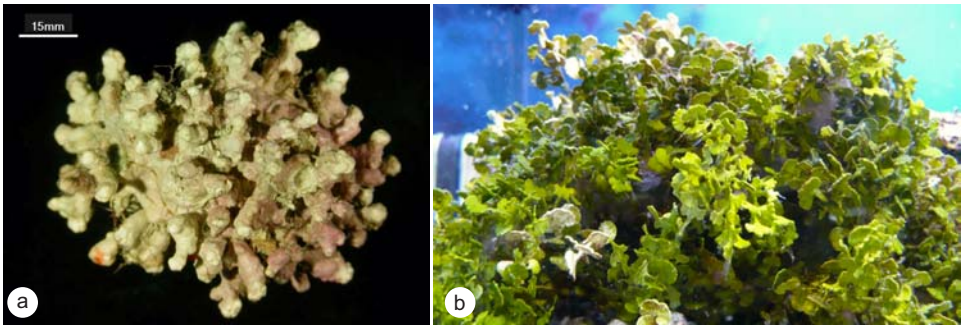


Figura 4.10 (a) *Lithothamium* e (b) *Halimeda*,
duas algas calcárias muito comuns na plataforma nordeste do Brasil. [Fonte: do autor].

4.4 Sedimentação de mar profundo

Distante da margem continental, partículas finas em suspensão, tanto terrígenas como biogênicas, e elementos precipitados da própria água do mar acumulam-se lentamente, formando sedimentos em grandes profundidades. Predominam (1) lama e areia terrígena, que ultrapassam a barreira de energia da zona costeira, e (2) as partes consolidadas das carapaças de organismos, que das camadas próximas à superfície do mar chegam preservadas até o fundo oceânico. Além das fontes terrígenas e biogênicas, incluem as erupções de vulcões, poeiras cósmicas e minerais autigênicos.

O transporte ocorre principalmente com os sedimentos erodidos do continente, que são dispersados para o oceano pelo vento, fluxos de gravidade e pelos *icebergs*. As taxas de aporte para sedimentos erodidos do continente ou pela erupção de vulcões geralmente diminuem com a distância da área-fonte. Taxas e tipos de sedimentos por organismos pelágicos variam com a disponibilidade de nutrientes e temperatura nas águas superficiais do oceano. O potencial para dissolução ou mudança depende da química da água no oceano profundo e das próprias características dos sedimentos aí depositados (ver Capítulo 6: Propriedades Químicas da Água de Mar).

4.5 Processos de sedimentação no oceano profundo

De acordo com o modo de sedimentação, depósitos oceânicos são formados por três tipos gerais de processos, conhecidos como (a) deposição massiva, (b) sedimentação pelágica e (c) sedimentação autigênica. O processo de transporte de massa é induzido por gravidade, agindo sobre sedimentos depositados no topo do talude continental. Nessa região, os depósitos são muito instáveis, devido à mudança abrupta de declividade (de 1:1000 na plataforma para 1:40 no talude superior), podendo se mover daí para o oceano profundo, onde permanecem relativamente estáveis. Todo tipo de detritos sedimentares, tanto terrígenos como biogênicos, das

mais variadas granulometrias (grossos e finos), deslizam e se dispersam ao longo do fundo oceânico por transporte de massa. Contrariamente, a sedimentação pelágica é constituída por material fino, tanto terrígeno como biogênico, que se deposita lentamente, através de alguns milhares de metros de coluna de água, partícula por partícula ou como flocos. Sedimentação autigênica consiste em depósitos formados *in situ* nos sedimentos ou no fundo oceânico, por reações geoquímicas ou biogeoquímicas. A maioria forma-se pela lenta precipitação dos minerais da água do mar, também chamados de hidrogênicos, em torno de um núcleo.

4.5.1 Deposição massiva

Quando o nível de mar estava mais baixo, os rios descarregavam os sedimentos oriundos do continente diretamente na plataforma continental externa e talude superior. A acumulação de grandes volumes em locais de alta declividade causa instabilidade local e ruptura, que, sob a ação da gravidade, origina escorregamento, fluxos de detritos soltos e de lama com plasticidade ou ainda mais fluido, como correntes de turbidez. O gatilho de início do movimento pode ser instabilidade geotécnica ou um terremoto. Escorregamentos são movimentações de montanhas de sedimento talude abaixo, de certa forma intactos ou com pouca deformação interna da massa em movimento. A disposição interna é perturbada por dobramentos, mas a massa é preservada à medida que escorrega como um pacote sedimentar (Fig. 4.11a).

Um dos maiores depósitos de escorregamento identificados é o do *Grand Banks*, no noroeste do Atlântico, que tem cerca de 400 m de espessura e 50 km de comprimento. Exemplos de escorregamentos de larga escala são fornecidos por perfis de sísmica de reflexão, que mostram grandes massas de sedimentos dobrados, encontradas no pé do talude e na elevação continental (Fig. 4.11b).

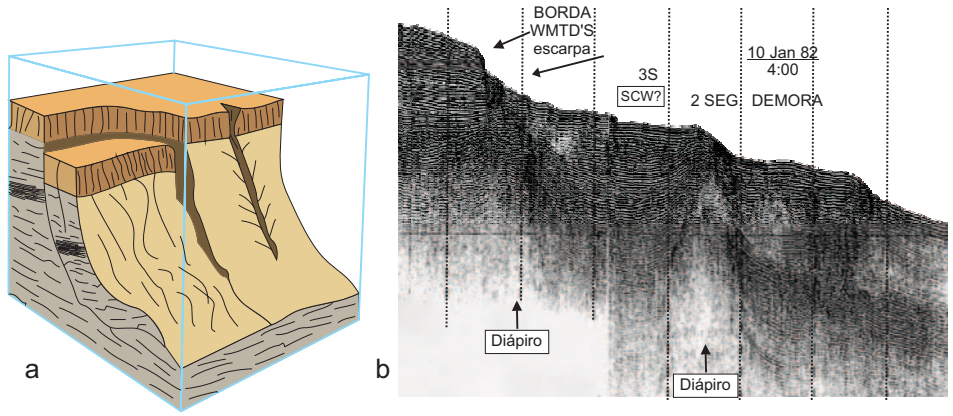


Figura 4.11 (a) Escorregamento no talude; (b) perfil sísmico de reflexão mostrando feições associadas a depósitos de escorregamento no talude inferior e elevação continental. [Fonte: *Ocean chemistry and deep sea sediments*. Open University, 1989].

4.5.1.1 Correntes de turbidez

As correntes de turbidez são também fluxos de gravidade, mas são misturas diluídas de sedimentos e água com densidade alta, sendo o sedimento mantido pela turbulência interna do fluido. O movimento se dá pela maior densidade da corrente, que empurra a água menos densa que a envolve. A corrente age próximo ao fundo e a água acima dela não se movimenta (FIG. 4.12). É uma corrente dentro da massa de água quase inerte. No talude, a velocidade da corrente pode atingir 40 km/h, como foi estimado na corrente originada pelo terremoto do Grand Banks (Terra Nova, Canadá), em 1929. A ruptura progressiva de vários cabos telegráficos em posição e horários conhecidos permitiu calcular a velocidade. Durante esse episódio, a corrente se deslocou ao longo do talude continental, elevação continental e fundo da bacia oceânica, continuando na planície abissal e atingindo uma distância de aproximadamente 720 km, a partir do seu ponto inicial no talude continental. Uma vez em movimento, a corrente se autoacelera, pois, ao escavar o fundo, aumenta o sedimento em suspensão e a sua densidade, elevando a velocidade.

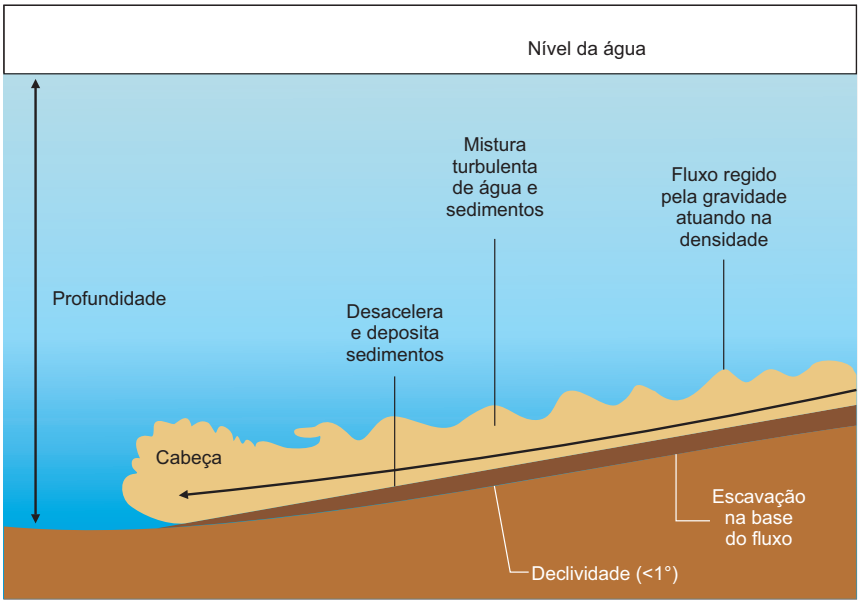


Figura 4.12 Desenho esquemático de uma corrente de turbidez. Escorregamento no talude. [Fonte: BEARMAN, 1989].

Essas correntes são um dos mecanismos mais efetivos para transportar sedimentos terrígenos de águas rasas de borda de plataforma para o oceano profundo. Sua importância é tal que são consideradas um dos principais mecanismos para aplainar o

relevo e produzir as planícies abissais, as áreas mais planas do globo. Adicionalmente, são também agentes de erosão acentuada, escavando e formando cânions no talude continental. Esses cânions, antigamente explicados somente pela presença de rios na borda do talude em níveis de mar mais baixo, atuam como calhas, por onde o sedimento pode chegar às grandes profundidades oceânicas. No fim dessas calhas, ou na base da elevação continental, onde a foz do cânion submarino entra na elevação continental e fundo abissal, a corrente de turbidez desacelera e espalha seu fluxo devido ao fundo plano, depositando espessas camadas de sedimentos, conhecidos como turbiditos. À medida que a corrente diminui de velocidade, grãos vão se sedimentando da suspensão, numa sequência dependente do tamanho, primeiro os grossos e depois os finos, produzindo o que se denomina em geologia de **aleitamento graduado**, caracterizado pela sequência de Bouma (1962) (Fig. 4.13a e 4.13b).

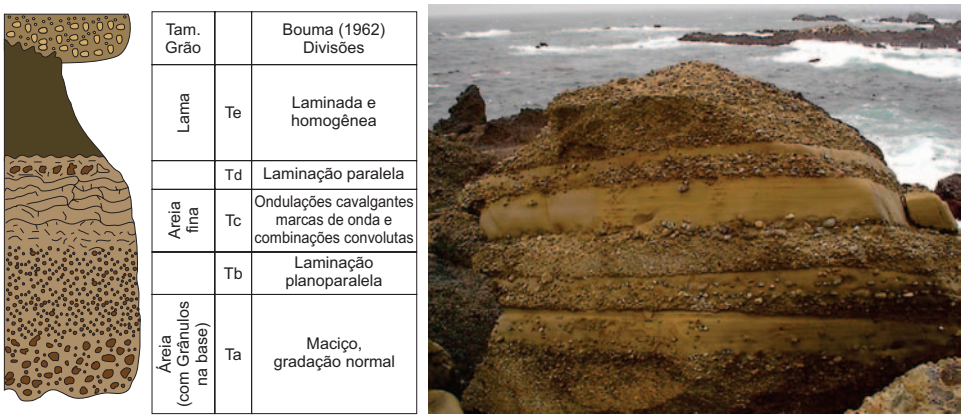


Figura 4.13 (a) Sequência estratigráfica idealizada de um turbidito [(a) Fonte: Kenett, 1982; (b) turbidito em Point Lobos, Califórnia. <Fonte: http://epod.usra.edu>].

4.5.1.2 Fluxos de detritos e lama

São fluxos pastosos com uma matriz sedimentar viscosa (mistura de sedimento e água), que pode transportar inclusive grandes blocos. No fluxo de detritos predominam fragmentos de rocha, areia e lama. Os fluxos de lama são formados por silte e argila. Ao contrário de escorregamentos, fluxos pastosos destroem qualquer acamadamento anterior ao transporte.

As altas latitudes, e especialmente as regiões polares, têm suas próprias características de deposição massiva de sedimentos terrígenos, que ocorre através da deriva de *icebergs* gerados nas imensas plataformas de gelo que cobrem quase toda a linha costeira da Antártica. A descarga anual de gelo alcança 1.450 km^3, a maioria do qual (60%) forma plataformas de gelo. Os *icebergs* contêm 1,6% de material sedimentar por volume, fornecendo assim uma descarga máxima anual entre 35 e 50x10^9 toneladas. Em 1910,

G.T. Philippi propôs o termo **sedimentos glácio-marinhos** para sedimentos antárticos que tenham uma fração abundante de silte composto de rocha triturada, fragmentos grossos e mal-selecionados, pequenas quantidades de calcita e material biogênico, que hoje são denominados de diamictitos. Uma distribuição aleatória de grãos arenosos, cascalho e seixos numa matriz de argila são indicativos da deposição por *icebergs*.

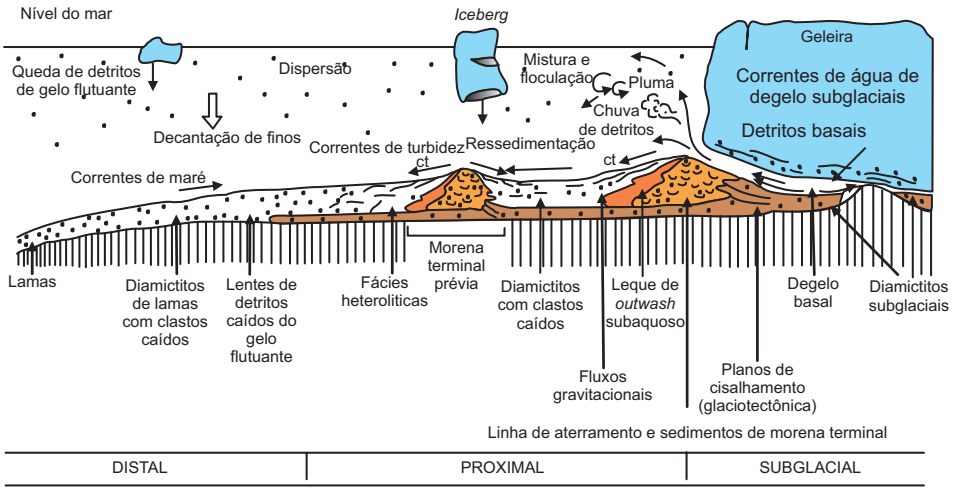


Figura 4.14 Ambientes de sedimentação glacio-marinhos, sendo *outwash* os depósitos resultantes da fusão do gelo na frente da geleira.
[Fonte: ASSINE & VESELY. <www.geologiadobrasil.com.br/pdfs/ambientes glaciais.pdf>].

A Figura 4.14 mostra os principais ambientes glácio-marinhos. Os depósitos glaciais estendem-se pelo oceano, formando uma plataforma de gelo flutuante, que se fragmenta em *icebergs*, os quais irão descarregar seus detritos à medida que vão derretendo, num processo denominado de deriva de gelo. Sedimentos da zona subglacial são provenientes de material transportado pela geleira, que é retrabalhado por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade subaquosos, ou ainda por plumas de suspensão. Plataformas de gelo flutuante também depositam partículas diretamente, a partir do degelo basal. Nota-se a presença de morainas terminais, formadas na base da geleira. Quando jatos de água de degelo carregados de sedimentos saem da geleira em direção ao mar, parte da carga sedimentar, normalmente a mais fina, ascende na forma de plumas e permanece em suspensão na água. A decantação da fração fina, combinada à queda de clastos de *icebergs* ou de plataformas de gelo, gera diamictitos maciços ou pouco estratificados. As características dos depósitos representa uma combinação de processos de transporte por tração, ressedimentação gravitacional e chuva de detritos. A deposição por correntes subaquosas de água de degelo envolve fluxos contínuos de alta energia, que depositam a fração mais grossa sob a forma de leques. A alta taxa de deposição de partículas grossas implica a formação de taludes

com alto declive, onde processos associados a fluxos gravitacionais, como correntes de turbidez, são ativos. A chuva de detritos é um dos processos mais importantes no ambiente glácio-marinho, responsável pela formação de espessos pacotes de diamictitos. A ressedimentação, ou seja, sedimentação de material derivado de depósitos preexistentes, é muito comum em ambientes glácio-marinhos e ocorre sob as mais variadas formas de processos gravitacionais já descritos.

Sedimentos glácio-marinhos formam uma largo halo ao redor da Antártica (Fig. 4.15), que possui 300 a 1.000 km de largura. O limite norte dos sedimentos glaciais é demarcado pela isoterma superficial de 0 ^{0}C, que controla a taxa de derretimento dos *icebergs*, atingindo assim os depósitos até a latitude de 40 ^{0}S.

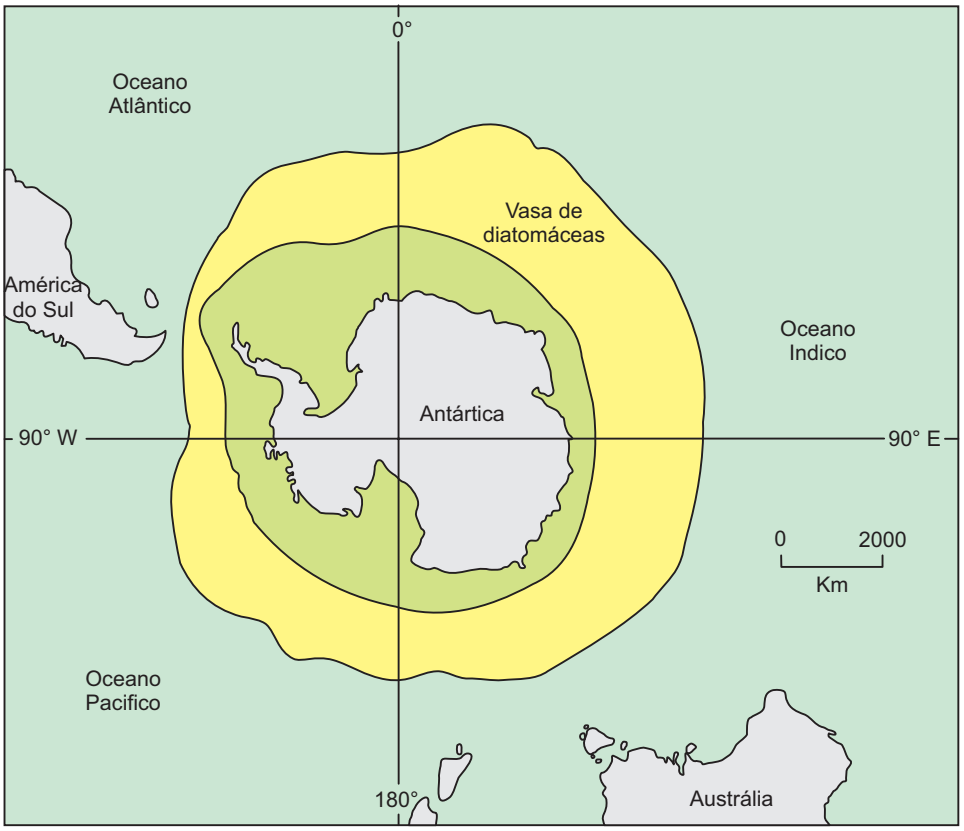


Figura 4.15 Padrão geral dos sedimentos superficiais no Círculo Antártico. [Fonte: Pinet, 1998].

4.6 Sedimentação pelágica

O aporte dos rios para o oceano consiste essencialmente de soluções diluídas de bicarbonato de cálcio e sílica. Para balancear essa entrada, o oceano precipita carbonato

de cálcio nas camadas superficiais, por meio de organismos que constroem suas carapaças (foraminíferos, cocolitoforídeos, moluscos e corais). Sedimentos que se depositam de suspensões no oceano aberto, a milhares de quilômetros da costa, são denominados de sedimentos pelágicos. Distante das regiões polares, existem três tipos principais: (a) calcários biogênicos, formados por fragmentos da carapaça dos organismos planctônicos, tanto de calcita como de aragonita; (b) silícicos biogênicos, formados por restos de fragmentos da parte dura de organismos planctônicos, formados por sílica (SiO_2), e (c) argilas vermelhas, dominadas por argilo-minerais, com uma pequena proporção de material biogênico.

Carbonato de cálcio é o principal componente formador de sedimentos biogênicos. Vasas carbonáticas, contendo mais que 30% de $CaCO_3$, recobrem 48 a 55% da área total do fundo oceânico. Em ordem decrescente, cobrem 54,3% do Oceano Índico, 53,2% do Atlântico e 35,1% do Pacífico. Essa vasa é constituída de carapaças microscópicas de organismos como foraminíferos, pterópodes e cocolitoforídeos (Fig. 4.16). Foraminíferos planctônicos, que vivem principalmente em profundidades de 50 a 200 m, são uma das principais fontes primárias de $CaCO_3$ para os depósitos do assoalho oceânico.

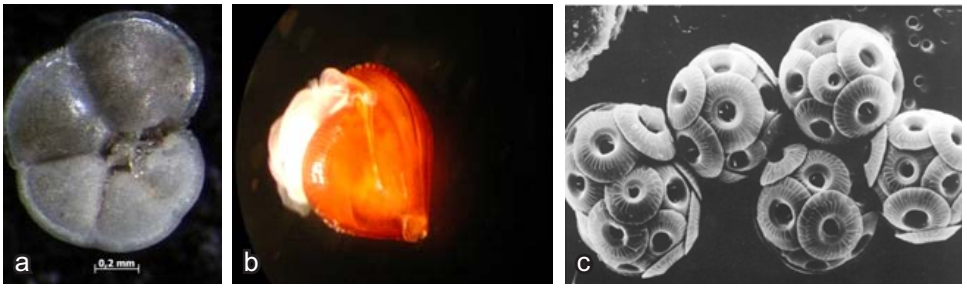


Figura 4.16 Organismos que fazem parte da vasa carbonática:
(a) foraminífero; (b) pterópode; (c) cocolitoforídeo.
[Fonte: Bearman, 1989].

A maioria dos foraminíferos planctônicos e radiolários (>50 a 60 micrômetros), depois de morrer, afundam a uma velocidade de 2 cm/s, demorando alguns dias para chegar ao fundo do oceano. Entretanto, muitos componentes dos sedimentos pelágicos são bem menores que foraminíferos e radiolários. Assim, os nanofósseis (média de 10 micrômetros), diatomáceas (50 micrômetros), sedimentos eólicos e material vulcânico (menos de 5 a 10 micrômetros) afundam muito lentamente. Experimentos mostram que cocolitoforídeos ($1x10^{-5}$ mm) deveriam demorar cerca de 100 anos para chegar ao leito oceânico. Na realidade, a turbulência impediria que partículas de tal diâmetro pudessem chegar a sedimentar. No entanto, essas partículas formam extensos depósitos, demonstrando que elas afundam. O afundamento é acelerado pela combinação com *pellets* fecais de zooplâncton, que são pequenos agregados (50 a 250 micrômetros) cobertos por uma película. Um único *pellet* pode conter (10^5) cocolitoforídeos, ou aproximadamente 1 micrograma de $CaCO_3$. A taxa de afundamento de *pellets* fecais varia

de 40 a 400 m/dia, ou seja, de uma a três vezes a ordem de magnitude da maioria das células de fitoplâncton. Assim, em menos de dois meses, os *pellets* podem atingir profundidades de 5.000 m.

As vasas carbonáticas, principalmente as de foraminíferos, atingem o fundo do oceano, onde se acumulam nas partes mais elevadas, sendo, entretanto, dissolvidas nas partes mais profundas. Apresentam, assim, uma zonação vertical, que depende da profundidade de compensação do carbonato de cálcio (CCD), definida como a profundidade na qual a taxa de suprimento de carbonato para o fundo oceânico é balanceada pela taxa de dissolução, de tal forma que abaixo dessa profundidade a acumulação de vasas carbonáticas é praticamente nula. A preservação dos cocolitoforídeos seria extremamente difícil se estes não estivessem protegidos pela película dos *pellets* fecais. A CCD depende da taxa de suprimento de carbonato, da acidez, da temperatura e da pressão da água, sendo, portanto, variável para cada oceano. Existem diferenças consideráveis nos padrões de distribuição do carbonato entre os oceanos Pacífico e Atlântico, tendo esse último maior percentagem em todas as profundidades. Essa diferença, em última análise, está associada aos efeitos da circulação da água no oceano profundo.

BOX 4.4
PROFUNDIDADE DE COMPENSAÇÃO (CCD) E LISOCLINA

Quando o carbonato de cálcio precipita espontaneamente (seja como calcita ou aragonita) da água do mar, diz-se que a água está supersaturada dessa fase mineral. Se a água dissolver esse mineral, diz-se que se encontra subsaturada. Estudos baseados em experimentos de laboratório e de termodinâmica indicaram que abaixo de poucas centenas de metros, e daí até o fundo, o oceano deveria ser subsaturado em carbonato de cálcio (pouco carbonato na água). Essas verificações foram posteriormente confirmadas por experimentos de campo no Pacífico Central, onde esferas de calcita e assembleias de foraminíferos foram suspensas em várias profundidades, através de um fundeio, e a perda de peso resultante da dissolução foi medida. Os experimentos demonstraram que a transição da zona supersaturada de calcita para a subsaturada ocorre a algumas centenas de metros da superfície, sendo que abaixo disso a água é realmente subsaturada em $CaCO_3$. Entretanto, um nítido aumento na taxa de dissolução ocorre na coluna de água, entre 3.700 e 4.000 m, onde a calcita é rapidamente removida dos sedimentos por dissolução. Assim, embora as águas sejam subsaturadas abaixo de poucas centenas de metros, a dissolução efetiva dos foraminíferos começa a profundidades muito maiores (3.700 a 4.000 m). Essa dissolução

BOX 4.4

resulta da ação corrosiva da água, que aumenta com o decréscimo do conteúdo de íon carbonato, a baixa temperatura, a alta pressão hidrostática, o maior fluxo de água através do sedimento e a alta pressão parcial do CO_2 produzido pela respiração dos organismos bentônicos. Este, sob a forma de ácido carbônico, dissolve o carbonato de cálcio: $CO_2 + H_2O + CaCO_3 = Ca\ 2^+ + 2\ HCO_3$. As altas pressões parciais se desenvolvem quando a água que permanece junto ao fundo recebe os produtos da respiração e oxidação da matéria orgânica. Os estudiosos da preservação do $CaCO_3$ nos sedimentos do fundo oceânico reconheceram três níveis principais, estabelecidos do mais raso para o mais profundo: **(a) lisoclina,** definida como a profundidade que separa assembleias de foraminíferos planctônicos, pterópodes e cocolitoforídeos bem preservadas de assembleias pobremente preservadas; **(b) profundidade crítica do carbonato**, o nível abaixo do qual a percentagem do $CaCO_3$ é menor que 10% do sedimento, e **(c) profundidade de compensação da calcita (CCD)**, acima e abaixo da qual, respectivamente, se acumulam sedimentos ricos em $CaCO_3$ e sedimentos livres de $CaCO_3$. A CCD apresenta uma profundidade média de 4,5 km (FIG. 4.17a) e localiza-se a média distância entre a crista das cordilheiras mesooceânicas e a porção mais profunda das bacias oceânicas (exceto nas fossas). Grande parte do fundo oceânico (acima da CCD) no oceano profundo é semelhante ao representado na Figura 4.17b.

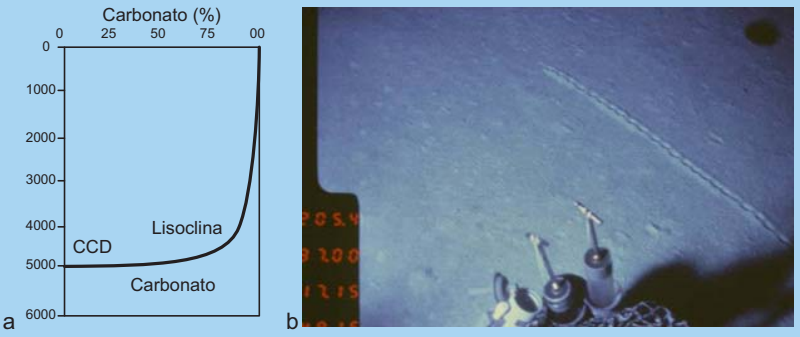


Figura 4.17 (a) Dissolução do carbonato com a profundidade, lisoclina e CCD; (b) Fundo marinho acima da CCD dominado por calcário biogênico. [Fonte: (a) KENETT, 1982; (b) Foto: RONA, Peter].

4.6.1 Vasas Silicosas

As vasas silicosas contêm mais de 30% de SiO_2 e ocorrem em áreas de alta fertilidade, ou seja, regiões oceânicas onde a água superficial apresenta grande quantidade de fosfatos. São compostas por restos de diatomáceas, radiolários, silicoflagelados e espículas de esponjas, todos constituídos por opala, uma forma de sílica amorfa hidratada (Fig. 4.18).

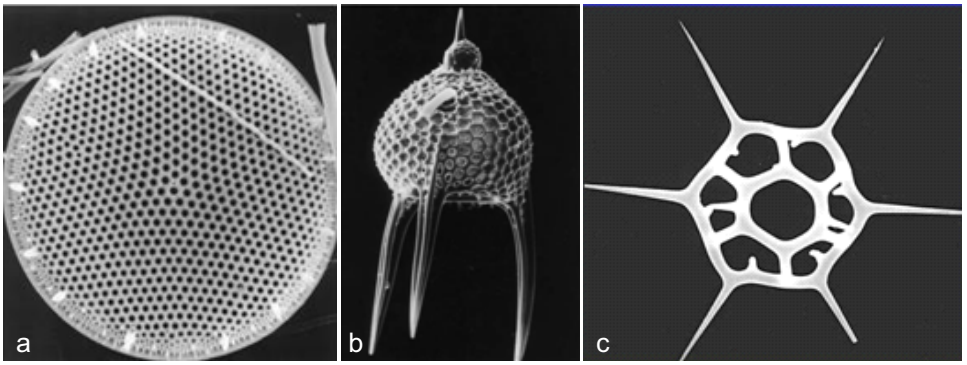


Figura 4.18 Organismos que formam a vasa silicosa: (a) diatomácea; (b) radiolário e (c) silicoflagelado. [Fonte: Bearman, 1989].

Vasas de diatomáceas são típicas de altas latitudes, e vasas de radiolários, de regiões equatoriais. A maior dissolução da sílica se dá em águas superficiais altamente subsaturadas, mas o aumento de nutrientes e sílica causado pela ressurgência e mistura aumenta a produtividade de organismos silicosos, o que contrabalança a tendência de dissolver e reciclar esses organismos logo após a sua morte. Aumento da preservação leva à acumulação de componentes biogênicos silicosos nos sedimentos de fundo. A solubilidade da sílica decresce com o aumento da pressão e com a diminuição da temperatura. Assim, embora a sílica seja subsaturada no perfil de profundidade oceânico, ela é menos saturada em águas profundas. Dessa forma, ao contrário do carbonato, a zona de dissolução da sílica ocorre nas primeiras centenas de metros de profundidade, sofrendo menor dissolução em direção ao fundo oceânico. Tipicamente, as vasas de carbonato se acumulam no assoalho oceânico mais raso que a CCD, e as vasas silicosas, em águas profundas abaixo da CCD. Vasas carbonáticas são de três a nove vezes mais abundantes que vasas silicosas no fundo das bacias oceânicas, significando que a maior parte do assoalho oceânico em mar profundo em cada bacia oceânica situa-se bem acima da CCD. Não fosse assim, não existiria tanto sedimento carbonático em mar profundo.

4.6.2 Argilas vermelhas

Argilas vermelhas constituem depósitos inorgânicos extremamente finos, de cor vermelho-amarronzada brilhante ou mesmo cor de chocolate, formados pela lenta acumulação de material nas regiões mais profundas do oceano (normalmente mais de 4.000 m), longe dos depósitos turbidíticos. A cor é devido ao revestimento das partículas por óxido de ferro amorfo ou fracamente cristalizado. Os principais componentes são: argilo-minerais, tais como montmorilonita, ilita (os mais abundantes), clorita e caolinita; outros grãos minerais tamanho argila, tais como quartzo, feldspato e piroxênios; poeira de meteoritos e vulcânica; alguns componentes biogênicos, e micronódulos de manganês. O conteúdo de carbonato é extremamente baixo e, por definição, menor que 30%. A chamada **província das argilas vermelhas** corresponde às menores taxas de sedimentação oceânica (1 mm/1000 anos), de forma que sequências finas de argilas vermelhas correspondem a grandes intervalos de tempo. Sua distribuição sugere que a fonte de montmorilonita é vulcanismo oceânico, pelo menos no Pacífico, enquanto ilita é de origem continental. Caolinita e clorita são também derivados do continente, sendo caolinita um produto de intemperismo nos trópicos e clorita fornecida pelo intemperismo físico dominante nas altas latitudes.

A origem das argilas vermelhas parece ser derivada de múltiplas fontes. Existem poucas dúvidas, entretanto, de que os argilo-minerais das argilas vermelhas se originam do intemperismo de rochas graníticas continentais, transportadas para o oceano por diversas fontes, incluindo rios, vento e gelo (deriva de *icebergs*).

O mapa de distribuição da razão caolinita/ilita (Fig. 4.19) indica *input* de caolinita nas zonas tropicais e subtropicais, tanto por rios como o Amazonas, como por ventos alísios provindos do oeste do Deserto do Sahara, que transportam areia e poeira do deserto, constituída principalmente de caolinita, até a latitude de Barbados, uma distância aproximada de 6.000 km. Nas regiões polares, nota-se a introdução de clorita pela ação da deriva de *icebergs*.

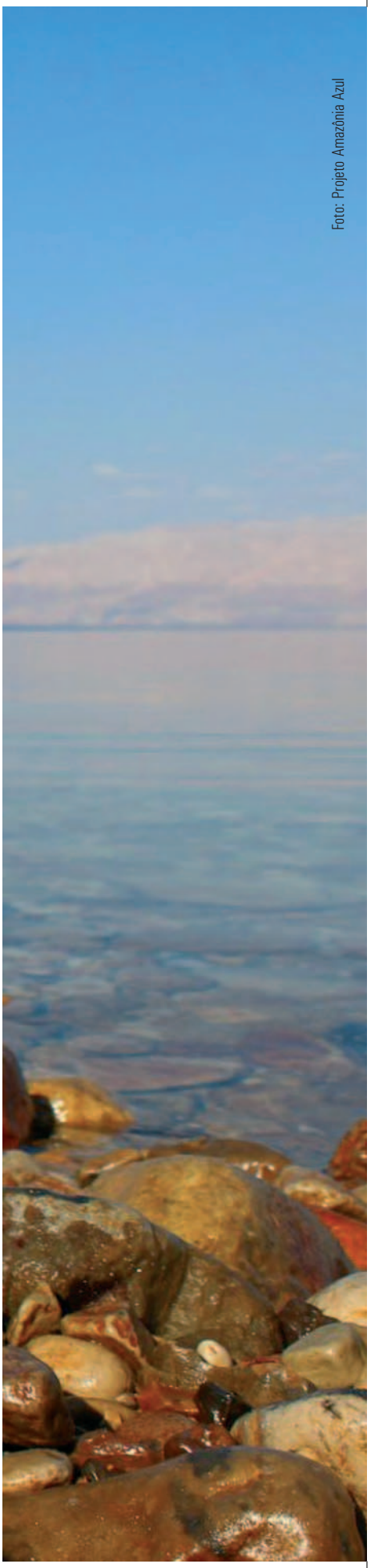


Foto: Projeto Amazônia Azul

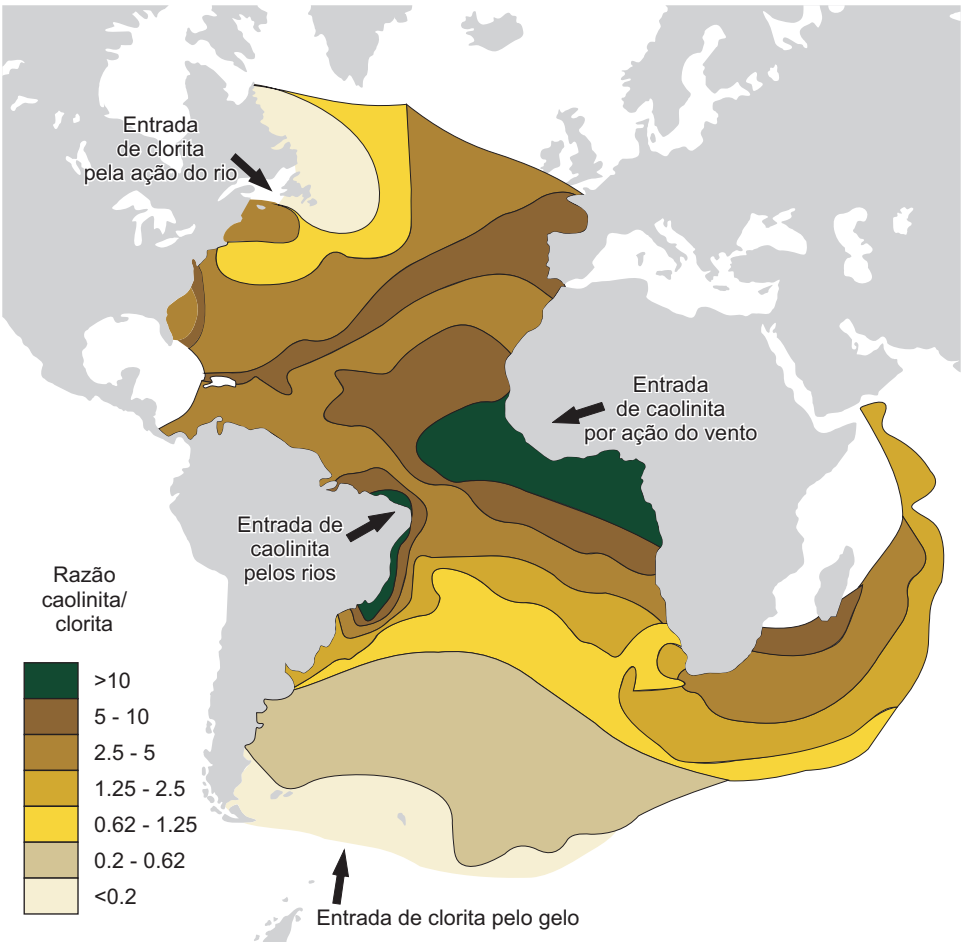


Figura 4.19 Razão caolinita/clorita mostrando a importância da zonalidade climática no fornecimento de argilo-minerais para o fundo oceânico.
[Fonte: Pinet, 1998].

4.7 Sedimentação autigênica

Depósitos autigênicos são precipitados químicos formados *in situ* (no lugar) nos sedimentos e sobre o assoalho oceânico. Esses depósitos registram as reações físico-químicas e biológicas que ocorrem durante a deposição e alteração dos sedimentos. A maioria se forma por precipitação lenta de minerais da água do mar. O termo literalmente significa **origem própria** e foi inicialmente aplicado quando se pensava que as reações químicas eram praticamente todas inorgânicas, ou seja, que se realizavam sem a intervenção de organismos marinhos. Este, entretanto, não é o caso com todas as reações, mas o termo ficou perpetuado, aplicando-se hoje a reações que ocorrem essencialmente na interface sedimento-água e no leito marinho.

Grande parte da montmorilonita nas argilas pelágicas é autigênica em vez de terrígena, mas isso se deve ao fato de que a água do mar hidrata, devitrifica e decompõe o vidro vulcânico componente dos sedimentos vulcanogênicos. Outro produto autigênico das reações entre a água do mar e vidro basáltico é filipsita, um mineral do grupo dos alumino-silicatos hidratados, que captura potássio e é conhecido como zeólita. Minerais próximos ao fundo marinho, tais como nódulos de ferro e manganês (também chamados de nódulos polimetálicos), são sedimentos ricos em metais, óxido de ferro e fosforitas.

Imensas áreas dos Oceanos Pacífico e Índico, onde a taxa de sedimentação é extremamente baixa, são cobertas por concreções de ferro e manganês, conhecidas como nódulos de ferro e manganês ou nódulos polimetálicos, que são uma forma de sedimentação pelágica com alto potencial econômico, em razão do elevado conteúdo de níquel, cobre e cobalto. São os depósitos autigênicos mais conhecidos do fundo oceânico e também dos mais enigmáticos.

No Brasil, no âmbito do Projeto REMAC (Reconhecimento da Margem Continental Brasileira), nódulos de manganês, cujos núcleos são constituídos por fosfato, foram dragados durante o cruzeiro **Platôs do Nordeste**, realizado em 1978, a bordo do Navio Oceanográfico *Almte. Câmara*. Uma dragagem realizada a profundidade entre 1.750 e 2.200 m recuperou 150 kg de material, formado predominantemente por nódulos polimetálicos de alta esfericidade, densa cobertura metálica e com 2 a 12 cm de diâmetro.

4.7.1 Sedimentos metalíferos

São sedimentos enriquecidos em ferro, manganês, cobre, cromo, chumbo e outros metais, associados a centros de espalhamento oceânico ativos, em áreas com alto fluxo de calor ou atividade hidrotermal, todos relacionados com a formação de nova crosta oceânica. Três tipos principais de depósitos ricos em metais foram identificados em ambientes associados com a crista de cordilheiras oceânicas: (a) ricos em ferro e manganês; (b) ricos em manganês, e (c) ricos em sulfetos de ferro com pouco manganês.

Outro produto da sedimentação autigênica marinha que apresenta potencial econômico é a fosforita, caracterizada por depósitos sedimentares compostos predominantemente por minerais fosfáticos (P_2O_5) e carbonato microcristalino (fluorapatita), que ocorrem especialmente na borda da plataforma e talude superior, mas também em platôs marginais e montanhas submarinas, na forma de cascalhos, nódulos e grânulos, ou ainda como cimento em rochas ou crostas de espessuras variáveis. A fosforita contém, além da fluorapatita ($Ca_{10}(PO_4.CO_3)_6F_{2-3}$), vários minerais fosfáticos, tais como a francolita, a cloroapatita e a hidroxiapatita.

Condições de ocorrência atuais estão relacionadas a elevados níveis de matéria orgânica nos sedimentos de fundo e intimamente associados com o clima e convergência

de correntes oceânicas, assim como a baixa taxa de sedimentação terrígena. Associam-se aos sistemas globais de circulação dos oceanos, sendo mais abundantes nas margens oeste dos continentes e relativamente comuns em regiões tropicais, associadas a zonas de ressurgência (*upwelling*), divergência e alta produtividade biológica. Depósitos de fosforita ocorrem em plataformas continentais do Atlântico (EUA e Brasil, Marrocos, Gabão, Congo, Namíbia e África do Sul), do Pacífico (EUA, México, Equador, Peru, Nova Zelândia) e próximas às praias de certas ilhas no Oceano Índico, desde o nordeste da África, ao longo da costa da Ásia até a Austrália.

No Brasil, constatou-se a ocorrência de rochas fosfatadas no *guyot* do Ceará, com teores de até 18,4% de P_2O_5. No platô de Pernambuco foram localizados nódulos polimetálicos com núcleos de fosforita e com teores de 14 a 29,5% de P_2O_5, que foram dragados entre 1.750 e 2.200 m de lâmina de água. Também foram encontrados nódulos fosfáticos, com teor de P_2O_5 em torno de 15 a 16%, no terraço do Rio Grande, obtidos durante dragagens na plataforma continental externa e talude superior, em profundidades de 100 a 500 m.

Outros produtos autigênicos encontrados em sedimentos marinhos são a glauconita e a barita. A glauconita, um silicato hidratado de K, Fe e Al, é encontrada no limite externo da plataforma e inicio do talude continental. Grãos individuais de glauconita encontrados em lamas marinhas raramente excedem 1 mm em diâmetro, embora ocorram ocasionalmente aglomerados em nódulos de alguns centímetros de diâmetro e cimentados por uma substância fosfática. Os grãos típicos de glauconita são arredondados, duros, pretos ou verdes-escuro e se parecem a um foraminífero. Na região da plataforma continental do Rio Grande do Sul, esses argilo-minerais foram identificados pela primeira vez nos sedimentos superficiais. A glauconita foi achada em um testemunho raso, coletado na zona de transição entre a plataforma e o talude continental, e também associada às concreções fosfáticas na região do terraço de Rio Grande.

A barita, sulfato de bário ($BaSO_4$), apresenta uma distribuição ampla nos sedimentos marinhos, principalmente associada a restos biogênicos, onde ocorre em forma de nódulos, cristais bem-formados e agregados microcristalinos. A ocorrência de bário acima do normal nas proximidades de centros de espalhamento do fundo oceânico relaciona a origem da barita a fontes hidrotermais e atividade biogênica.

4.8 Sedimentação vulcanogênica

Vulcões têm uma contribuição substancial para os sedimentos marinhos, especialmente próximo a arcos de ilhas, onde a cunha sedimentar consiste basicamente de componentes vulcânicos, que podem aí atingir alguns milhares de metros de espessura. Esses sedimentos podem ser piroclásticos, ou seja, resultado de explosões aéreas e subsequentemente lançados no oceano; retrabalhados de rochas vulcânicas, e ainda localmente formados por erupções submarinas ou precipitados através de soluções hidrotermais.

Depósitos do tipo atmosférico em forma de poeira são os mais importantes, recebendo, juntamente com material piroclástico, a denominação de *tephra* (do grego – significa cinza). Cinza muito fina pode ser transportada globalmente e cinza grossa pode ser transportada a vários milhares de quilômetros de distância. Materiais primários incluem feldspato, piroxênios e outros minerais, enquanto minerais secundários incluem argilas derivadas de material vulcânico, tais como smectitas e zeolitas. Púmice, uma rocha vulcânica primária altamente vesicular e, portanto, com grande flutuabilidade, favorece uma ampla dispersão nos oceanos. Sabe-se da importância de material vulcanogênico em áreas afastadas, distantes de vulcanismo, mas esses sedimentos são mascarados por outros tipos e por diagênese A maioria da atividade vulcânica neogênica ocorre em torno do Oceano Pacífico, na Indonésia e no leste do Caribe, que são as áreas de maior influência de sedimentação vulcânica.

4.9 Sedimentos Cosmogênicos

Continuamente chovem micrometeoritos sobre a atmosfera terrestre. São notáveis somente em sedimentos de mar profundo, por sua baixa taxa de sedimentação, principalmente nas argilas vermelhas. Micrometeoritos são pequenas partículas vítreas chamadas microtektitos, com 1 mm a 30 micrômetros de diâmetro, de variadas formas e cores, mas comumente amarelo e marrom. Já os tektitos apresentam 2 a 4 cm de diâmetro, corpo vítreo, com cores variando de preto a verde brilhante, e são encontrados achados em várias localidades, chamadas de dispersão de tektitos, na superfície da Terra. Existem quatro campos conhecidos de tektitos: (a) da Australásia (Austrália, Indonésia e norte das Filipinas), (b) da Costa do Marfim (África), (c) da República Checa e (d) da América do Norte. Microtektitos têm sido encontrados em sedimentos de fundo adjacente a três desses campos: Australásia, Costa do Marfim e América do Norte. A identificação dos microtektitos e sua associação com tipos de campos conhecidos é baseada na localização geográfica, idade, aparência geral, petrografia e suas propriedades físicas e químicas. A maioria dos pesquisadores acredita que os microtektitos resultaram do impacto de meteoritos de alta velocidade com a superfície da Terra. Outras teorias creditam a sua origem à desintegração na atmosfera superior de um corpo meteorítico maior, ainda há a hipótese de que um meteorito possa ter explodido na atmosfera exterior e os detritos vítreos tenham sido primeiramente resfriados e depois reaquecidos na sua passagem através da atmosfera inferior, produzindo tektitos aerodinamicamente erodidos como os achados na Austrália.

4.10 Distribuição global dos sedimentos de mar profundo

A presente distribuição dos sedimentos de mar profundo reflete as condições atuais dos padrões climáticos, das correntes e da configuração das bacias oceânicas. O tipo de sedimento depositado em uma área particular do fundo oceânico muda com o tempo, justamente porque s bacias oceânicas, o clima e as correntes variam constantemente em escala geológica. Uma análise dos padrões atuais de distribuição

dos sedimentos do fundo oceânico reflete a sua proveniência (Fig. 4.20). Nota-se que sedimentos biogênicos têm representação massiva (cerca de metade dos sedimentos de fundo são biogênicos).

Conforme a distribuição de terra e oceano, a sedimentação terrígena é maior no Hemisfério Norte. Os continentes são a principal fonte de sedimentos terrígenos, através dos grandes sistemas fluviais. O Rio Huang Ho, no Oceano Pacífico (2.100 milhões de toneladas/ano); o Ganges e o Brahmaputra, no Oceano Índico (respectivamente 1.600 e 800 milhões de toneladas/ano); o Yangtze, no Pacífico (550 milhões de toneladas/ano); o Indus (480 milhões toneladas/ano); o Amazonas (400 milhões de toneladas/ano) e o Mississipi (340 milhões toneladas/ano), no Atlântico, são os sete maiores sistemas fluviais que fornecem sedimentos para as margens continentais. Uma pequena fração do sedimento terrígeno ultrapassa as margens e chega ao oceano profundo, através de fluxos gravitacionais, incluindo correntes de turbidez, processos que fornecem sedimentos para as planícies abissais do Atlântico Norte e Índico. Poucos depósitos terrígenos são encontrados no fundo do Pacífico, justamente porque as profundas fossas marginais que circundam esse oceano funcionam como armadilhas que impedem a dispersão desses sedimentos para a bacia, uma vez que escorregam do talude para a fossa.

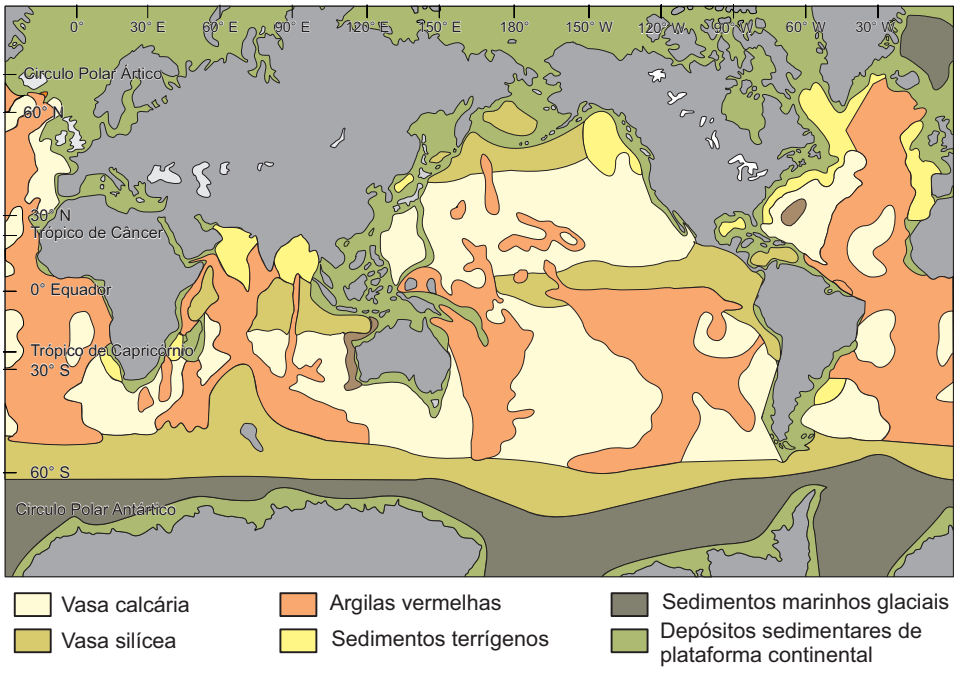


Figura 4.20 Distribuição dos tipos de sedimentos dominantes no assoalho oceânico atual. [Fonte: Bearman,1989].

Os depósitos glácio-marinhos derivados da fusão dos *icebergs* são evidentes ao norte da Islândia e em faixas largas que rodeiam o continente antártico. Em direção às zonas mais profundas, os limites são estabelecidos pela profundidade e produtividade biológica, os dois fatores mais importantes na distribuição dos sedimentos biogênicos. Áreas com grande produtividade biológica suportam grandes populações de organismos planctônicos, que favorecem a formação da vasa de diatomáceas, mais evidentes no Pacífico Norte e na Antártica – nesta última, associada à convergência subantártica ao norte dos depósitos glácio-marinhos. A alta produtividade biológica do Equador também produz uma faixa de vasa silicosa, onde predominam os radiolários.

Vasa calcária se acumula em fundos acima da profundidade de compensação de carbonato de cálcio (CCD), recobrindo altos topográficos, como as províncias das cristas e dos flancos da cordilheira mesooceânica, o topo de montanhas submarinas e platôs mais rasos e extensos do Pacífico Sudoeste.

Argilas vermelhas, de lenta deposição, se acumulam no fundo oceânico, profundas e distantes de outras fontes sedimentares, tais como detritos terrígenos e vasas biogênicas, como também em profundidade onde as vasas são dissolvidas. Assim, depósitos de argila são comumente encontrados nos locais mais profundos das bacias oceânicas, abaixo da CCD e distante dos continentes e áreas de alta produtividade superficial. São mais extensos no Oceano Pacífico, uma bacia oceânica geologicamente antiga e profunda (abaixo da CCD), com grandes áreas de baixa produtividade biológica, extensões de depósitos carbonáticos e silícicos relativamente menores e onde as argilas vermelhas predominam.

4.11 Taxas de sedimentação

A taxa de sedimentação varia através das bacias oceânicas de acordo com o tipo de sedimento. As mais altas, superiores a 5 cm/1000 anos e até 200 cm/1000 anos, são encontradas em lamas de margens continentais provenientes da foz dos rios. Taxas intermediárias, entre 1 e 6 cm/1000 anos, são encontradas para vasas calcárias. As menores taxas estão associadas às argilas vermelhas e vasas silicosas, na ordem de poucos milímetros/1000 anos.

4.12 Espessura dos sedimentos de mar profundo e estratigrafia

A determinação da espessura total dos sedimentos foi realizada por métodos de sísmica de reflexão, no início dos anos 1950. Inicialmente, considerou-se que os oceanos eram um receptáculo estável e permanente dos sedimentos continentais e oceânicos. Colunas sedimentares típicas para bacias do Atlântico são da ordem de 500 m, sendo ainda menores no Pacífico (300 m). Hoje é sabido que a espessura dos sedimentos aumenta da cordilheira Meso-oceânica – CMO (onde nova crosta oceânica é formada) em direção às margens continentais, onde tanto o maior tempo geológico como as áreas-fonte propiciam uma maior deposição de sedimentos.

A espessura dos sedimentos implica a sucessão vertical de depósitos sedimentares, onde fica registrada, por meio da estratigrafia, a história geológica das bacias oceânicas. Para a estratigrafia de mar profundo, o espalhamento do fundo oceânico, paralelamente às CMO e a tectônica de placas, implica a sedimentação em placas horizontais, as quais estão lentamente subsidindo, à medida que resfriam (longe do centro de calor que é o centro da CMO).

Sedimentação concomitante ao espalhamento do fundo oceânico forma um tipo particular de fácies, que são completamente diferentes das continentais. A interpretação das relações geométricas complexas entre sedimentos oceânicos governados pelas regras do espalhamento do fundo oceânico foi designada por Berger e Winterer, em 1974, de estratigrafia das placas e pode variar de acordo com os setores oceânicos considerados.

4.13 Estratigrafia das placas que bordejam a cordilheira meso-atlântica

Os principais elementos envolvidos na estratigrafia atlântica são a profundidade da CCD, entre 4 e 5 km, e a elevação média da cordilheira mesoatlântica, entre 2,5 e 3 km (Fig. 4.21). Nos flancos superiores da cordilheira mesooceânica acumula-se vasa carbonática, enquanto mais abaixo acumula-se argila ou vasa silicosa. O registro estratigráfico resultante mostra basalto recoberto por uma camada enriquecida com sedimentos metalíferos (sulfetos metálicos resultantes das fontes hidrotermais) e cobertos por carbonatos. Esses por sua vez são recobertos por outra camada fina de argila ou vasa silicosa, ou ambas, numa sequência de três camadas. Deve-se ressaltar que essa estratigrafia é bastante simples e resulta do espalhamento oceânico, que se dá no sentido leste-oeste.

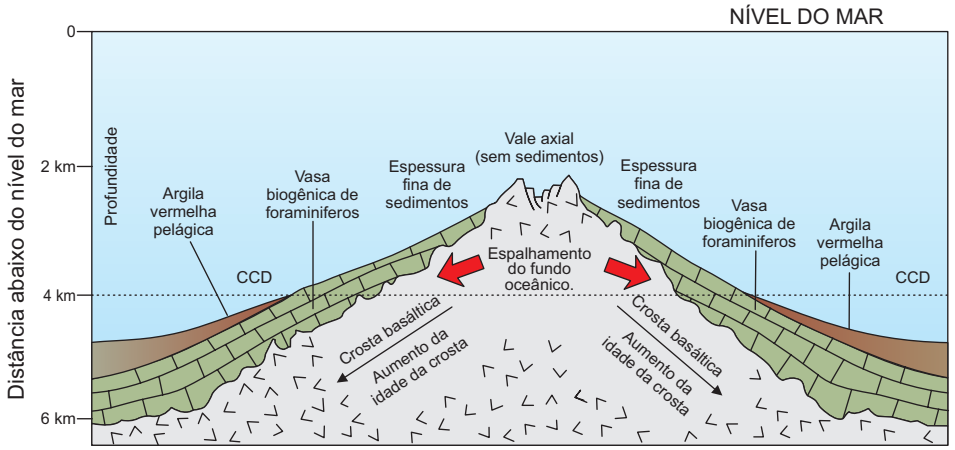


Figura 4.21 Esquema estratigráfico da Bacia Atlântica.
[Fonte: Pinet, 1998].

A subsidência do assoalho oceânico em locais afastados da cordilheira mesooceânica tem desempenhado um papel importante na história deposicional. Outro processo importante é a migração do assoalho oceânico sob importantes feições ou processos oceanográficos (frentes), como, por exemplo, a migração para noroeste do Oceano Pacífico central através do Equador.

Um dos principais resultados do *Deep Sea Drilling Project* (Projeto de internacional de sondagem do oceano profundo; 1968-2008) foi ter demonstrada a mudança progressiva de sedimentos biogênicos depositados nos últimos 40 milhões de anos sob o cinturão equatorial, zona de alta produtividade biológica. Por isso, a estratigrafia do Pacífico é mais complexa que a do Atlântico (FIG. 4.22). A orientação da cordilheira leste do Pacífico espalha-se obliquamente (sentido oeste-noroeste a leste-sudeste), ao contrário do Atlântico, que se espalha paralelamente às linhas de latitude. Esse espalhamento no Pacífico atravessa cinturões climáticos, produzindo uma estratigrafia mais complexa à medida que os sedimentos se acumulam. As duas unidades sedimentares sobre o basalto são idênticas às da Bacia Atlântica. Ou seja, uma espessa camada de vasa calcária se acumula na crista e província dos flancos da cordilheira leste do Pacífico, acima da CCD, e está recoberta por folhelhos (rocha lamítica) produzidos pela sedimentação das argilas vermelhas, abaixo da CCD. Devido ao espalhamento, a placa pacífica cruza o Equador, uma área fértil que produz grande quantidade de vasa biogênica. Devido a essa passagem através da zona equatorial, outra camada de carbonato deposita-se sobre as argilas vermelhas. A altíssima produtividade biológica das águas equatoriais desloca a CCD para maiores profundidades (próximo ao assoalho oceânico), permitindo que carapaças carbonáticas, juntamente com silicosas (que independem da CCD, mas são relacionadas à alta produtividade), se acumulem a profundidades maiores do que 4 km. Uma vez que o fundo do Pacífico cruza a zona equatorial fértil e a CCD retorna à profundidade normal de 4 km, uma camada de argilas vermelhas se deposita sobre as vasas calcárias e silicosas. Finalmente, à medida que o assoalho oceânico, já na área de subducção, se aproxima da fossa, pode receber sedimentos vulcanogênicos (do arco de ilhas), depositando-se, assim, uma quinta unidade estratigráfica, que recobre as anteriores.


Foto: Projeto Amazônia Azul

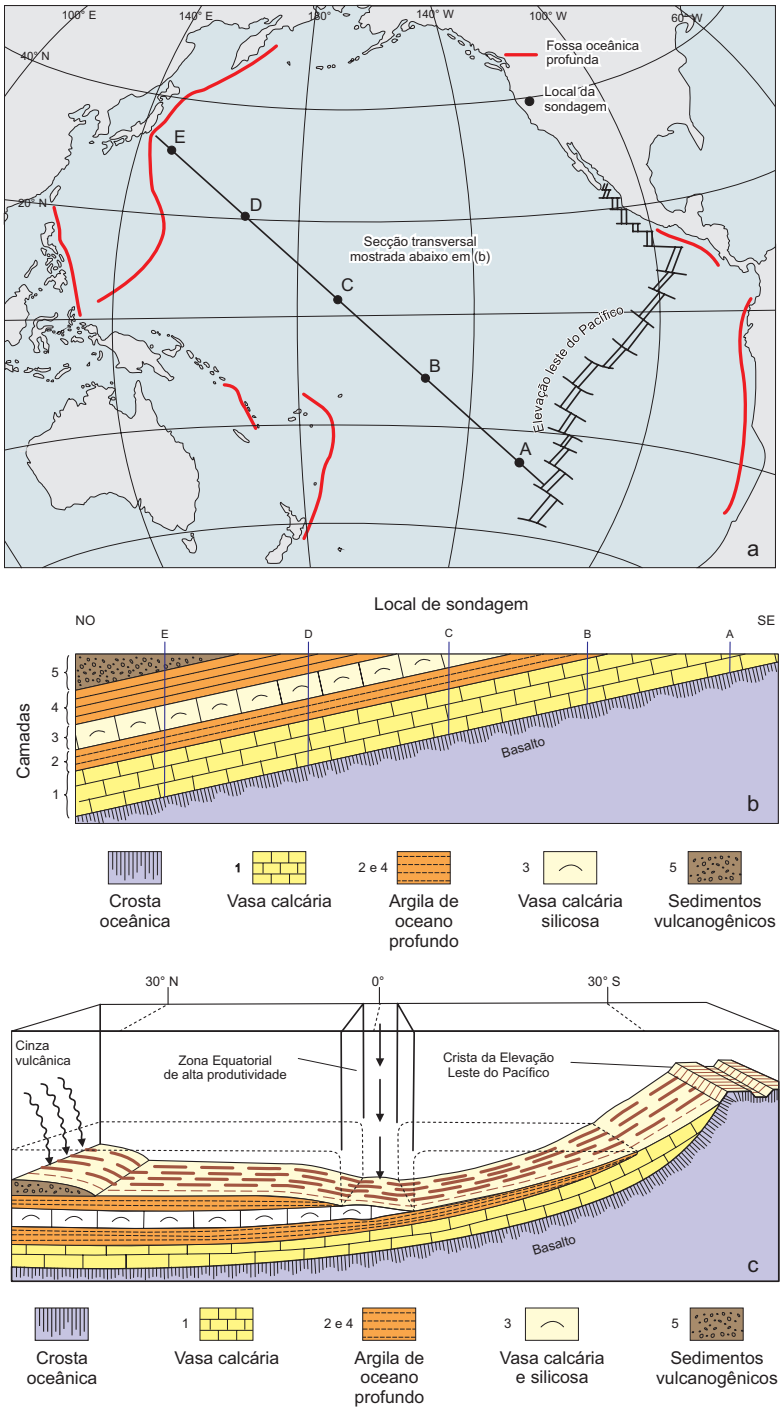


Figura 4.22 Estratigrafia do Oceano Pacífico:
(a) localização da secção estratigráfica; (b) seção estratigráfica e (c) modelo idealizado para o Pacífico desde a Elevação Leste do Pacífico até a zona de subducção no noroeste desse oceano. [Fonte: Pinet, 1989].



CAPÍTULO 5

Propriedades Físicas da Água do Mar

Osmar Olinto Möller Jr. e Carla Rosana de Castro Aseff

1 Introdução

A água do mar é um fluido complexo formado por água pura, sais e gases dissolvidos, substâncias orgânicas dissolvidas e, também, inorgânicas particuladas. A presença de sais, em uma proporção aproximada de 3,5% do volume total dos oceanos, causa impacto em diversas propriedades, provocando um comportamento totalmente distinto daquele da água doce. As propriedades físicas afetadas são: compressibilidade da água; velocidade de propagação do som; densidade; condutividade elétrica; índice de refração da luz; temperatura de máxima densidade, e o ponto de congelamento. Entre estas, a distribuição da densidade das águas, que é resultante da combinação dos efeitos da salinidade e da temperatura, tem um papel decisivo na circulação oceânica.

Este capítulo trata das três propriedades básicas da água do mar e de alguns dos efeitos por elas produzidos. Ao final do capítulo, o leitor terá um quadro geral com os conceitos básicos e a forma como estas três propriedades variam superficialmente em função da latitude. Saberá, ainda, que verticalmente, entre 60° S e 60° N, o oceano pode ser dividido em três camadas. Também serão mostrados casos específicos de áreas de plataforma que estão sob efeito de grandes descargas fluviais.



Foto: Projeto Amazônia Azul

2 Salinidade

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

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

1930, as relações entre a condutividade elétrica da água do mar, a temperatura da amostra e a salinidade ficaram mais conhecidas. Isso acabou dando origem, a partir da década de 1960, aos equipamentos hoje conhecidos como salinômetros de laboratório, termocondutivímetros ou termossalinógrafos e o CTD, que registra a condutividade (C), a temperatura (T) e a profundidade (do inglês *depth*). Essa correlação é mostrada na Figura 5.1, ficando clara uma relação quase linear entre a condutividade (X ohm^{-1} m^{-1}) e a salinidade. Entretanto, há uma clara dependência na temperatura, por isso os sensores de hoje leem primeiro a temperatura da água, para depois transformar o valor da condutividade em concentração de sais.

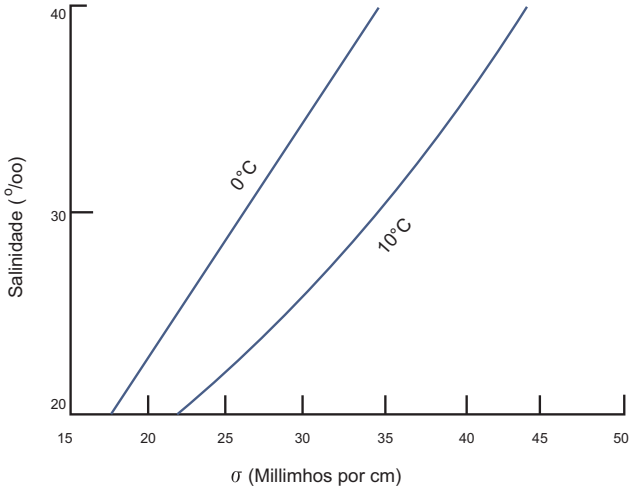


Figura 5.1 Variação da salinidade em função da condutividade para duas temperaturas. [Fonte: Ivanoff, 1961].

A partir dessa metodologia, até 1978, a salinidade era dada pela razão entre a condutividade de uma amostra de água do mar e a de uma água-padrão, chamada água de Copenhague (que apenas estabelecia a relação entre clorinidade e condutividade). A partir daquele ano, o Painel da Comissão Oceanográfica Internacional (COI) determinou que a salinidade fosse estabelecida diretamente a partir da condutividade. O padrão para o cálculo da razão de condutividade passou a ser uma solução contendo 32,4356 gramas de cloreto de potássio (KCl) em 1 kg de água. Como se vê, desapareceu a unidade, embora alguns usem a sigla UPS para unidades práticas de salinidade.

Os equipamentos principais e os métodos utilizados para obtenção de temperatura e salinidade nos oceanos são descritos em vários textos (ver Capítulo 18: Instrumentação Oceanográfica). Convém lembrar que hoje em dia a salinidade pode ser determinada a partir de sensores instalados em aeronaves ou satélites, utilizando medições da radiação de ondas longas emitida pela superfície do mar (ao respeito consultar: <http://aquarius.nasa.gov>).

2.1 Variação e distribuição

A seguir serão discutidas as variações encontradas na capa superficial dos oceanos e em profundidade.

2.1.1 Distribuição superficial: a camada de mistura

Para os fins deste capítulo, será considerada a camada superficial do oceano até a profundidade afetada pela radiação solar e a ação do vento na geração de correntes e de ondas. Dessa forma, toda a descrição a seguir cobrirá o que se convencionou chamar de camada de mistura, que vai da superfície até aproximadamente 100 m a 150 m de profundidade, e que tem, na maior parte dos casos, condições homogêneas de distribuição de propriedades. Ela corresponde à zona fótica do oceano, que é o limite de penetração da luz solar e onde ocorre grande atividade biológica através de processos fotossintéticos. A espessura dessa camada varia com a latitude. Um panorama geral da distribuição da salinidade na superfície do mar é mostrado na Figura 5.2a.

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

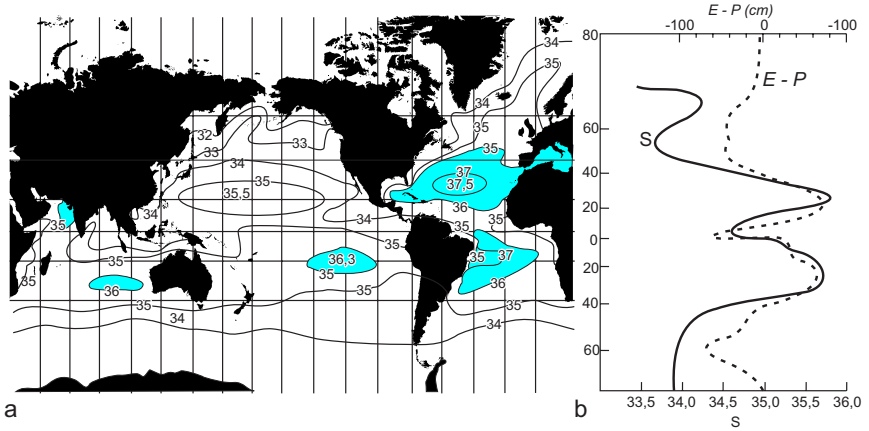


Figura 5.2 (a) Distribuição da salinidade superficial no oceano. Máximos, em cor azul, ocorrem em áreas onde a Evaporação excede a Precipitação como mostrado em (b) pela relação entre a Salinidade (linha preta) e a diferença evaporação-precipitação (linha azul pontilhada). [Fonte: Suckow et al., 1995].

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

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

2.1.2 Distribuição vertical: a haloclina e a camada profunda

Assim como na camada de mistura são encontradas variações latitudinais importantes de salinidade, verifica-se que o mesmo ocorre nas camadas situadas abaixo desta. As causas para essas variações estão ligadas à chamada circulação termo-halina, que é devida às variações no campo da densidade, que forçam movimentos verticais de grandes volumes de água. Estes normalmente partem das camadas superficiais e atingem áreas mais profundas. Um tópico específico sobre este tema é tratado no Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica. Para entender as variações de salinidade em profundidade, é necessário dividir o oceano em baixas (equatorial-tropical), médias (subtropical) e altas latitudes (polar). Um resumo da variação vertical de salinidade em cada uma dessas zonas é apresentado na Figura 5.3. A análise dessa figura revela que, para baixas e médias latitudes (Fig. 5.3a, curvas azul e vermelho, respectivamente), aproximadamente entre 60° N e 60° S, é possível dividir o oceano em três camadas segundo o aumento de profundidade: (a) mistura, anteriormente definida; (b) haloclina, e (c) profunda.

Na camada de mistura observam-se diferenças entre baixas e médias latitudes. Abaixo dessa camada encontra-se a chamada haloclina (o sufixo *clina* vem do grego, significando estrutura que exibe gradiente), que é a faixa marcada por uma intensa diminuição de salinidade com o aumento de profundidade. O limite inferior dessa camada está em torno de 1.000 m de profundidade. Os valores podem variar de uma a duas unidades de sal em 900 m de profundidade. Na Figura 5.3 fica claro que a haloclina é menos intensa e mais profunda em médias latitudes. Novamente os ventos e os processos convectivos são os responsáveis por essa situação. Abaixo da haloclina situa-se a camada profunda, onde há um leve decréscimo de salinidade com o aumento de profundidade. Essas águas ocupam aproximadamente 3/4 de todo o volume oceânico.

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

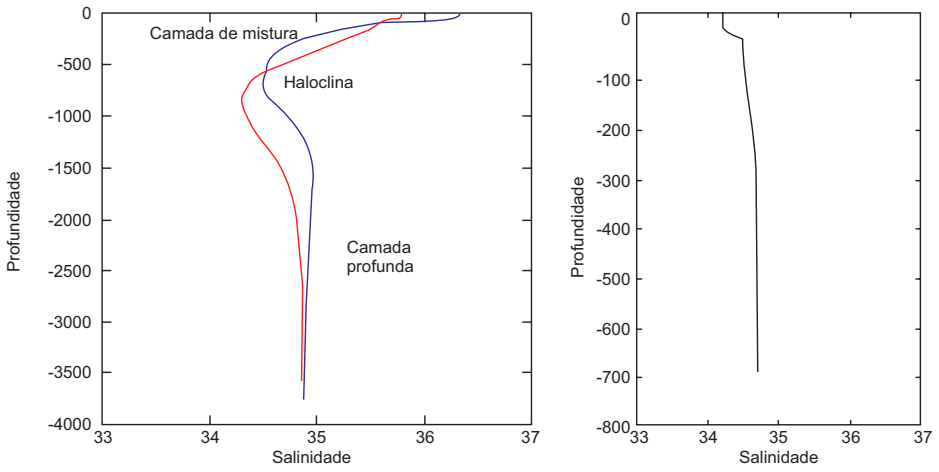


Figura 5.3 (a) Distribuição vertical de salinidade para o Oceano Atlântico Sul em baixas (azul) e médias (vermelho) latitudes; (b) Altas latitudes.
[Figura confeccionada com dados obtidos no *World Ocean Database* 2009, disponibilizados pela NOAA através do sítio do *National Oceanographic Data Center* (NODC), <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html>].

Uma visão espacial da distribuição de salinidade ao longo do Oceano Atlântico é apresentada na Figura 5.4, que resume as principais ideias aqui discutidas. Observe como são significativas as diferenças no Atlântico Sul e Norte. As setas pretas servem para indicar o sentido do deslocamento das águas nessa região, causado pela circulação termohalina.

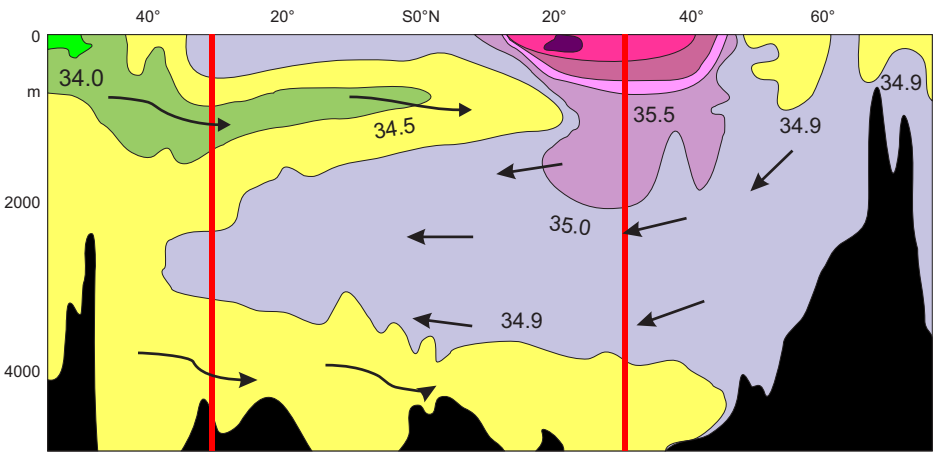


Figura 5.4 Variação da salinidade em uma seção ao longo do Oceano Atlântico (o Sul está à esquerda). As duas linhas vermelhas marcam as latitudes de 30ºS e 30ºN.
[Fonte: Tomczak e Godfrey, 2001].

3 Temperatura

A temperatura é a variável mais medida no oceano. Existe um grande banco de dados gerado a partir do controle de resfriamento de motores de navios mercantes e do desenvolvimento de satélites meteorológicos, que medem a radiação emitida pela superfície terrestre na faixa do infravermelho. Nesses dois casos, os dados limitam-se à camada mais superficial do oceano. Em profundidade, existe todo um desenvolvimento de equipamentos, como garrafas de coleta de água, que serviram de suporte para termômetros de diversos tipos, até chegarmos naqueles que foram mais utilizados, os chamados termômetros de inversão. Perfiladores de temperatura em profundidade, mecânicos e com formato de torpedo, os chamados batitermógrafos (BT) mecânicos, também foram desenvolvidos e são considerados os precursores dos sistemas de registro contínuo que existem hoje, como o X-BT (sigla para *expendable* BT ou batitermógrafos descartáveis), os CTD e as boias ARGO. Para mais detalhes é recomendado ver o Capítulo 18: Instrumentação Oceanográfica.

3.1 Variação e distribuição

Aqui a sequência será a mesma da seção relativa à salinidade cobrindo a distribuição superficial (camada de mistura) e a vertical. Também será apresentado o conceito de temperatura potencial.

3.1.1 Distribuição superficial: a camada de mistura

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

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


Foto: Projeto Amazônia Azul

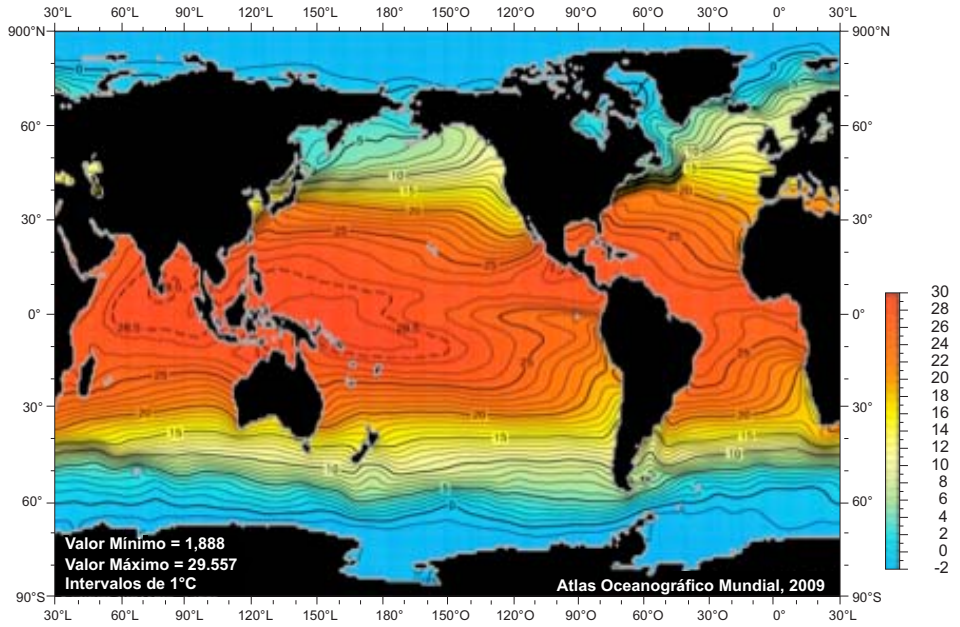


Figura 5.5 Distribuição horizontal de temperatura nos oceanos.
[Fonte: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M_HEAT_CONTENT>].

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

Na Figura 5.6, novamente se observa que o oceano pode ser dividido em três faixas latitudinais e que, entre 60 °N e 60 °S de latitude, existem três camadas verticais (Fig. 5.6a): a camada de mistura, a da termoclina (de maneira análoga ao caso da salinidade, a termoclina indica uma alteração acentuada da temperatura com a profundidade) permanente e a camada profunda. As variações espaciais seguem o mesmo desenho da salinidade, com camada de mistura mais rasa e termoclina permanente mais pronunciada na região de baixa latitude, enquanto em médias latitudes as duas são mais profundas e a termoclina permanente menos intensa. Em menos de 1.000 m de profundidade a temperatura pode variar 10 °C. Abaixo da termoclina permanente, a camada profunda apresenta um leve decréscimo de temperatura com o aumento da profundidade.

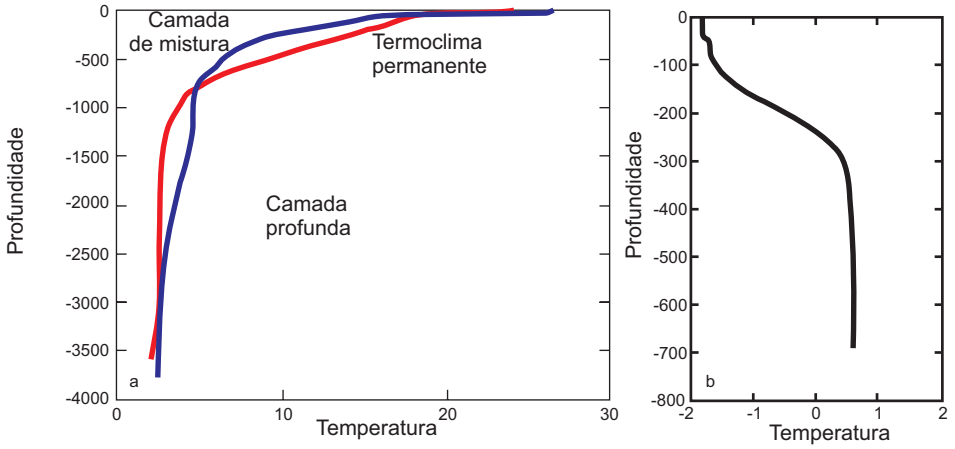


Figura 5.6 (a) Distribuição vertical de temperatura (ºC) para o Oceano Atlântico Sul em baixas (azul) e médias (vermelho) latitudes; (b) Altas latitudes.
Os perfis de temperatura correspondem aos de salinidade da Figura 5.3.
[Fonte: *World Ocean Database*, 2009, disponibilizados pela NOAA através do sítio do *National Oceanographic Data Center*, <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html>].

Em altas latitudes (FIG. 5.6b), a condição é de homogeneidade vertical, com pouca variação. No caso da Figura 5.6b, em 300 m de profundidade a temperatura passa de aproximadamente - 1,8 °C para 0,5 °C. A Figura 5.7 sumariza essas informações através de uma seção ao longo do Oceano Atlântico.

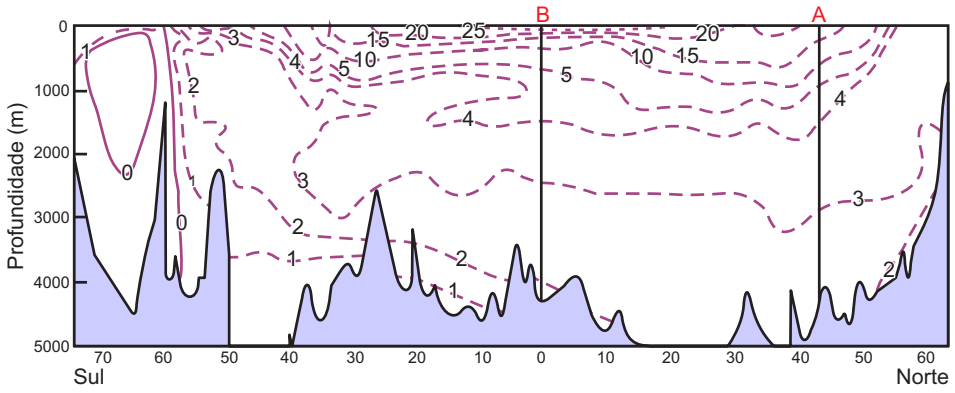


Figura 5.7 Variação da salinidade em uma seção ao longo do Oceano Atlântico (o Sul está a esquerda). As duas linhas verticais marcam as latitudes de 30 ºS e 30 ºN.
[Fonte: TOMCZAK e GODFREY, 2001].

A termoclina é chamada de permanente para diferenciar da chamada termoclina sazonal, que aparece na camada de mistura em médias latitudes e, eventualmente, nas regiões de latitudes altas. A razão para esse processo está no aquecimento diferenciado que a capa superficial do oceano sofre com as estações do ano. Na Figura 5.8 essa evolução temporal da temperatura é mostrada de forma esquemática para uma camada de água de mistura em médias latitudes. A homogeneidade vertical de inverno, obtida por convecção e agitação devida ao vento, começa a dar lugar a uma termoclina na primavera, que é intensificada no verão. No outono, a estratificação começa a diminuir e a termoclina vai para maiores profundidades, em decorrência da ação das correntes convectivas e do aumento da intensidade dos ventos.

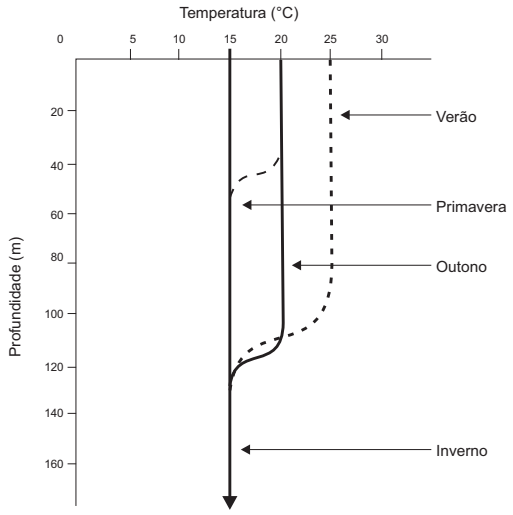


Figura 5.8 Evolução temporal da temperatura e formação da termoclina em médias latitudes. [Fonte: Suckow et al., 1995].

4 Densidade e volume específico

A densidade é a propriedade que dita a forma como as águas oceânicas se distribuem verticalmente. Numa condição normal, dita estável, a densidade tende a aumentar com a profundidade.

4.1 Definições e anomalias

Densidade (ρ) é definida como a massa de uma substância por sua unidade de volume, normalmente dada em kg/m^3. Dessa forma, a densidade pode ser representada pela Equação 5.1:

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

No oceano a densidade varia entre 1.020,00 e 1.030,00 kg/m^3, indicando que a água do mar é de 2 a 3% mais densa do que a água doce a 4 ºC e em condições normais de pressão. Pelo fato de ter sido referenciada a temperatura e a pressão para a água de salinidade zero (doce) se conclui que a densidade depende diretamente dessas variáveis. Assim, ela é diretamente proporcional à salinidade (aumento da massa), inversamente proporcional à temperatura (variação de volume) e diretamente proporcional à pressão, pela diminuição de volume que o aumento dessa variável acarreta. Dessa maneira, a melhor forma de referenciar a densidade é por meio de indicação das condições em que foi determinada, ou seja, $\rho_{s,\,t,\,p}$.

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

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

Onde:

ρ(s,t,0) – corresponde à densidade calculada a partir da salinidade (*s*), temperatura (*t*) e pressão (*0*)

p – pressão

K – coeficiente de compressibilidade da água

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

$$\sigma_t = s,t,p - 1000 \quad (5.3)$$

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

$$\sigma_t = p(s,t,0) - 1000 \quad (5.4)$$

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

$$\alpha_{(s,t,p)} = \frac{1}{\rho} \quad (5.5)$$

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

$$\delta = \alpha\ s,t,p - \alpha\ 35,0,p \quad (5.6)$$

4.1.1 Variação e distribuição

A variação espacial e temporal das propriedades estudadas permite inferir aspectos da dinâmica oceanográfica.

4.1.2 Distribuição superficial: a camada de mistura

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

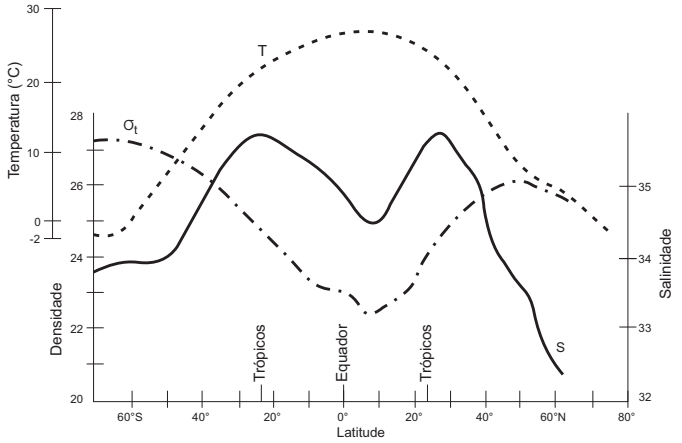


Figura 5.9 Variação da temperatura superficial, salinidade e densidade com a latitude.

[Fonte: Suckow et al., 1995].

4.1.3 Distribuição vertical: a picnoclina e a camada profunda

Entre 60° S e 60° N, a distribuição vertical de densidade (*Sigma-t*) apresenta o mesmo padrão da temperatura e salinidade, com um oceano em três camadas: a camada de mistura, a picnoclina e a camada profunda.

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

aos casos de salinidade e temperatura, a picnoclina é uma descontinuidade da densidade com a profundidade.

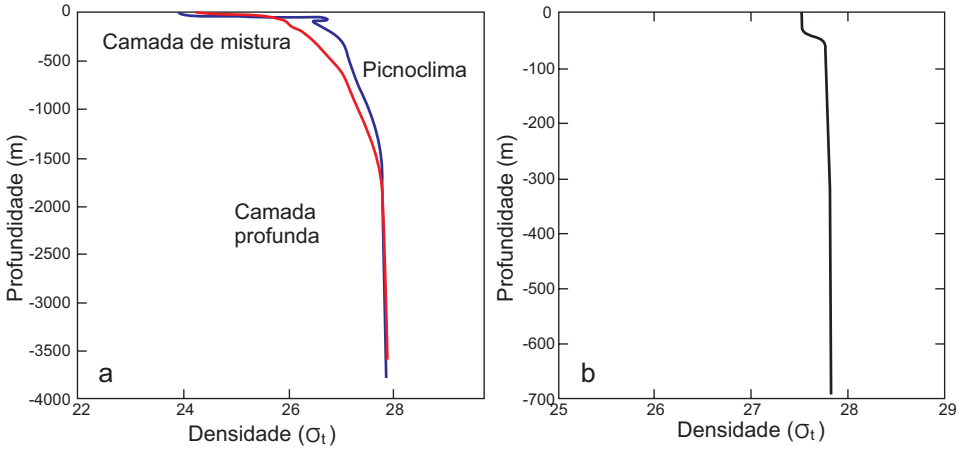


Figura 5.10 (a) Distribuição vertical de densidade (*Sigma t*) para o Oceano Atlântico Sul em baixas (azul) e médias (vermelho) latitudes; (b) Altas latitudes. Os perfis de densidade correspondem aos de salinidade e de temperatura das Figuras 5.3 e 5.6, respectivamente. [Fonte: Dados obtidos no *World Ocean Database*, 2009, disponibilizados pela NOAA através do site do *National Oceanographic Data Center*, <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html>].

5 Temperatura Potencial/Densidade Potencial

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

Analisando-se a Figura 5.11a, elaborada com dados obtidos na região da fossa de Mindanao, verifica-se que após os 4.000 m de profundidade a tendência de diminuição gradual de temperatura se inverte e esta passa a aumentar. Isso fica evidente nos

gráficos de distribuição vertical de temperatura da Figura 5.11b, levando a uma diminuição da densidade com o aumento da profundidade. Se nesse processo houvesse troca de calor, haveria uma instabilidade e as águas mais profundas tenderiam a ascender. Com a correção dos efeitos de compressão sobre a água (Fig. 5.11c) na forma do cálculo da temperatura potencial (θ), as distribuições verticais da temperatura e da densidade, esta agora chamada de densidade potencial (σ_θ), voltam a ter um comportamento normal (Fig. 5.11d).

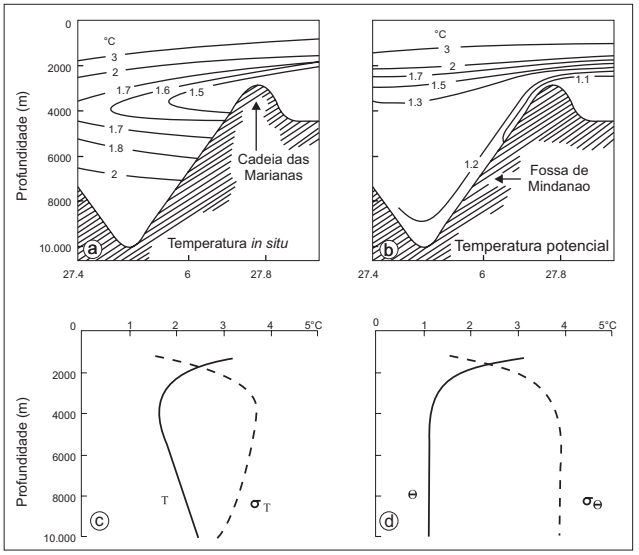


Figura 5.11 (a) temperatura medida (*in situ*, T) na área da fossa de Mindanao; (b) perfil vertical de temperatura e *in situ* (T) e *Sigma t* (σT); (c) perfil de temperatura potencial calculada para a área da fossa de Mindanao, e (D) perfis verticais de temperatura potencial (θ) e de densidade potencial (σ_θ). [Fonte: Suckow et al., 1995].

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

Na plataforma continental, a distribuição de salinidade pode, por vezes, apresentar-se de forma distinta da do oceano aberto. A presença de rios com aportes significativos pode ser um fator importante, já que águas menos salgadas, por serem de menor densidade, vão se sobrepor às de maior salinidade. Isso pode trazer implicações para a distribuição de temperatura e, consequentemente, para a densidade. Um caso clássico, por exemplo, são as águas da plataforma continental do Sul do Brasil, que estão sob a influência do deságue das águas do Rio da Prata, que drena uma extensa bacia hidrográfica. Essas águas têm baixa salinidade (<32,5) e ocupam a camada mais superficial de parte da plataforma continental. No inverno, essas águas cedem calor para a atmosfera e, devido à baixa salinidade, ainda são menos densas do que as águas mais quentes e salgadas que ocupam o restante da coluna de água. Com isso, verificam-

se haloclinas, termoclinas e picnoclinas, que possuem uma tendência oposta ao até agora mostrado, ou seja, todas essas propriedades aumentam com o incremento da profundidade. Essas estruturas podem ser vistas na Figura 5.12.

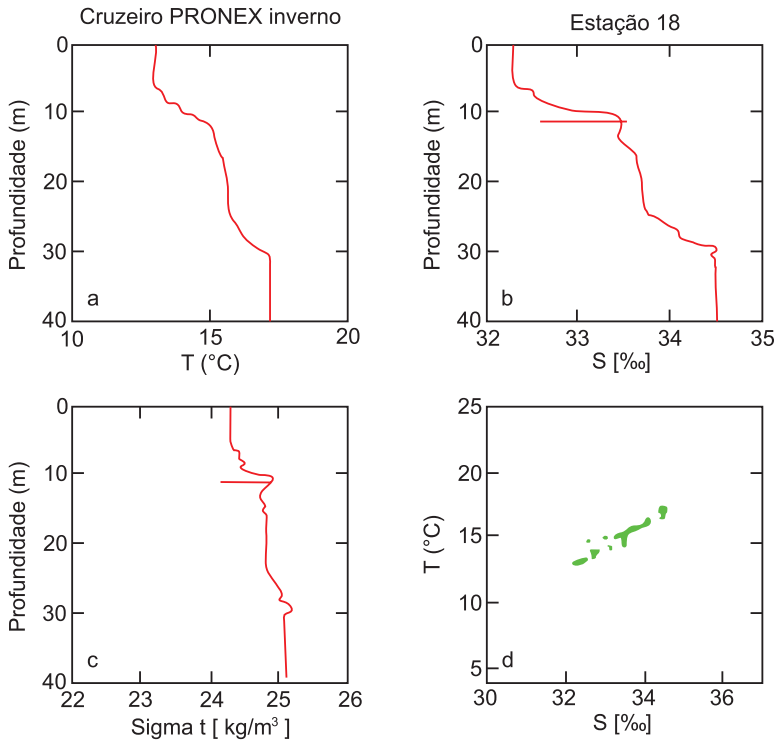


Figura 5.12 Perfis de temperatura (a); Salinidade (b) e densidade (c) obtidos em um cruzeiro na costa do Rio Grande do Sul no inverno de 2004. Observe as duas clinas encontradas da superfície ao fundo.

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

A água doce (S=0) apresenta um comportamento anômalo em relação à sua variação de densidade. À medida que a temperatura decresce, a densidade aumenta até atingir o máximo (1.000 Kg/m³) a 3,98 °C. Para valores mais baixos de temperatura, a densidade volta a decrescer, e a 0 °C, a água congela. Se essa situação ocorrer num lago de águas doces durante o verão, com a aproximação do outono e, sobretudo, do inverno, a temperatura das águas do lago diminuirá por cedência de calor para o ar, esfriando as águas superficiais, que vão se tornando mais densas do que as que estão abaixo. Com isso, geram-se correntes convectivas com ascensão de águas mais profundas. Esse processo é particularmente importante quando a temperatura chega aos 4 °C. Se a temperatura baixar mais, as águas superficiais se tornarão menos densas do que as do fundo, cessando a convecção. Se congelarem, isolarão as trocas com o ar e assim será criado um sistema sem circulação, a chamada estagnação invernal.

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

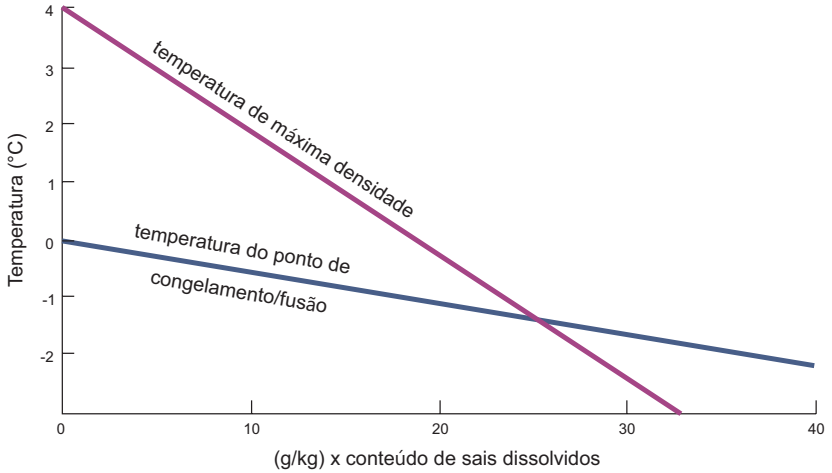


Figura 5.13 Temperatura do ponto de congelamento e de máxima densidade da água como função da concentração de sais dissolvidos. [Fonte: McLellan, 1965].

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

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

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

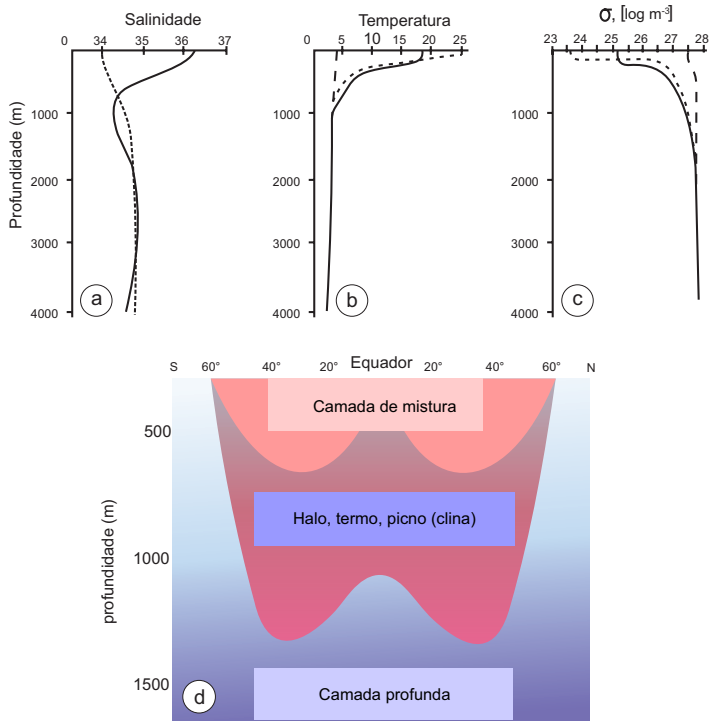


Figura 5.14 Esquemas gerais para variação vertical de (a) salinidade; (b) temperatura e (c) densidade: (a) linha sólida para baixas e médias latitudes, tracejado para altas latitudes; (b, c) tracejado menor (— —) para baixas latitudes, linha sólida para médias latitudes e tracejado maior (– –) para altas latitudes; (d) variação da espessura das camadas mencionadas no texto. [Fonte: (a, b, c) Emery e Thomson, 2001 e (d) Suckow et al., 1995].

6 Propagação do Som na Água do Mar

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

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

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

Para fins práticos, trabalha-se com o inverso da elasticidade, a compressibilidade adiabática do meio, definida por *K*, já referida na Equação 5.2. *K* é um coeficiente que representa a variação de volume em função da pressão dada pelo impacto da onda sonora sobre o fluido considerado. Utilizando-se a notação de dependência dessas variáveis na temperatura, salinidade e pressão, a Equação 5.8 pode ser então reapresentada para a água do mar como:

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

Dessa maneira, a velocidade do som depende da salinidade, da temperatura e da pressão. Começando pela salinidade, um aumento desta significa um aumento de densidade e, também, do coeficiente de compressibilidade. Se esses dois termos forem tratados de forma separada, a diminuição de velocidade causada pelo aumento de densidade é menor do que o aumento causado pela diminuição da compressibilidade. Como conclusão, a velocidade do som é diretamente proporcional à salinidade. Para a variação de uma unidade de sal, a velocidade do som aumenta em 1,3 m/s. Temperatura e densidade têm uma relação inversa e com isso a velocidade do som é diretamente proporcional à temperatura, numa razão de 3 m/s por grau de temperatura. A temperatura é, portanto, o fator mais importante no controle da velocidade do som. Isso é válido, sobretudo, na camada superior do oceano, que engloba a termoclina.

Da mesma forma que a salinidade, o efeito da pressão na compressibilidade da água do mar é mais importante do que sobre a densidade, e a velocidade do som vai aumentar em 1,8 m/s a cada 100 m de profundidade. A pressão começa a ser dominante no perfil de velocidade do som a partir da base da termoclina, quando o efeito da temperatura é reduzido. Esse maior efeito da temperatura e da profundidade sobre a velocidade do som fez com que equipamentos como o X-BT (ver Capítulo 18: Instrumentação Oceanográfica), que só medem o perfil de temperatura em profundidade, se tornassem básicos para essas medições. Existem vários métodos empíricos para o cálculo da velocidade do som na água do mar. O mais utilizado atualmente é a equação de Chen e Millero (Equação 5.9), também conhecida como o algoritmo da UNESCO (Equação 5.9). Essa equação é aplicada para o cálculo da velocidade do som para um perfil medido com, por exemplo, um CTD. Normalmente esses equipamentos trazem a possibilidade de se obter automaticamente o perfil de velocidade do som por meio de uma sub-rotina em seus programas.

$$= C_{(s,t,p)}\, Cw(t,p) + A(t,p)S + B(t,p)\, S^{3/2} + D(t,p)S^{2} \quad (5.9)$$

Cw, *A(T,P)*, *B(T,P)* e *D(T,P)* são calculados por meio de polinômios e *T*, *P* e *S* são, respectivamente, a temperatura em graus centígrados, a pressão em bar e a salinidade. A equação é válida para: temperatura entre 0 °C e 40 °C; salinidade entre 0 e 40 unidades, e pressão entre 0 e 1.000 bar (~10.000 m). A velocidade média do som na água do mar é da ordem de 1.500 m/s. A variação vertical para uma região de média latitude é exemplificada na Figura 5.15.

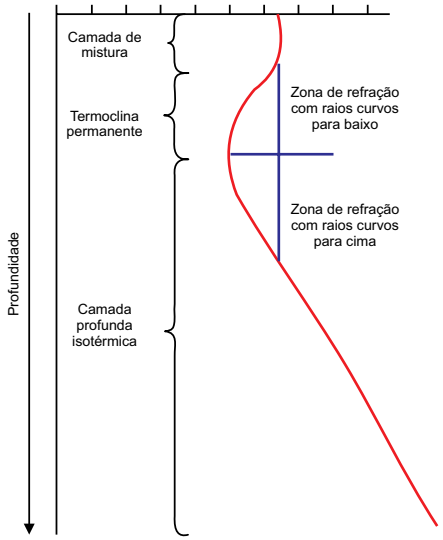


Figura 5.15 Perfil vertical da velocidade do som em função das camadas observadas na distribuição de temperatura em profundidade. Na zona centrada em torno do mínimo de velocidade do som aparece o canal acústico, chamado, na literatura inglesa, SoFaR (*sound*, *fixing and ranging).*
[Fonte: SUCKOW et al., 1995].

Nesse caso a camada de mistura está homogênea, como em uma condição de inverno, e a velocidade é constante. À medida que se entra na termoclina permanente, o efeito de diminuição da temperatura provoca a diminuição da velocidade do som, que passa de 1.505 m/s para 1.490 m/s. Abaixo da termoclina começa o efeito preponderante da pressão e a velocidade do som volta a aumentar linearmente. Convém observar que se a faixa de máxima velocidade situada no topo da termoclina for projetada verticalmente, até encontrar a área de efeito da pressão, como feito com a linha azul na Figura 5.15, será delimitada a região chamada canal acústico ou SoFaR (*sound, fixing and ranging*). A propagação do som e a existência desse canal podem ser explicadas por meio da Lei de Snell para refração, dada pela Equação 5.10 e detalhada na Figura 5.16.

$$\frac{\text{sen } \alpha_1}{\text{sen } \alpha_2} = \frac{C_1}{C_2} \quad (5.10)$$

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

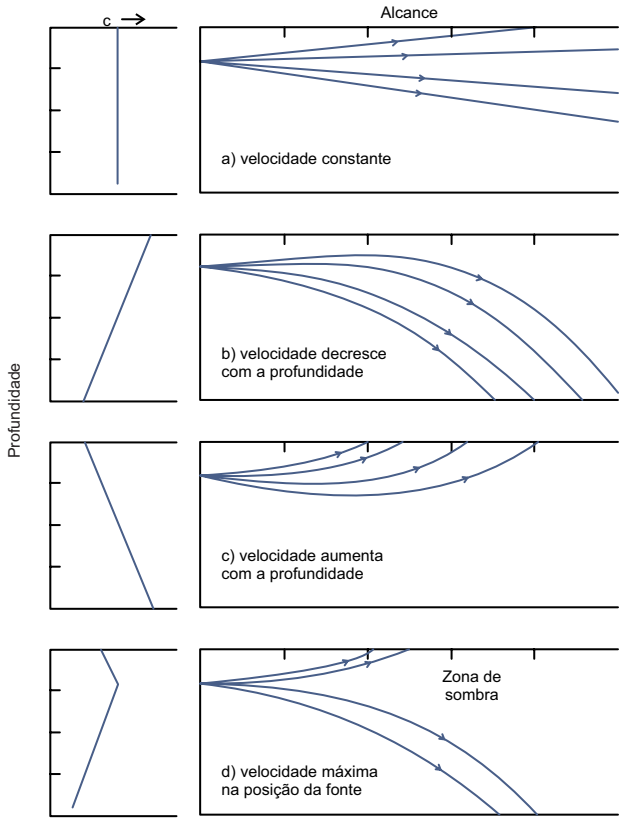


Figura 5.16 Variação da velocidade do som (C) com a profundidade e trajetória dos raios sonoros com o transdutor (emissor, fonte) acústico colocado em posição de quatro diferentes perfis verticais de velocidade de som. [Fonte: McLellan, 1965].

6.1 A forma como os raios se comportam em função do perfil vertical de velocidade do som

No caso de meio homogêneo (Fig. 5.16a), a trajetória é linear. Se a fonte sonora for colocada numa área em que a velocidade diminui com a profundidade, os raios se refratarão para baixo (Fig. 5.16b). O contrário ocorre se ela for posicionada em uma área onde a velocidade aumenta (Fig. 5.16c). O canal acústico ocorre quando as condições apresentadas nos Esquemas 5.16b e 5.16c se combinam. Nessa situação, a fonte sonora estará na zona de mínima velocidade de som. Os raios que se direcionarem para a zona acima do mínimo de velocidade vão difratar para baixo, como no caso da Figura 5.16b. Já para os raios que se propagarem para a camada abaixo do mínimo de velocidade, a refração será para cima, como na Figura 5.16c. Com isso, forma-se um envelope acústico, com os raios redirecionados sempre para a zona de mínima velocidade e que, ao concentrar toda a energia, propaga-se por grandes distâncias no oceano (Fig. 5.17). O canal acústico tem

grande importância na guerra submarina. Como exercício, pode-se analisar a forma como a posição do canal acústico será alterada nas diferentes faixas de latitude.

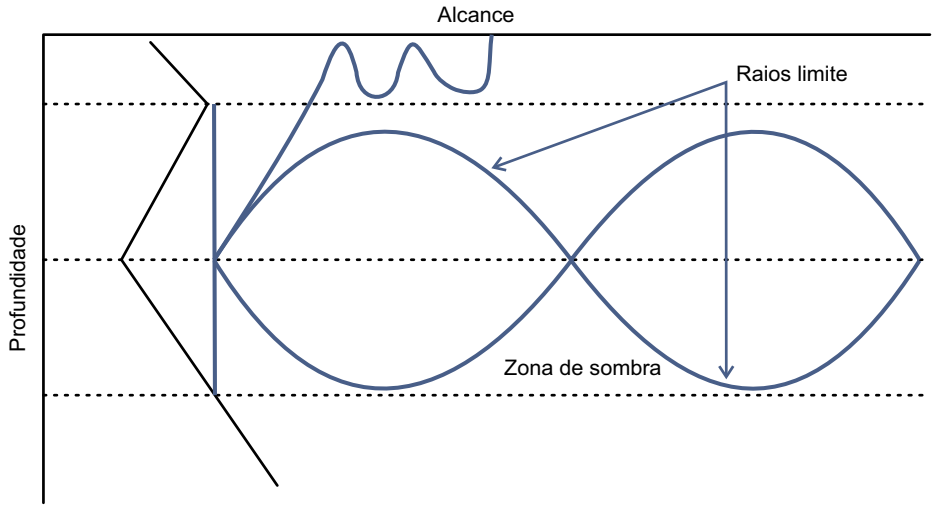


Figura 5.17 Envelope acústico formado pelos raios-limite na área do canal acústico, quando a fonte (transdutor) está colocada na profundidade de mínima velocidade. Se a fonte for deslocada para profundidades maiores ou menores, o ângulo do envelope diminuirá e aumentará a intensidade das zonas de sombra, onde o som não se propaga. [Fonte: SUCKOW et al., 1995].

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

7 PROPAGAÇÃO DA LUZ NA ÁGUA DO MAR

A incidência da radiação solar sobre a superfície da Terra pode ser considerada como a fonte de energia inicial de vários processos, incluindo a movimentação das massas de ar, os ventos (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica), que geram no oceano movimentos importantes, na forma de correntes e ondas. Parte da radiação que se propaga para dentro da camada de mistura do oceano não só contribui para o aquecimento

dessa capa, como também propicia o desenvolvimento de organismos fitoplanctônicos, por meio da fotossíntese (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos).

Nesta seção serão analisadas as maneiras pelas quais a luz é atenuada de forma seletiva com o aumento de profundidade e os principais fatores condicionantes dessa situação. Também serão discutidos os temas relativos à cor do oceano e casos específicos ligados a áreas de plataforma continental.

7.1 Atenuação da luz

A radiação solar, que incide sobre a superfície do mar com um ângulo α_i, pode ser parcialmente refletida de volta à atmosfera, com um ângulo de reflexão α_r. No entanto, a maior parte é absorvida pela camada superior do oceano, conforme representado na Figura 5.18a. Convém observar que o raio refratado aproxima-se da normal ($\alpha_{rf} < \alpha_i$), pois a velocidade da luz é menor na água do que no ar. Na água do mar, em decorrência da presença de sais, o índice ou coeficiente de refração da luz, estabelecido de forma geral na Equação 5.10, é maior do que o da água doce para a mesma temperatura. O índice de refração é diretamente proporcional à salinidade e inversamente à temperatura, conforme mostrado na Figura 5.18b. Com base nessa relação foram desenvolvidos aparelhos denominados de refratômetros, que medem, com precisão muito baixa, a salinidade como função do índice de refração.

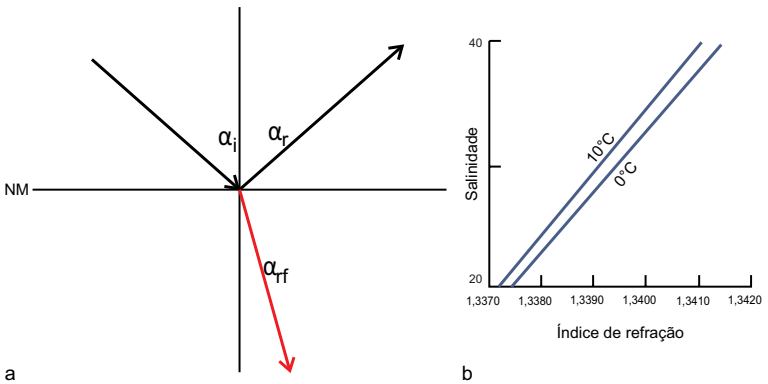


Figura 5.18 (a) Incidência da radiação solar na superfície do oceano (NM) com os processos de reflexão e a refração da onda incidente e seus respectivos ângulos a_i, a_r e a_{rf}; e (b) variação do índice de refração da luz como função da salinidade e temperatura. [Fonte: McLellan, 1965].

Diversos estudos baseados em medições têm demonstrado que essa radiação que incide com intensidade $I_{0,}$ é exponencialmente atenuada com o aumento da profundidade (z), conforme mostrado na Figura 5.19. Esse processo pode ser representado pela equação 5.11.

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

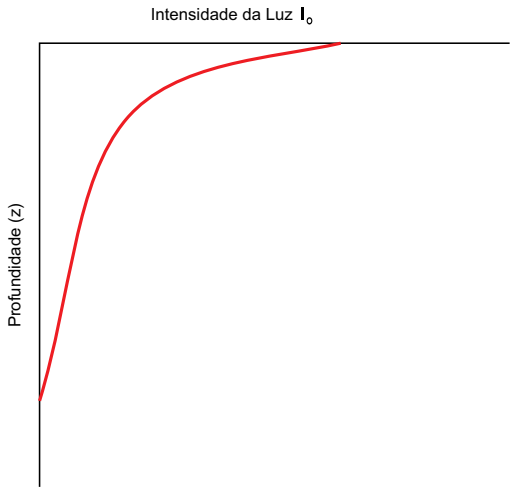


Figura 5.19 Extinção exponencial da intensidade da luz em função da profundidade. [Fonte: LALLI e PARSONS, 1997].

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

Como a luz é um somatório de ondas, para cada componente de comprimento λ, a Equação 5.12 pode ser reescrita como:

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

Nesse caso, α é um coeficiente de extinção médio para a coluna de água. No entanto, a atenuação da luz é o resultado de dois processos independentes, a absorção e a dispersão. De acordo com Jerlov (1976), a dispersão diz respeito aos desvios de uma trajetória linear que a luz sofre em seu caminho. Por outro lado, a absorção inclui todos os processos termodinâmicos irreversíveis, em que a energia luminosa é transformada em térmica, química ou qualquer outra forma de energia. Adicionalmente, a luz, no oceano, é absorvida pelo: fitoplâncton (algas) na fotossíntese; pelo material orgânico e inorgânico em suspensão; pelo material orgânico e inorgânico (sais) dissolvidos na água, e ainda pela água pura. Quanto maior a concentração de elementos em suspensão e dissolvidos, maior será a dispersão e a perda de intensidade (extinção ou atenuação).

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

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

A atenuação ou extinção α passa a ser definida, por comprimento de onda λ, como na Equação 5.13:

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

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

O coeficiente de dispersão da água pura ($\varepsilon_{d\lambda}$) pode ser calculado teoricamente. Ele é maior para os menores comprimentos de onda (azul e verde), diminuindo com o aumento do comprimento. Já a dispersão da luz em águas com material particulado em suspensão, orgânico ou inorgânico, dado por $\varepsilon_{d\lambda}$, é dependente da relação entre o comprimento de onda e o diâmetro das partículas (d) presentes no oceano. De um modo geral pode-se dizer que o coeficiente de dispersão $\varepsilon_{d\lambda}$ é proporcional a λ^{-n}. Quando $d<<\lambda$, a dispersão da luz segue a teoria de Rayleigh, que diz que a intensidade da dispersão é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda e *n* vale 4. Nessa situação, a radiação de cor azul (0,45μ) tende a ser a mais dispersa e explica as razões da cor azul em mar aberto. Por outro lado, quando $d>>\lambda$, a dispersão segue a teoria de Mie (1908), e o valor de *n* diminui. Com isso, a dispersão se dá para os maiores comprimentos de onda. Como as radiações de comprimento do infravermelho e do vermelho são rapidamente atenuadas, a dispersão se dá em torno de comprimentos de onda do verde, indicando, assim, a razão da cor verde como dominante em águas costeiras e de plataforma, mais túrbidas.

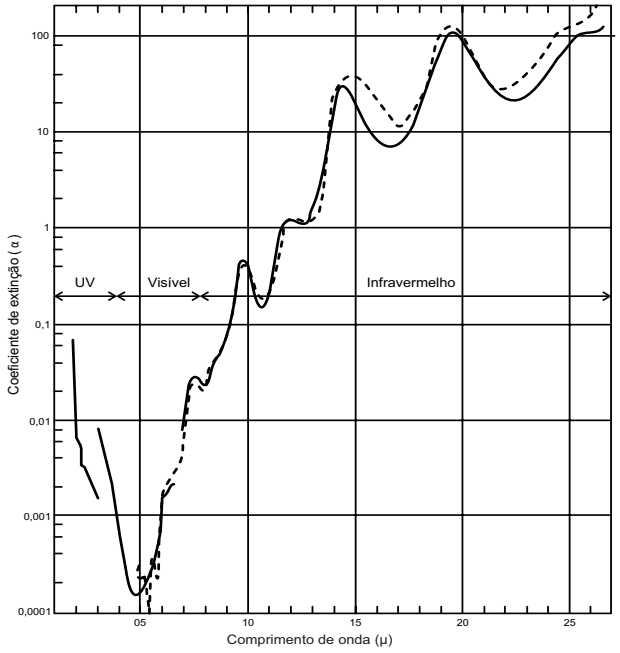


Figura 5.20 Coeficiente de extinção da luz em água pura em função do comprimento de onda. [Fonte: NEUMANN e PIERSON, 1966].

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

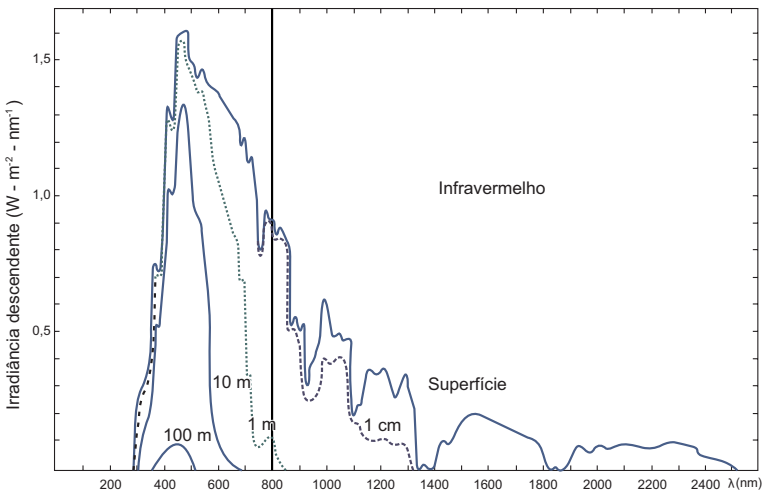


Figura 5.21 O espectro de energia da radiação incidente no mar para superfície, 1 cm, 1 m, 10 m e 100 m de profundidade. [Fonte: JERLOV, 1976].

Em 1 cm de coluna de água, os comprimentos de onda acima de 1.400 nm (1,4 μ) já foram extintos e o infravermelho desaparece em até um metro de profundidade. Com o aumento da profundidade, de forma seletiva, as componentes com os maiores comprimentos de onda vão sendo atenuadas. Na profundidade de 100 m restam apenas o azul e o verde. Isso define, também, a chamada camada eufótica (bem-iluminada), que limita a ocorrência da maior parte da vida no oceano. Seu limite é dado pelo nível correspondente a 1% da quantidade de luz que chega à superfície do mar que é medida com aparelhos irradiômetros. De forma mais simples, usa-se o chamado **Disco de Secchi**, um disco branco, que é lançado ao mar com um cabo graduado. A profundidade de desaparecimento desse disco da visão do observador indica a altura da coluna de água que é atingida por apenas 10% da luz incidente.

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

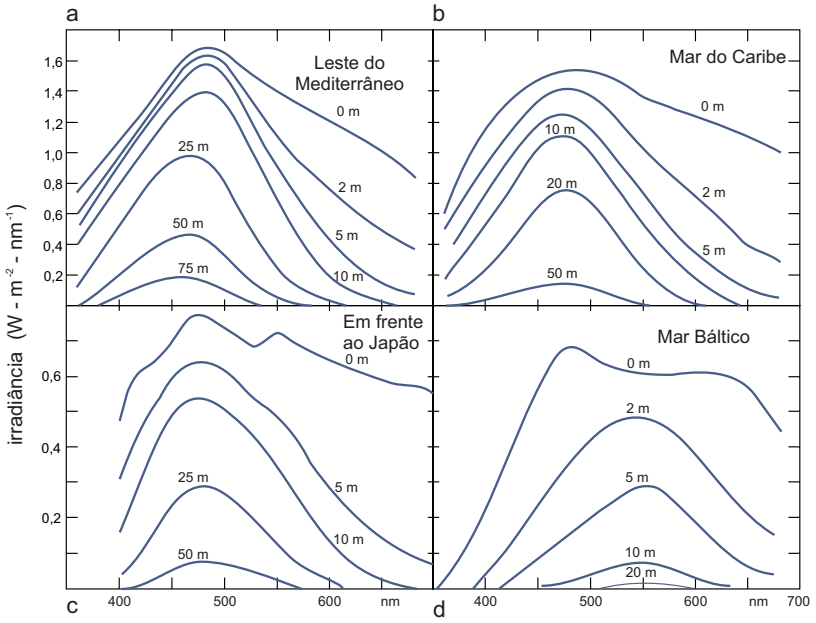


Figura 5.22 Distribuição espectral (intensidade luminosa X comprimento de onda) da radiação incidente na superfície do mar em quatro locais selecionados. [Fonte: Jerlov, 1976].

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

Considerando a importância na produção biológica, estudos sobre o comportamento da luz no oceano, tanto em zonas costeiras como em alto-mar, têm sido desenvolvidos e relacionados com os diversos componentes citados aqui. Além disso, o conhecimento sobre a radiação reenviada para a atmosfera por meio da reflexão e da retrodispersão causada por partículas em suspensão na água, é parte importante na elaboração de modelos para quantificar esse material, através do uso de imagens da cor do mar, obtidas por sensores colocados em satélites, como o *SeaWifs* e *Modis*.



Foto: Projeto Amazônia Azul





CAPÍTULO 6

Propriedades Químicas da Água de Mar

Luis Felipe Hax Niencheski

A água do mar é um meio cujas propriedades resultam da interação de fatores físicos, químicos, geológicos, biológicos e meteorológicos. Esses fatores não atuam de forma isolada, por isso as propriedades químicas da água do mar devem ser entendidas como resultado de várias ações, que alteram a sua constituição quanto à concentração dos elementos dissolvidos e em suspensão, naturalmente regulados para a manutenção da vida nesse sistema.

Para a compreensão das propriedades químicas da água marinha, são necessários estudos que iniciam com as particularidades da molécula da água e se estendem até o depósito final marinho dos elementos naturais ou sintéticos. Dessa forma, as atividades continentais, sejam naturais ou antrópicas, devem ser consideradas no estudo das propriedades químicas da água, bem como os processos de transferência de massa e energia nas interfaces oceanográficas: continente-oceano, ar-oceano e sedimento-oceano.

O conhecimento dos limites de concentração dos constituintes da água é objeto constante de estudos, para que as ações humanas, sejam de lançamento ou extração de



Foto: Projeto Amazônia Azul

elementos nos oceanos, não ultrapassem a capacidade do sistema de se autorregular, afetando seu equilíbrio milenar e, consequentemente, a vida marinha.

A água do mar é complexa, composta pelos mesmos elementos químicos que constituem os continentes, uma vez que os oceanos se formaram pela contínua lixiviação da Terra desde o surgimento da primeira chuva. Assim, os elementos que compõem a Tabela Periódica podem ser encontrados, também, nos oceanos. Os continentes exercem influência sobre a concentração dos elementos químicos na água do mar, através do transporte aéreo e hídrico, seja superficial ou subterrâneo.

Os elementos químicos possuem particularidades e consequente diferenciação de comportamento no ambiente marinho. Por isso, a composição da água do mar pode ser dividida em grupos

Sólidos particulados: material que é retido em filtro de 0,45 μm de poro. Divide-se em material particulado orgânico, representado principalmente por detritos de plantas e animais, e material inorgânico particulado ou substâncias minerais;

Gases: divididos em conservativos, como o nitrogênio e o argônio, e não-conservativos, que têm relação direta com a vida marinha, como o caso do oxigênio dissolvido e o gás carbônico;

Coloides: são as substâncias que passam através do filtro de 0,45 μm de poro, mas não são solúveis. São divididos em coloides orgânicos e inorgânicos; e

Solutos dissolvidos: compreendem em solutos inorgânicos, sais que, em função de sua concentração na água do mar, subdividem-se em elementos maiores (aqueles que estão em concentração acima de 1 mg/l) e elementos menores. Elementos conservativos são elementos menores (geralmente em concentrações inferiores a 0,05 μm, em solutos orgânicos, representados pelo carbono orgânico dissolvido, substâncias húmicas, carboidratos, esteróides, hidrocarbonetos, ácidos graxos e outros.

A concentração de cada elemento em cada grupo é comandada, entre outros processos, pelo ciclo hidrológico, que possui ação direta sobre os ciclos biogeoquímicos dos elementos na água oceânica e nas suas interfaces oceanográficas (continente-ar-sedimento), uma vez que, por meio do intemperismo atuante sobre as matrizes rochosas, os elementos são transportados para os diferentes compartimentos da Terra (ar, água, biota e sedimento) e, então, carreados para o oceano.

Entretanto, nem todo e qualquer material enviado pelo continente tem como destino final os oceanos. Os processos de interação entre o continente e o mar ocorrem prioritariamente nos estuários, sejam superficiais (os mais conhecidos) ou subterrâneos, obedecendo a processos físicos de mistura (difusivos e advectivos) que estabelecem comportamento de mistura conservativa ou não.

A qualidade das águas estuarinas e a concentração de elementos químicos é o resultado de uma complexa interação de fatores, incluindo o movimento das águas, a descarga de elementos, os processos biológicos e químicos *in situ* e os aportes antrópicos (Fig. 6.1).

A retenção de nutrientes é o principal fator que contribui para a produtividade relativamente alta dos estuários. Nesses ecossistemas, o ciclo biogeoquímico dos elementos consiste de absorção dos mesmos da água que escoa para o mar, de precipitação do material em suspensão particulado e sua desmineralização e de processos de mistura estuarina, que estão diretamente relacionados às características físicas de cada estuário (Fig. 6.1).

Durante a mistura estuarina, a interação entre o material dissolvido e particulado produz: (1) precipitação do material dissolvido, formando novas fases sólidas; (2) adsorção do material dissolvido nas fases sólidas, já presentes, que compreendem os minerais litogênicos, e as fases autigênicas, formadas pela precipitação do material dissolvido e do material orgânico vivo ou detrítico, originários de processos internos e externos ao estuário, e (3) liberação do material adsorvido na fase sólida para a fase líquida por dissolução, dessorção e processos biológicos autolíticos e respiratórios (Fig. 6.2).

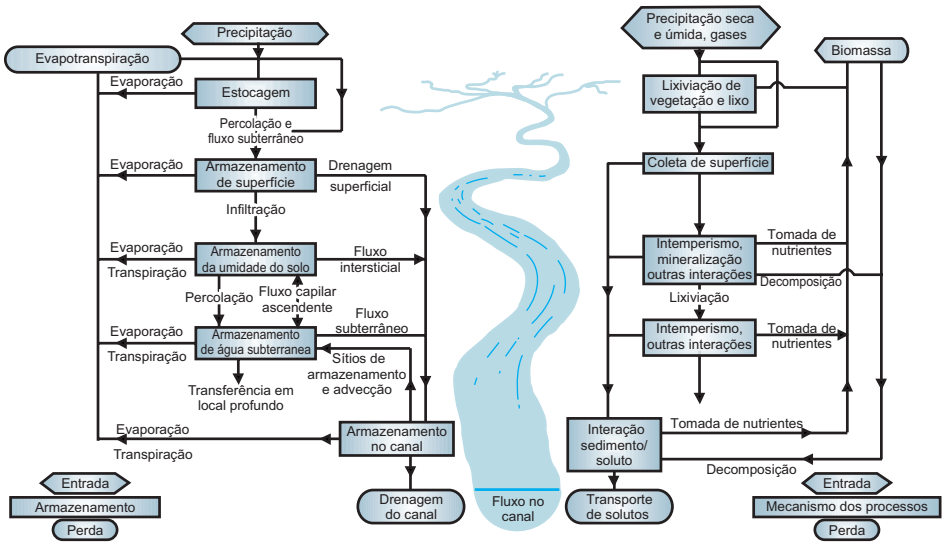


Figura 6.1 Esquema simplificado dos processos que operam na bacia de drenagem e mecanismos associados que governam o fluxo do material dissolvido para o oceano. [Fonte: Wallrug e Webb, 1986].

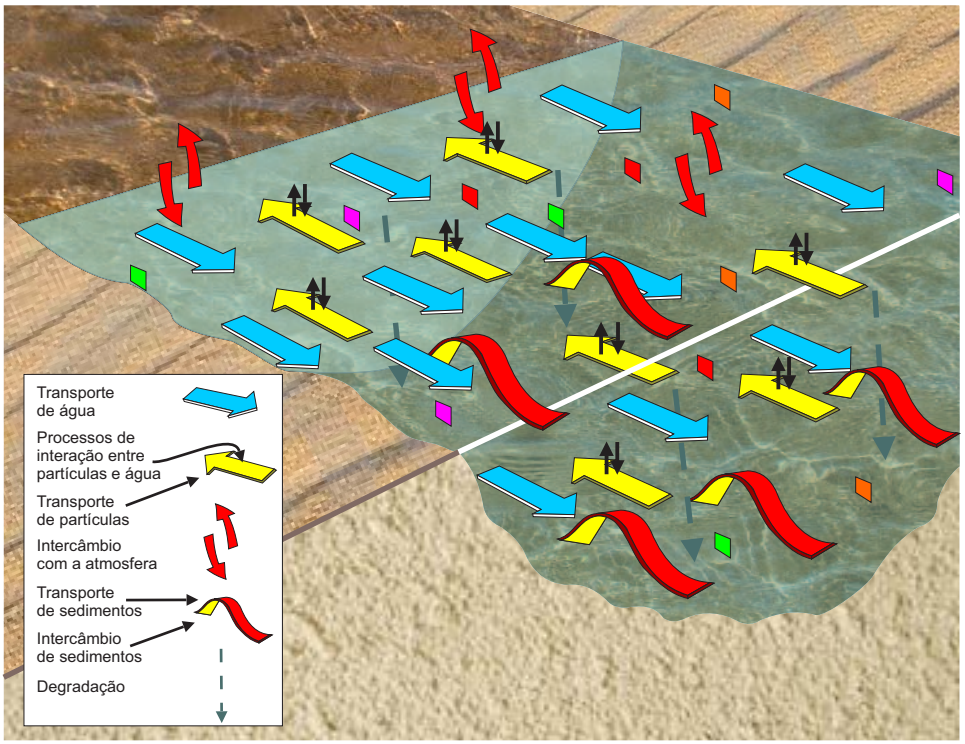


Figura 6.2 Representação esquemática de processos que ocorrem durante a mistura estuarina. [Fonte: Programa ECOS 3].

2 A MOLÉCULA DE ÁGUA

Muitas das características da água marinha podem ser atribuídas à estrutura molecular da água. Constituída por duas cargas positivas, oriundas dos íons hidrogênio, e uma carga negativa, do íon oxigênio, a água tem um arranjo molecular polar (dipolo), com um lado positivo e outro negativo, embora seja eletricamente neutra. Essa polaridade, oriunda da configuração espacial dos elementos constituintes da água, possibilita a atração eletrostática entre as cargas positivas dos átomos de hidrogênio de uma molécula e a carga negativa do átomo de oxigênio de outra, formando uma ligação denominada ponte de hidrogênio entre essas moléculas (FIG. 6.3).

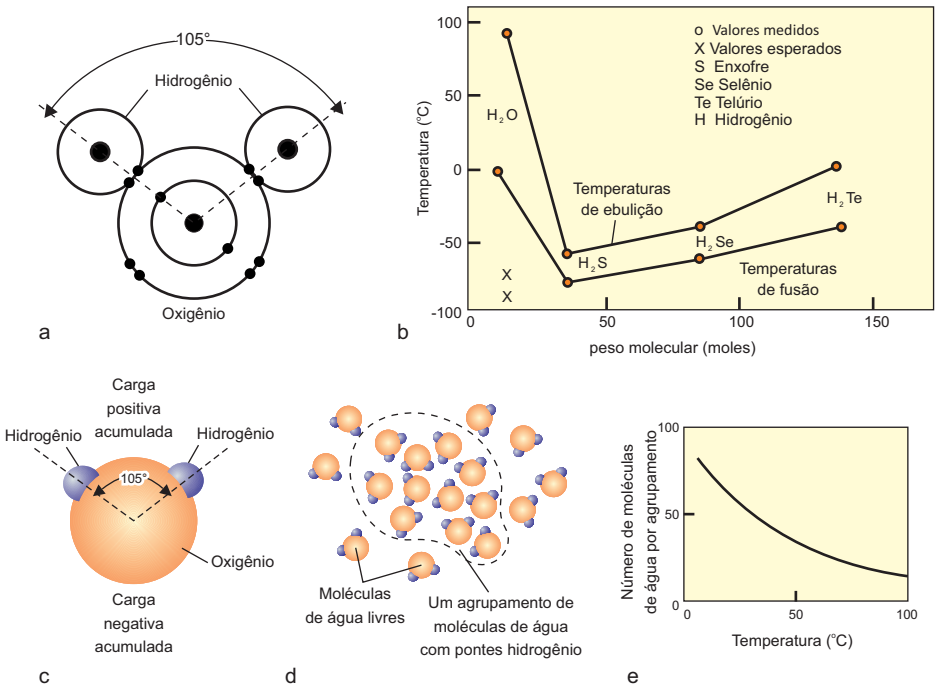


Figura 6.3 (a) Esquema da molécula de água; (b) pontos de fusão e ebulição da água em comparação com os de outras moléculas com H_2; (c) estrutura dipolar; (d) agrupamento de moléculas de água através das pontes de hidrogênio; e (e) número de moléculas de água por agrupamento em função da temperatura. [Fonte: PINET, 1999].

O número de ligações existentes é inversamente proporcional à temperatura, já que esta constitui o fator básico para o movimento molecular e, consequentemente, para a existência da água nos diferentes estados. Sem as pontes de hidrogênio a temperatura de ebulição da água poderia chegar a 80 °C, o que faria que quase toda a água da superfície terrestre estivesse na forma gasosa (veja a importância dessa

característica para a vida na Terra). Também, em decorrência dessas ligações, a água é considerada uma substância única, dado o elevado calor de vaporização, a forte tensão superficial, o alto calor específico e as propriedades solventes quase universais.

As propriedades físicas e químicas da água diferem muito das de qualquer outra substância, o que a caracteriza como constituinte fundamental da matéria viva e do meio que a condiciona. A coluna de água marinha é o maior reator da superfície do nosso planeta, onde se desenvolvem processos biogeoquímicos regulados pelas forçantes físicas dos oceanos, por sua vez condicionados pela meteorologia.

3 Salinidade

Assume-se que ao longo do extenso tempo geológico de formação do oceano a salinidade variou pouco, mas a proporção relativa dos principais constituintes deve ter sofrido importantes modificações. Entretanto, na escala temporal da humanidade a salinidade permanece constante, pois a quantidade de sais lançados anualmente constitui uma porção ínfima da concentração já existente nos oceanos. Devido ao ciclo evaporação-precipitação, os rios estão continuamente levando para os oceanos sais extraídos da crosta terrestre. Apesar disso, as concentrações de sais no oceano são infinitamente maiores do que as dos rios.

O termo salinidade (uma unidade gravimétrica) deveria designar a soma total dos sais dissolvidos por kg de água do mar. A princípio, apurar esse valor não seria tarefa difícil. As primeiras determinações de salinidade, com resultados reprodutíveis, consistiam de uma secagem a 480 °C até obter peso constante. O problema é que, nessa operação, a matéria orgânica presente é decomposta, os carbonatos são transformados em óxidos e os brometos e iodetos são substituídos por seus equivalentes em cloretos. Assim, a primeira definição de salinidade foi apresentada fazendo referência às limitações do método.

Se for admitido que a Lei de Dittmar é rigorosa, basta dosar um dos íons presentes na água do mar para conhecer a massa total de sais dissolvidos, com exceção dos elementos-traços, cuja soma seria 0,01% do total de sais presentes na água do mar. O íon cloreto constitui 55% dos sais dissolvidos e é dosado fácil e precisamente com o nitrato de prata (processo argentimétrico, que igualmente precipita os brometos e iodetos, mas não os fluoretos).

Assim, em 1902 foi apresentada uma nova definição de salinidade, com base na clorinidade, que passou a ser entendida como a massa em gramas dos halogênios (menos os fluoretos) contidos em um kg de água do mar, com os íons brometos e iodetos substituídos pelos íons cloretos. Isso quer dizer que os iodetos e os brometos também são precipitados e todo o cálculo é apresentado como sendo cloreto. Considerando a grande diferença de concentração entre os cloretos e os outros íons, o erro é, de fato, muito pequeno.

Medidas de salinidade e clorinidade sobre nove amostras de água marinha produziram uma relação linear, o que permitiu elaborar a seguinte fórmula:

$$S‰ = 0,03 + 1,8050\ Cl‰,$$

Onde **S‰** é a salinidade e **Cl**‰ a clorinidade da amostra.

Essa prática relação foi utilizada durante quase 60 anos. No início dos anos 1960, estudos indicaram que desvios da Lei de Dittmar poderiam alterar a salinidade em até 0,04‰ para uma dada clorinidade. Como consequência, foi apresentada uma nova relação:

$$S‰ = 1,80655\ Cl\ ‰$$

No entanto, novos estudos levaram à proposição de um método físico amparado em uma relação mais simples, baseada na interação entre clorinidade e condutividade elétrica (indicativa da facilidade com que um material é capaz de conduzir uma corrente elétrica – recíproco de resistividade) para amostras provindas de todas as partes dos oceanos.

Como as medidas argentimétricas (pelo uso do nitrato de prata) envolvem, regularmente, volumes e não pesos, o termo clorosidade foi introduzido como uma grandeza análoga à clorinidade, mas expressa em gramas por litro de água do mar a 20° C. Portanto, clorosidade é igual ao produto da clorinidade pela densidade da água do mar a 20° C.

Quando as primeiras análises de salinidade e clorinidade começaram a ser produzidas, uma comissão de estudos chegou à conclusão de que as medidas de clorinidade deveriam ser padronizadas. Foi, então, determinada uma medida argentimétrica precisa, baseada no método de Mohr (1856), depois denominado método de **Mohr-Knudsen** (1902). Seria essencial que os resultados fornecidos por todos os laboratórios fossem intercomparáveis. Assim, foi implantado um Serviço de Água Padrão (ou Normal), destinado a fornecer uma água do mar com clorinidade precisa, para ser usada na padronização do nitrato de prata. Essa água, com clorinidade de 19,374‰, é colocada em ampolas herméticas e distribuída para os laboratórios interessados. No Brasil, o Instituto de Pesquisas Almirante Paulo Moreira (IEAPM) produz e dispõe para a comunidade oceanográfica a **Água Subpadrão** (ou **Subnormal**), seguindo os procedimentos de precisão e exatidão requeridos.

Com o passar do tempo, o avanço da eletrônica propiciou que os métodos físicos de determinação de salinidade fossem ganhando fôlego, uma vez que a determinação química é demorada e onerosa. Os métodos físicos fornecem dados em tempo real e detalhes bem definidos da estrutura vertical da coluna de água, o que facilita a tomada de decisão quanto à coleta de amostras para determinação de outros parâmetros oceanográficos. Também, as determinações físicas da salinidade geralmente exprimem

uma medida da concentração iônica total da água do mar, fornecendo uma melhor estimativa da densidade da água, compensando os efeitos causados pelas pequenas variações nas proporções relativas dos íons maiores (desvios da Lei de Dittmar).

A condutividade elétrica da água do mar é determinada pela força total iônica do meio e, em temperatura constante, é altamente proporcional à salinidade. Os processos físicos determinam a salinidade de forma indireta, o que requer calibração com água de salinidade conhecida, a **Água Padrão** ou **Subpadrão**.

As variações de condutividade da água do mar são quase lineares, tanto em função da temperatura como da clorinidade, e o efeito desses dois parâmetros é da mesma ordem. O ponto delicado na medida da salinidade por meio da condutividade é a temperatura, que deve ser rigorosamente controlada, no mínimo a centésimo de grau. O índice refrativo e a condutividade elétrica, medidos com suficiente precisão, podem ser utilizados como parâmetros físicos para a determinação da densidade.

Por muito tempo, os oceanógrafos fizeram uso das **Tabelas Oceanográficas Internacionais**, as quais relacionavam a salinidade ao R_{15}, a razão de condutividade de uma amostra de água e uma água que possua salinidade exatamente igual a 35, estando as duas amostras na mesma temperatura t (15 °C) e sob pressão de 1atm. Nesse caso, como a salinidade é obtida através de uma razão de duas condutividades elétricas, sua unidade é adimensional e sua quantidade tem somente o símbolo S.

Atualmente, tornou-se corriqueiro o uso do CTD (acrônimo, em inglês, para a medida da condutividade, temperatura e profundidade). É a principal ferramenta para determinar as propriedades físico-químicas da água do mar. Fornece um mapeamento preciso e abrangente da distribuição e variação vertical da temperatura da água, salinidade e densidade, de notória importância nos cálculos dinâmicos das massas de água (ver Capítulo 18: Instrumentação Oceanográfica).

Entretanto, por mais que os estudos sobre salinidade tenham avançado, ainda não é um tema definitivo e há esforços para aumentar a precisão da determinação dessa importante variável.

4 Principais Constituintes

Os principais constituintes da água do mar, representados por cinco ânions (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, F^-), e cinco cátions (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Sr^{2+}) e os íons derivados do ácido bórico, somam mais de 99% de todo soluto presente na água do mar. Esses constituintes possuem propriedades conservativas na água do mar, já que suas concentrações são estáveis ao longo do tempo. Somente os íons Na^+ e Cl^- compreendem mais de 85% de todas as substâncias dissolvidas na água do mar (Tab. 6.1).

Tabela 6.1 Íons de maior concentração na água do mar, expresso em g/kg e em percentual em peso e cumulativo.

Maiores íons na água do mar			
Íon Salino	Íons na água do mar (‰)	Íons por peso (%)	Cumulativo (%)
Cloreto (Cl^-)	18,980	55,04	55,04
Sódio (Na^+)	10,556	30,61	85,65
Sulfato (So_4^{2-})	2,649	7,68	93,33
Magnésio (Mg^{2+})	1,272	3,69	97,02
Cálcio (Ca^{2+})	0,400	1,16	98,18
Potássio (K^+)	0,380	1,10	99,28
Bicarbonato (HCO_3^-)	0,140	0,41	99,69
Brometo (Br^-)	0,065	0,19	99,88
Ácido bórico (H_3BO_3)	0,026	0,07	99,95
Estrôncio (Sr^{2+})	0,013	0,04	99,99
Fluoreto (F^-)	0,001	0,00	99,99
Total	34,482	99,99	99,99

Desde o século XIX esses elementos são analisados. Marcet, em 1819, a partir de estudos relacionados à composição relativa desses sais, concluiu que a água do mar de diferentes partes do mundo apresentava as mesmas proporções relativas dos elementos que a compõem, embora a quantidade total de sais varie espacialmente.

Entende-se por componente conservativo da água do mar um elemento não-reativo, ou seja, um elemento cujas mudanças de concentração de um local para outro são devidas à adição ou à perda de água. Como as concentrações desses constituintes principais variam pouco ao longo do tempo, devido sobretudo ao seu alto tempo de residência e à alta taxa de mistura das águas, esses elementos são descritos como conservativos, sendo os mais abundantes na água do mar.

A distribuição de substâncias conservativas no ambiente marinho é controlada mais por processos físicos do que por processos químicos. Considerando que, dos 35 g de sais totais, os dois principais íons (sódio, 11 g, e cloreto, 19 g) têm longo tempo de residência, na ordem de milhares de anos, a persistência em estado dissolvido em água oceânica reflete sua baixa reatividade geoquímica e bioquímica, ou seja, eles são essencialmente inertes.

Devido ao grande aporte de água continental, os oceanos recebem anualmente milhares de toneladas de material originário de tais descargas. No entanto, a proporção relativa dos íons maiores na água do mar e nos rios é muito diferente. Essa diferença na composição relativa de solutos na água do mar e na água de rios é resultado do tempo de residência dos íons em ambos os ambientes, sempre maior nos oceanos, e da constituição geológica particular de cada bacia de drenagem.

O comportamento conservativo dos diferentes íons possibilita que estes sejam utilizados como traçadores de massas de água, podendo indicar o seu deslocamento e também a sua origem. Assim, os elementos maiores são usados para verificar como os aportes continentais alteram a composição iônica das massas de água sobre a plataforma continental.

5 Material em Suspensão

Material em suspensão compreende pequenas partículas que se encontram na água do mar, de todos os tamanhos e formas, minerais e orgânicas, vivas ou detríticas, de natureza terrestre, biogênica e atmosférica.

A distinção entre a fração dissolvida e o material em suspensão foi convencionada, sendo as partículas superiores a 0,45 μm consideradas quimicamente em suspensão e as menores, dissolvidas. Assim, deve ser efetuada uma filtração da amostra para a separação dos elementos em suspensão (retidos no filtro de 0,45 μm de porosidade) e dissolvidos, presentes na amostra filtrada (ver Capítulo 4: Sedimentação Marinha). Entretanto, muito material dissolvido fica retido em filtro com essa porosidade e algum material não-dissolvido acaba passando. Existe ainda toda a problemática referente aos coloides, que são definidos como micelas detectadas por ultramicroscopia, com dimensões entre 0,1 e 0,001 μm que, no entanto não se encontram dissolvidos.

O material em suspensão possui importância muito grande, uma vez que é alimento para organismos filtradores, aumenta a interface com a água (o que favorece as reações químicas e físico-químicas e o desenvolvimento bacteriano), ocasiona a sedimentação, causa a difusão de ondas acústicas e óticas, além de ser responsável pela turbidez da água do mar e afetar a sua cor. Entretanto, a quantidade em gramas de material em suspensão é muito menor que a quantidade de substâncias dissolvida na água do mar. Portanto, sua deteminação acarreta maior dificuldade no estudo *in loco*, que demanda equipamentos dedicados para tanto, como câmeras fotográficas de alta definição e armadilhas, que ficam ancorados no sistema oceânico por longos períodos de tempo.

O estudo do material em suspensão divide-se em quantitativo e qualitativo. É muito importante o estudo granulométrico das partículas e seu estado de divisão, pois o tamanho está intimamente ligado à hidrodinâmica do sistema, à dispersão ótica, à superfície química ativa e à taxa de sedimentação.

A composição do material em suspensão na região costeira depende da natureza da matriz geológica continental e dos aportes fluviais adjacentes. Somente uma pequena fração do material em suspensão é constituída de matéria viva, pois grande parte é detrito e fração mineral.

A composição química do material inorgânico assemelha-se à dos sedimentos, embora os organismos possam alterar as substâncias minerais, por processos de dissolução e precipitação, como ocorre com o silício e o cálcio. Ainda assim, o material em suspensão possui uma fração estável não-degradável, que fica constante ao longo do processo de sedimentação, pois não é submetida nem à mineralização nem à dissolução. O alumínio é um excelente normalizador geoquímico, por ser conservativo. As variações com a profundidade das concentrações de um elemento **X** (como o alumínio) permite rastrear a passagem em solução do elemento **X** considerado. Por exemplo, à medida que aumenta a profundidade, ocorre diminuição do carbono orgânico, devido à solubilização de detritos, e aumento de alumínio, ferro, cálcio e silício, devido à maior importância relativa da fração mineral.

O material orgânico em suspensão é proveniente do fitoplâncton, detritos, bactérias, fungos e leveduras e dos *pellets* fecais do zooplâncton. Esse material possui muita importância na cadeia trófica aquática. Zooplâncton vivo e peixes não são considerados, pois representam uma pequena fração do carbono orgânico particulado na água. Para exemplificar, a concentração estimada de carbono (em μgC/l) para detritos, fitoplâncton, zooplâncton e peixe é, respectivamente, 125, 20, 2 e 0,02.

Sem dúvida, o elemento mais dosado no material em suspensão orgânico é o carbono orgânico particulado, por ser seu constituinte principal. A análise quantitativa do material orgânico particulado influi sobre a produtividade aquática e traz informações sobre fluxos de material orgânico e sua relação com os ambientes bentônicos e pelágicos. A maneira mais correta de determiná-lo é por meio de um sistema analisador elementar CHNS (carbono, hidrogênio, nitrogênio e enxofre), que produz a combustão das amostras em um ambiente com oxigênio puro cujos gases resultantes da combustão são separados e medidos.

A composição química dos detritos marinhos varia consideravelmente com a profundidade. Na zona eufótica, consiste primeiramente de metabólitos bioquímicos e seus produtos de degradação. A maioria desse material é rapidamente oxidada pelas bactérias e são captados pelos filtradores. Provavelmente, somente a parte resistente dos organismos, como parede celular e exoesqueleto, e os precipitados húmicos é que atingirão profundidades superiores a 100-200 m. A maioria do material orgânico particulado presente em águas profundas é resistente ao ataque bacteriano.

BOX 6.1
ANALISADORES ELEMENTARES

Analisadores elementares têm a grande vantagem de determinar mais de um elemento em uma única amostra, como o carbono, hidrogênio, nitrogênio e enxofre.

6 Elementos Menores ou Traço

Além dos 11 constituintes principais (elementos maiores) dissolvidos da água do mar, outros 36 elementos (Tab. 6.2) somam menos de 0,1% dos sais presentes. Entretanto, apesar da baixa concentração, os elementos menores têm considerável importância no contexto oceanográfico. Funcionalmente, podem ser divididos em:

Grupo dos macronutrientes (representados pelo Si, N e P);

Grupo dos oligoelementos ou micronutrientes (Fe, Cu, Zn, Mn);

Grupo dos elementos radioativos (Ra, Rn), e

Grupo dos elementos-traço não essenciais (elementos que estão em concentração ínfima e não se enquadram em nenhuma das classificações acima)[1].

A distribuição e concentração dos elementos-traço são o reflexo das fontes e sumidouros de material nos oceanos ou que se desloca para eles. Essas fontes e sumidouros resultantes da troca de material entre a Terra e o oceano estão envolvidos em processos que ocorrem através de quatro vias (Fig. 6.4). Na primeira via, o material derivado dos continentes é transportado através da atmosfera, em partículas ou na forma gasosa, e se deposita sobre a superfície do mar. Na segunda, a crosta continental é erodida por processos químicos e físicos e transportada, em forma dissolvida ou particulada, para as margens do oceano, por fluxo de águas superficiais e subterrâneas. Na terceira, os sedimentos marinhos atuam como um reator químico, tanto para lançar como para adsorver espécies químicas da água oceânica. Por fim, o intercâmbio com a crosta terrestre e o manto ocorre principalmente através da interação com basaltos da dorsal meso-oceânica, tanto em alta como em baixa temperatura.

[1] Alguns autores apresentam os últimos três grupos como elementos-traço e seus isótopos (ETIs).

Tabela 6.2 Concentração na água do mar de 36 elementos-traço, segundo Goldberg, 1965.

Elemento	Massa atômica	µM
Silício	28,09	104
Nitrogênio (NH_4^+, NO_2^-, No_3^-)	14,007	35,7
Lítio	6,94	24,5
Fósforo	30,97	2,26
Rubídio	85,47	1,4
Iodo	126,90	0,47
Bário	137,34	0,22
Alumínio	26,98	0,19
Ferro	55,85	0,18
Zinco	65,37	0,15
Molibdênio	95,94	0,10
Cobre	63,54	0,047
Arsênio	74,92	0,040
Vanádio	50,94	0,039
Manganês	54,94	0,036
Níquel	58,71	0,034
Titânio	47,90	0,021
Urânio	238,03	0,013
Estanho	118,69	0,0067
Selênio	78,96	0,0051
Césio	132,91	0,0038
Ítrio	88,91	0,0034
Antimônio	121,75	0,0027
Cobalto	58,93	0,0017
Cromo	52	0,00096
Cádmio	112,40	0,00089
Escândio	44,96	0,00089
Germânio	72,59	0,00083
Tungstênio	183,85	0,00054
Gálio	69,72	0,00043
Prata	107,87	0,00037
Chumbo	207,19	0,00015
Mercúrio	200,59	0,00015
Bismuto	208,98	0,0001
Nióbio	92,91	0,0001
Ouro	196,97	0,0001
Rádio	226,05	$3,5.\ 10^{-10}$

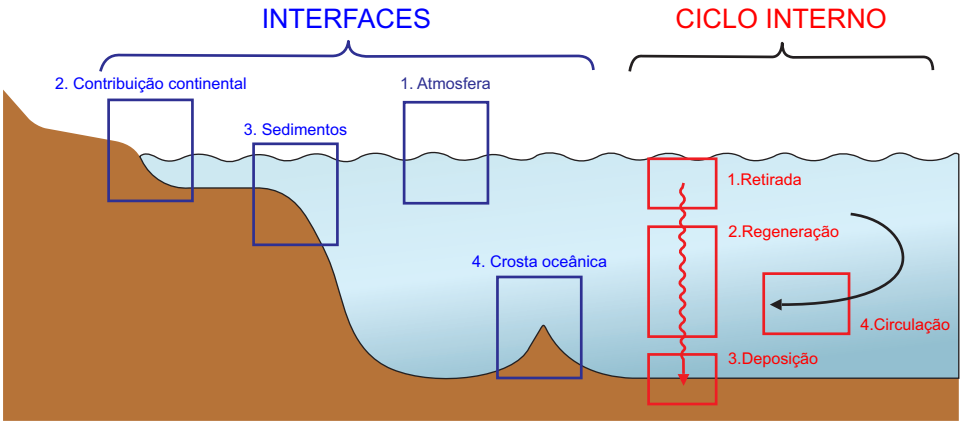


Figura 6.4 Diagrama esquemático ilustrando as maiores influências sobre a distribuição dos elementos-traço nos oceanos. Quatro grandes interfaces oceânicas (azul) e quatro grandes processos internos (vermelho) são responsáveis pela distribuição dos elementos-traço nos oceanos. [Fonte: <www.geotraces.org>].

6.1 Grupo dos macronutrientes

Nutriente é qualquer elemento ou composto químico necessário para o metabolismo de um organismo. Silício, nitrogênio e fósforo, embora sejam elementos menores, são os que apresentam as maiores concentrações dentro desse grupo. Por isso, são chamados macronutrientes.

6.1.1 Silício reativo dissolvido

O silício é um elemento nutritivo para algumas espécies, pois entra na composição de frústulas, espículas e outras estruturas de espécies planctônicas. É um dos elementos com maior concentração na água do mar, devido aos importantes aportes continentais, superficiais e subterrâneos e ao intemperismo glacial. No pH da água do mar (cerca de 8,2) o silício dissolvido encontra-se 95% sob a forma de ácido ortossilícico (H_4SiO_4) e 5% sob a forma ionizada SiO_4^{4-}.

O silício apresenta o ciclo biogeoquímico mais simples, mesmo que apareça alternado sob formas orgânicas e inorgânicas. Não é, entretanto, um ciclo fechado, e ganhos e perdas podem quantitativamente ser diferentes. Essa troca de formas dá-se pela alternância da ação do metabolismo de plantas, animais e bactérias. Geralmente está em excesso no que diz respeito às razões molares de nitrogênio e fósforo requeridas pelos fotossintetizantes, exceto em áreas de resíduos domésticos e grandes florações de diatomáceas.

Em locais ricos em diatomáceas e radiolários, organismos cujos esqueletos são compostos de silicato não-cristalino, a sedimentação das carapaças silicosas forma as terras de diatomitos. Quando esses organismos morrem, seus esqueletos vão se

dissolvendo à medida que afundam, pelo efeito da pressão. Apenas os restos de organismos maiores e mais resistentes atingem o fundo do oceano.

Uma ampla gama de formas siliciosas encontra-se também em suspensão, muitas das quais podem ter sido produzidas pelo intemperismo de rochas terrestres. A dissolução do silício aumenta com o aumento da temperatura e tem sido demonstrado que a dissolução da sílica biogênica é muito mais rápida do que a de formas minerais cristalinas. A salinidade da água do mar é também de grande importância na dissolução de silício.

6.1.2 Nitrogênio dissolvido

O nitrogênio está na composição das proteínas e dos ácidos nucleicos, duas moléculas orgânicas importantes para os seres vivos. Embora presente em grande concentração no ar atmosférico, essencialmente como N_2, é muito pouco assimilado por organismos nessa forma. Somente algumas bactérias e algas cianofíceas podem retirá-lo do ar e incorporá-lo às suas moléculas orgânicas.

Frequentemente, é o nutriente limitante do crescimento do fitoplâncton, porque os organismos usam o nitrogênio sob três formas: íon de amônio (NH_4^+), íon de nitrito (NO_2^-) e íon de nitrato (NO_3^-), cuja existência não é tão abundante. Esses compostos são obtidos por meio de vários processos, tais como a fixação e a nitrificação.

Algumas bactérias nitrificantes na superfície do assoalho marinho realizam a conversão do nitrogênio, transformando a amônia em nitratos e disponibilizando esse elemento diretamente às plantas e indiretamente aos animais, através das relações tróficas produtor-consumidor. Outras bactérias, também fixadoras de nitrogênio gasoso, em vez de viver livres no solo, vivem no interior dos nódulos formados em raízes de plantas leguminosas. Ao fixar o nitrogênio do ar, essas bactérias fornecem parte dele às plantas.

A mesma função é realizada por cianobactérias fixadoras de N_2 atmosférico no meio aquático continental, em vida livre ou em associações simbióticas (*Azolla-Anabaena*, por exemplo) ou no meio marinho com cianobactérias de vida livre picoplanctônicas, como *Sinechococcus*, e filamentosas, como *Trichodesmium*, ou ainda em associações com esponjas e diatomáceas marinhas.

A devolução do nitrogênio à atmosfera, na forma de N_2, é feita graças à ação de outras bactérias, chamadas desnitrificantes. Elas podem transformar os nitratos do solo em N_2, que volta à atmosfera, fechando o ciclo. O processo pelo qual o nitrogênio circula nos organismos marinhos e nos demais compartimentos terrestres é conhecido como ciclo do nitrogênio, um dos mais importantes no ecossistema marinho (Fig. 6.5).

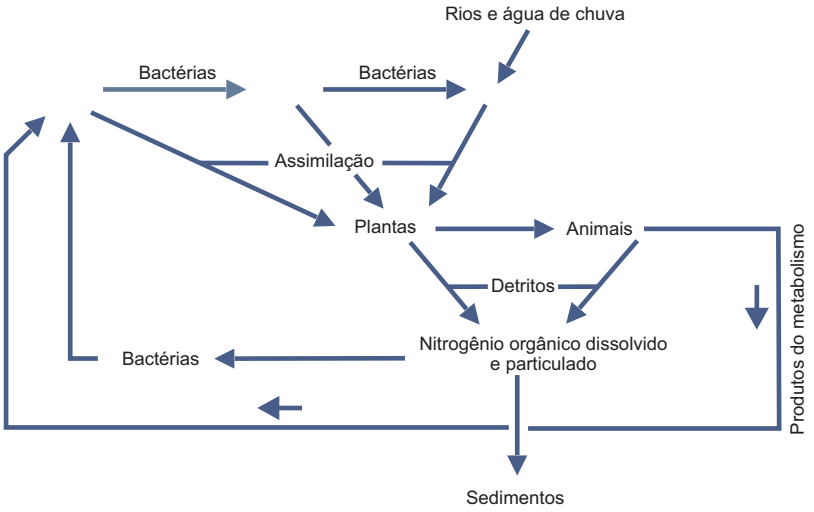


Figura 6.5 Esquema do ciclo do nitrogênio na água do mar. [Fonte: Ivanoff, 1972].

6.1.3 Processos do ciclo do nitrogênio

Os principais depósitos de nitrogênio são a atmosfera, as plantas, os animais, os solos e os oceanos. O nitrogênio é o único elemento que possui outra fase além da assimilação e regeneração, que é a fixação.

Fixação é o processo em que o nitrogênio é capturado da atmosfera em estado gasoso (N_2) e convertido em formas úteis para outros processos químicos, tais como amoníaco ou amônia (NH_3), nitrato (NO_3^-) e nitrito (NO_2^-). Essa conversão pode ocorrer por meio de vários processos, os quais são descritos nas seções seguintes. Além das bactérias fixadoras de N_2, conhecidas no ambiente terrestre, existem as marinhas. Entretanto, esses processos de fixação são decorrentes de reações endotérmicas, que requerem boa quantidade de matéria orgânica como fonte de energia. Portanto, é pouco provável que esses organismos sejam capazes de fixar grandes quantidades de nitrogênio. Além disso, se uma fonte alternativa de nitrogênio é disponível, a fixação é inibida.

Na **Assimilação**, as três formas de nitrogênio inorgânico podem ser assimiladas pelo fitoplâncton, mas a preferencial é o amônio NH_4^+. Entretanto, quando o NO_3^- é assimilado, antes de ser incorporado pelos vegetais marinhos necessita ser convertido a NH_4^+.

A **Regeneração** acontece principalmente pela ação das bactérias, as quais crescem e se multiplicam enquanto houver alimento e condições favoráveis. Quando as condições deixam de ser favoráveis, as células começam a morrer e há uma rápida autólise. A regeneração pode ser dividida em três etapas:

Decomposição ou mineralização dos compostos orgânicos nitrogenados para produzir NH_4^+: através da mineralização (ou decomposição) a matéria orgânica morta é transformada no íon amônio (NH_4^+), por intermédio de bactérias aeróbicas e anaeróbicas e alguns fungos.

Nitrificação: processo que produz nitratos a partir do amoníaco (NH_3), levado a cabo por bactérias (bactérias nitrificantes) em dois passos. Numa primeira fase o amoníaco é convertido pelas *Nitrosomonas* em nitritos (NO_2^-). Na segunda fase (através de outro tipo de bactérias nitrificantes - *Nitrobacter*), os nitritos são convertidos em nitratos (NO_3^-) prontos a serem assimilados pelas plantas.

Desnitrificação: processo pelo qual o nitrogênio volta à atmosfera sob a forma de gás quase inerte (N_2). Esse processo ocorre por meio de alguns gêneros de bactérias (tais como *Pseudomonas* e *Clostridium*) em ambiente anaeróbico. Essas bactérias utilizam nitratos ou nitritos alternativamente ao oxigênio como forma de respiração e libertam nitrogênio em estado gasoso (N_2 ou N_2O).

6.1.4 Nitrogênio amoniacal dissolvido total

O nitrogênio amoniacal está presente na água e é dosado sob duas formas dissolvidas: o amoníaco ou amônia (NH_3) e o íon amônio (NH_4^+), cujas proporções (ou razão NH_3/NH_4^+) relativas dependem do pH, da temperatura e da salinidade ou da composição iônica ocorrente no ambiente amostrado. Nas águas marinhas e continentais, a forma predominante é a do íon NH_4^+, principalmente quando o pH é menor que 8,5. A molécula de NH_3 prevalece quando o pH é maior que 10.

$$NH_3 + HOH \leftrightarrow NH_4^+ + OH^-$$

Como a forma NH_3 é a mais tóxica, o favorecimento da formação de NH_3 representa um problema para águas de elevado pH, quando recebem altas cargas de nitrogênio amoniacal. Portanto, as concentrações de NH_4^+ podem se elevar sem que sua toxicidade seja muito crítica, se o pH e a temperatura permanecerem dentro de certos limites.

De forma bastante comum, os resultados do nitrogênio amoniacal são referidos como amônio. O teor de amônia pode ser calculado a partir desse resultado de nitrogênio amoniacal e, então, pode rotineiramente ser referido como amônio ou amônia não-ionizada.

Para o N-NH_4^+ em águas costeiras não-poluídas e no oceano, as concentrações geralmente são inferiores a 1 μ. Valor de 5 μM é considerado como normal em estuários não-poluídos. Em meios anóxicos (sem oxigênio dissolvido) e em locais próximos a efluentes urbanos, as concentrações são elevadas, sendo esse parâmetro um bom traçador de contaminação orgânica.

6.1.5 Nitrito dissolvido

No ciclo do nitrogênio, os íons nitritos representam o estado de oxidação intermediário entre o amônio e o nitrato. Nas águas oceânicas as concentrações são baixas, podendo ser até menores de 0,1 μM $N\text{-}NO_2^-$. Nas águas costeiras, são da ordem de 0,01 a 1 μM. Em fracas concentrações de oxigênio pode haver redução do nitrato (denitrificação), elevando as concentrações de nitrito.

6.1.6 Nitrato dissolvido

O nitrato é a forma oxidada mais estável do nitrogênio em solução aquosa. É regenerado por via bacteriana a partir do nitrogênio orgânico, quando se forma o amônio (amonificação), sendo a produção de nitrato resultante da oxidação enzimática do amônio, tendo o NO_2^- como intermediário (nitrificação). O íon amônio é a forma diretamente assimilável pelos produtores primários, enquanto o nitrato assimilado deve se reduzir enzimaticamente à forma de amônio dentro da célula dos mesmos.

A velocidade de regeneração e formação do nitrato é, em geral, menor do que a de assimilação pelos produtores primários, resultando em fracas concentrações de nitrato, principalmente no meio oceânico. Nas águas costeiras as concentrações normais são na ordem de 10 a 15 μM $N\text{-}NO_3^-$.

6.1.7 Fósforo dissolvido

O fósforo é um elemento essencial à vida aquática, pois participa estruturalmente de moléculas fundamentais do metabolismo celular, como fosfolipídios, coenzimas e ácidos nucleicos. Além disso, é um nutriente limitante ao crescimento fitoplanctônico. Por outro lado, por apresentar-se em grande abundância no meio ambiente, pode causar sérios problemas ambientais.

Os grandes reservatórios de fósforo são as rochas e outros depósitos formados durante as eras geológicas. Esses reservatórios, devido ao intemperismo, pouco a pouco fornecem o fósforo para os ecossistemas, onde é absorvido pelos vegetais e posteriormente transferido aos animais superiores e, por consequência, ao homem, por meio da cadeia alimentar. O retorno do fósforo ao meio ocorre pela ação de bactérias fosfolizantes na deterioração de organismos mortos. O fósforo retorna ao meio na forma de composto solúvel, portanto é facilmente carregado pela chuva para lagos e rios, e destes, para os mares, de forma que o fundo do mar passa a ser um grande depósito de fósforo solúvel.

As aves marinhas desempenham papel importante na restituição do fósforo marinho para o ambiente terrestre. Ao se alimentarem de peixes marinhos e excretarem em área continental, trazem o fósforo de volta ao ambiente terrestre. Ilhas próximas ao Peru e áreas patagônicas, cobertas de guano (excremento das aves), mostram o quanto as aves são importantes para a manutenção do ciclo.

O ciclo do fósforo é mais simples do que o ciclo do nitrogênio, pois não existem muitos compostos gasosos de fósforo e, portanto, não há passagem pela atmosfera. Outra razão para a simplicidade do ciclo do fósforo é a existência de apenas um composto de fósforo realmente importante para os seres vivos, que é o íon fosfato. Também é mais rápido, por ação da fosfatase alcalina, que é uma hidrolase que remove grupos fosfato de um grande número de moléculas diferentes, incluindo nucleotídeos, proteínas e alcaloides. Como o próprio nome sugere, essa enzima é mais ativa em soluções alcalinas, como é a água do mar. O processo de remoção desses grupos fosfatos é conhecido como desfosforilação.

6.1.8 Fosfato dissolvido

Na água do mar (pH em torno de 8,2) os ortofosfatos estão presentes essencialmente nas formas de PO_4^{3-} (íon fosfato; 10%), HPO_4^{2-} (ácido fosfórico; 89%) e $H_2PO_4^-$ (ânion di-hidrogenofosfato; 1%). Os teores de fosfato são normalmente pequenos na superfície dos oceanos e zonas costeiras não-poluídas, variando de 0 a 1 μM $P\text{-}PO_4^{3-}$. Nas águas profundas os teores podem variar em torno de 3 μM, dependendo da zona oceânica considerada. As altas concentrações indicam fontes antrópicas e desencadeiam processos de eutrofização e até florações indesejáveis, em ambientes com também boa disponibilidade de nutrientes nitrogenados.

6.2 Grupo dos oligoelementos

Os elementos ferro, titânio, zinco, cobre, vanádio, bromo, boro e manganês compõem o grupo dos oligoelementos, que são os elementos-traço mais importantes para a vida, principalmente devido ao seu papel de catalisadores bioquímicos (enzimas). Esses elementos, de alguma maneira, completam o papel desempenhado pelos macronutrientes. Algumas vezes tais elementos, principalmente o ferro, o cobre, o manganês e o vanádio, podem ocorrer em quantidade insuficiente na água do mar e limitar, de certa forma, a vida, sendo por isso denominados elementos limitantes.

É sabido que numerosos organismos possuem a propriedade de concentrar seletivamente certos elementos. Aproximadamente metade da concentração de ferro estaria em solução na forma iônica. O restante estaria principalmente em estado de micelas coloidais de hidróxido de ferro e que em certas condições podem flocular e sedimentar, tornando os sedimentos marinhos ricos em ferro. Entretanto, 15% do ferro se encontra ao nível do plâncton, nas diatomáceas em particular. Para suprir essa necessidade, uma quantidade notável de ferro é fornecida aos oceanos pelos rios, principalmente na forma de partículas argilosas. Recentemente foi demonstrado que a descarga de água subterrânea na região costeira é uma grande e até então desconhecida fonte de ferro para o ambiente marinho.

O cobre em altas concentrações pode ser nocivo, mas em quantidade-traço é indispensável, por ser um constituinte da hemocianina de diversas enzimas e de cloroplastos.

6.3 Grupo dos radionuclídeos

Radionuclídeos são classificados em quatro grupos, de acordo com as suas origens: (1) produzidos por raios cósmicos (tais como ^{7}Be e ^{14}C); (2) produzidos artificialmente (tais como ^{137}Cs e ^{90}Sr); (3) isótopos primordiais (tais como ^{238}U e ^{40}K), e (4) produtos de decaimento natural (como ^{226}Ra e ^{222}Rn).

As três cadeias de decaimento radioativo natural incluem o ^{238}U, ^{235}U, e ^{232}Th, que decaem por meio de uma série de elementos radioativos até isótopos estáveis de Pb. Processos naturais, tais como dissolução, adsorção, complexação e oxidação/redução, podem causar desequilíbrio entre esses elementos. Por exemplo, o precursor do urânio (U), o tório (Th), é insolúvel, apresentando-se sempre aderido às partículas ou precipitado junto ao sedimento. Já o U é insolúvel apenas em ambientes redutores, mas, quando em condições óxicas, torna-se solúvel, promovendo o desequilíbrio entre o par U-Th.

Os elementos radioativos são usados em inúmeros estudos oceanográficos como traçadores de taxa de acumulação de sedimento, transporte de elementos para o oceano, troca de gases, massas de água, avaliação de processos biológicos, como a estimativa da produção primária ou o estabelecimento de relações tróficas.

Devido à solubilidade dos isótopos naturais de rádio (^{228}Ra, ^{226}Ra, ^{224}Ra, ^{223}Ra) e radônio (^{222}Rn), estes são altamente enriquecidos nas águas subterrâneas em relação às águas marinhas. O radônio, por ser um gás altamente solúvel, é imediatamente interceptado pela fase fluida circundante, e o rádio fica adsorvido à superfície dos grãos em contato com a água doce, podendo ser dessorvido na presença de águas que apresentem maior força iônica, como a água do mar. A água subterrânea é constantemente enriquecida por esses elementos, por estar em contato direto com o sedimento ou com as formações geológicas. Por isso, a água subterrânea é um dos principais agentes transportadores dos elementos radioativos ao mar.

Os isótopos naturais de rádio e radônio, por apresentarem comportamento conservativo, elevadas concentrações na água subterrânea e baixa reatividade no ambiente marinho, são usados como traçadores geoquímicos da descarga de água subterrânea no ambiente marinho costeiro.

6.4 Grupo dos elementos-traço não-essenciais

São elementos que não possuem função metabólica muito clara, sendo comumente classificados como tóxicos. Nem todos os seres vivos têm os mesmos elementos essenciais. O tungstênio, por exemplo, não é essencial para os humanos, mas é essencial para outros seres vivos.

Existem metais-traço essenciais para plantas, como ferro, zinco, manganês, cobre, boro, molibdênio e níquel. Já cobalto, cromo, selênio e estanho não são requeridos pelas plantas, mas são essenciais para animais. Outros, como arsênio, cádmio, mercúrio

e chumbo, não são requeridos nem por plantas nem por animais, porém foram estudados extensamente, por serem potencialmente perigosos para plantas, animais e microrganismos, em concentrações relativamente baixas.

7 GASES

A água do mar contém pequenas concentrações de gases dissolvidos, principalmente nitrogênio, oxigênio e dióxido de carbono (CO_2). A atmosfera é a fonte principal dos gases nos oceanos, em consequência do equilíbrio e intercâmbio permanente com a camada mais superficial da água. Os aportes de oxigênio proveniente da fotossíntese por plantas e de dióxido de carbono proveniente da respiração animal e vegetal são outras fontes importantes. Por isso, a água do mar superficial está geralmente saturada com gases atmosféricos, como oxigênio e nitrogênio.

A quantidade de gás que pode se dissolver na água do mar está submetida à Lei de Henry[1] e depende da variação da temperatura, da pressão e da salinidade (FIG. 6.6).

Em geral, as concentrações de nitrogênio e gases raros inertes (argônio, hélio e outros) comportam-se de forma conservativa, afetadas somente por processos físicos. Em contraste, alguns gases dissolvidos são não-conservativos e participam ativamente em processos químicos e biológicos que modificam suas concentrações. Exemplos são o oxigênio e o dióxido de carbono, que são consumidos e produzidos pelos organismos nos oceanos a taxas variadas.

O oxigênio e o gás carbônico são os únicos gases que desempenham papel relevante em processos biológicos, tais como a fotossíntese, a respiração e a decomposição da matéria orgânica detrítica.

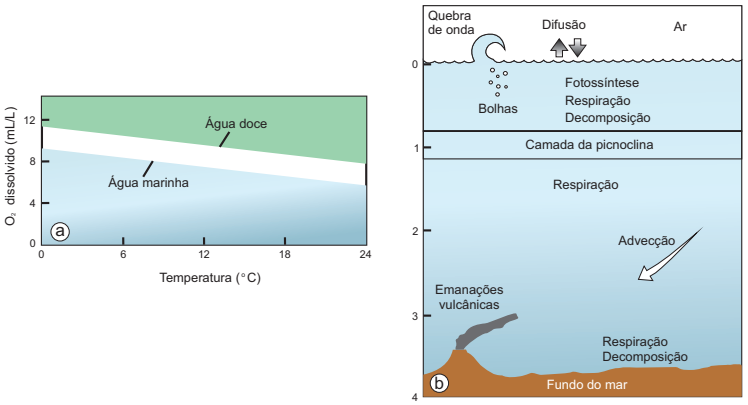


Figura 6.6 Gases na água do mar; (a) a solubilidade do oxigênio decresce com o aumento da temperatura e salinidade; (b) gases dissolvidos nos oceanos são provenientes tanto de fontes internas como externas e processos inorgânicos e orgânicos. [Fonte: PINET, 1998].

[1] Proposta em 1802 por Willian Henry, estabelece que a solubilidade de um gás dissolvido em um líquido é diretamente proporcional à pressão parcial do gás acima do líquido.

7.1 Nitrogênio

É o quinto elemento mais abundante no Universo. Entre os diversos gases, tanto na atmosfera como na água marinha, é o que apresenta o maior percentual em volume. Na água do mar, apenas uma pequena fração pode existir na forma de gás N_2 dissolvido, que é dificilmente usado pelos organismos e apenas uma quantidade pequena dele é fixada e incorporada no tecido vivo por bactérias.

Da mesma forma que os elementos maiores têm relação constante de suas concentração na água do mar (Lei de Dittmar), o mesmo ocorre com os gases dissolvidos. Assim, nitrogênio e oxigênio dissolvido possuem estreita relação e estão submetidos aos mesmos efeitos da pressão e temperatura sobre sua solubilidade na água do mar. Dados de concentração de nitrogênio como gás são escassos, pois N_2 é de difícil determinação. Sua concentração pode ser deduzida da concentração de oxigênio dissolvido, desde que estabelecida previamente a relação entre essas duas formas. Por sua vez, o oxigênio dissolvido é de determinação química fácil e em tempo real, se aplicado o princípio de funcionamento do sensor eletroquímico apresentado por Clark em 1956.

7.2 Oxigênio dissolvido

A quantidade de oxigênio dissolvido (OD) na água pode ser expressa por meio de sua concentração ou da sua solubilidade, que é a quantidade máxima de oxigênio possível de ser dissolvido. Essa quantidade máxima é chamada nível de saturação, e varia com:

Temperatura: quanto mais fria uma água, mais ela pode dissolver oxigênio;

Pressão: a maior pressão atmosférica permite que mais oxigênio seja dissolvido na água, e

Salinidade: água do mar possui cerca de 35.000 mg/l de sais dissolvidos, enquanto as águas doces continentais apresentam a média de 150 a 200 mg/l. O aumento da concentração salina causa uma diminuição da concentração de OD.

A concentração expressa a quantidade de oxigênio dissolvido que uma amostra de água contém, enquanto o seu percentual de saturação indica se o ambiente possui excesso de oxigênio dissolvido, geralmente devido à ação de organismos fotossintetizantes, ou déficit, em função do consumo de oxigênio para oxidação da matéria orgânica. O percentual de saturação pode ser facilmente calculado pela fórmula:

$$\%\,[O_2] = \frac{[O_2]\ \text{da amostra}}{[O_2]\ \text{saturação}}\ (\text{em mg L}^{-1})$$

Sendo: $[O_2]$ saturação = volume máximo de gás reduzido em condições normais de temperatura e pressão (0 °C, 1 atm) que pode ser dissolvido por um litro de água (ml/l), na temperatura *in situ* e sob a pressão de 1 atm.

O oxigênio dissolvido é muito usado para indicar a qualidade das águas, principalmente as costeiras e interiores, que são mais submetidas às ações antrópicas de despejos de matéria orgânica alóctone.

7.3 Sistema gás carbônico

O dióxido de carbono é de fundamental importância para a vida no planeta, pois, além de ser, juntamente com o metano, vapor d'água e óxido nitroso, responsável pela manutenção da temperatura do planeta, é a fonte de carbono que possibilita, por meio da fotossíntese, a transformação da energia luminosa em energia química, base do fornecimento para grande parte dos seres vivos. A relação desse gás com o ambiente marinho é também de grande importância, já que o oceano absorve grandes quantidades de dióxido de carbono da atmosfera, o qual atua tanto na formação de compostos estruturais dos diferentes organismos, como no tamponamento do pH da água do mar.

Tal como no caso do oxigênio, quanto menor a temperatura, maior é a solubilidade do CO_2. Abaixo da termoclina, entretanto, onde a temperatura é virtualmente constante, a solubilidade do dióxido de carbono torna-se inteiramente dependente da pressão. Quanto maior a pressão, maior é a quantidade de CO_2 que entra na solução para formar ácido carbônico e seus produtos de dissociação.

8 pH

O pH mede, numa escala de 0 a 14, a acidez e alcalinidade da água. Assim, entre 0 e 7 é ácido; 7 é neutro, e entre 7 e 14 é alcalino (ou básico). Por definição, é expresso como:

$$pH = -\log_{10} [H^+]$$

Representa a atividade dos íons hidrônios livres na água, resultante inicialmente da dissociação da própria molécula da água e, posteriormente, acrescida pelo hidrogênio proveniente de outras fontes naturais ou antrópicas. A água pura possui valor de pH 7.

A água do mar está em equilíbrio com o CO_2 da atmosfera quando ele é levemente alcalino, com pH da ordem de 8,1 a 8,3. O pH pode crescer levemente, quando há rápida retirada de CO_2 das águas de superfície, durante a fotossíntese. Sabe-se que abaixo da zona eufótica (ou fótica), o CO_2 absorvido na fotossíntese é excedido pelo CO_2 liberado na respiração. Como a concentração de CO_2 aumenta, então o pH diminui a valores abaixo de seu valor médio. Pode alcançar valores mais reduzidos em águas de baixa salinidade, quando a presença dos carbonatos é menos acentuada ou em condições anaeróbias, em que bactérias usam a redução do sulfato como fonte de oxigênio para a decomposição de matéria orgânica, liberando H_2S na solução.

A solubilidade do CO_2 na água do mar é muitas vezes maior que a do nitrogênio e oxigênio. A diferença é devida ao fato de o CO_2 reagir com a água do mar, conduzindo a várias formas de equilíbrio do carbonato e do bicarbonato. Assim, o CO_2 (gás) torna-se hidratado CO_2(s):

$$CO_2(s) + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3^- \leftrightarrow 2H^+ + CO_3^{2-}$$

A reação, deslocando-se no sentido dos carbonatos, libera 2 H^+. Entretanto, os íons bicarbonato e carbonatos formados sofrem hidrólise e liberam, respectivamente, OH^- e 2 OH^-, fazendo com que haja um excesso de OH^- sobre os H^+, resultando no pH levemente alcalino de 8,2. A distribuição de gases em camadas mais profundas nos oceanos é governada principalmente pelas correntes e muito mais por mistura turbulenta do que por difusão. Entretanto, os oceanos podem levar centenas de anos, ou mesmo milhares, para equilibrar seu conteúdo de gases com a atmosfera. Isso quer dizer que será necessário um longo período de tempo para que os efeitos das mudanças nos processos que controlam a troca de gases na interface ar-mar se espalhem por todos os oceanos.

A atividade biológica tem efeito importante na redistribuição do oxigênio e do dióxido de carbono abaixo da superfície e determina a forma da distribuição da concentração ao longo da profundidade.

9 Oxigênio, Respiração e Fotossíntese

As águas de superfície dos oceanos são na maioria das vezes supersaturadas em oxigênio, devido à liberação desse gás durante a fotossíntese e, principalmente, injeção de bolhas de ar que se formam nas cristas das ondas, que são forçadas a entrar na coluna de água, onde parte do gás que a bolha contém é impelido a entrar na solução pelo aumento da pressão hidrostática (Fig. 6.6).

Próximo ao final da zona eufótica há um balanço entre a quantidade de carbono que o fitoplâncton fixa através da fotossíntese e a quantidade de carbono dissipada na respiração. A profundidade na qual esse balanço ocorre é chamada profundidade de compensação. Abaixo da zona fótica não pode existir crescimento líquido de fitoplâncton, porque, por definição, mais oxigênio está sendo utilizado na respiração da planta do que é produzido por fotossíntese. Plantas e algas podem sobreviver até em consideráveis profundidades, mas não podem crescer se passarem da profundidade de compensação. Para todos os efeitos, a profundidade de compensação pode ser tomada como um limite inferior da zona eufótica. Em profundidades maiores, o oxigênio continua a ser consumido na respiração de animais e plantas e na decomposição microbial (oxidação) de detritos orgânicos, e não é completamente reposto, porque a fotossíntese declina a níveis mínimos abaixo da zona eufótica. Uma camada mínima de oxigênio se desenvolve onde o máximo de retirada de oxigênio ocorreu, geralmente entre 500 e 1.000 m. Em profundidades maiores nos oceanos os níveis de oxigênio

podem se elevar novamente, por causa da introdução de águas frias, densas e mais oxigenadas que afundam nas áreas polares. A distribuição vertical de oxigênio varia consideravelmente de lugar a lugar, mas em geral é a imagem espelhada daquelas do fosfato e do nitrato.

10 Acidificação dos Oceanos

As emissões contínuas de dióxido de carbono (CO_2) contribuem para o incremento da acidificação dos oceanos, trazendo prejuízos a médio e longo prazo para a vida marinha. Sem uma redução substancial das emissões de CO_2 procedentes das atividades humanas e sem outro tipo de controle sobre esse gás, que provoca o efeito estufa, os oceanos ficarão cada vez mais ácidos. Isso se deve ao fato de que o CO_2 absorvido pelos oceanos reduz o pH da água, provocando uma série de alterações no equilíbrio gás carbônico-ácido carbônico-bicarbonatos-carbonatos, descritas como acidificação.

Pesquisas com vários organismos marinhos revelam que a redução do pH dos oceanos afeta processos biológicos como a fotossíntese, a absorção de nutrientes, o crescimento, a reprodução e a sobrevivência de certas espécies. Assim, apesar de serem ainda desconhecidas as consequências em longo prazo da acidificação dos oceanos sobre a vida marinha, pode-se esperar a alteração de vários ecossistemas, como, por exemplo, o fenômeno de branqueamento nos recifes de corais.

11 Íon Carbonato Dissolvido e a Biologia e Geologia

As reações entre íons carbonato dissolvidos e CO_2 apresentam interesse especial para a biologia e geologia. A saturação das águas superficiais em carbonato de cálcio favorece a precipitação de carbonato, tanto mineral como biogênica. Isso certamente facilita a atuação dos organismos que necessitam extrair carbonato de cálcio da água marinha, como os corais e os cocolitoforídeos. A análise das condições de precipitação e dissolução do carbonato de cálcio interessa muito à sedimentologia, pois o CO_2 produzido na oxidação da matéria orgânica acaba por diminuir o pH de águas profundas, tornando-as corrosivas ao carbonato de cálcio, seja na forma de calcita ou aragonita, tanto dos sedimentos como das partículas que estão afundando, provocando a sua dissolução.

A profundidade na qual a taxa de dissolução é igual à taxa de aporte de carbonato é denominada profundidade de compensação. Quando a taxa de dissolução supera a taxa de aporte, é produzido um grande impacto no conteúdo de carbonato de cálcio nos sedimentos superficiais, pois nenhum carbonato é preservado abaixo desse horizonte de profundidade. Por fim, o ciclo do carbono tem sua complexidade aumentada, pois ocorre em diversas escalas de tempo. Processos geológicos operam em escalas de milhões de anos e os processos biológicos operam em escalas de tempo sazonais/anuais.

12 Processos Químicos Oceânicos

O oceano costeiro é a zona de transição entre os ambientes terrestres e oceânicos. Nessa região de interface, processos de transporte, interações biológicas e reações químicas são intensificados, devido à presença de compartimentos essencialmente distintos (ex.: atmosfera, água doce e salgada, sedimento e biota). Como resultado, sistemas costeiros desempenham papel bastante importante na ecologia e biogeoquímica dos oceanos.

A Figura 6.7 representa esquematicamente vários processos de transporte e de intercâmbio que ocorrem no Oceano costeiro ou são intensificados dentro dessa zona, como consequência da complexa interação entre forçantes físicas e a geomorfologia de fundo, as quais variam tanto espacial como temporalmente. Esses processos exercem considerável influência sobre a estrutura, composição e características dos hábitats costeiros.

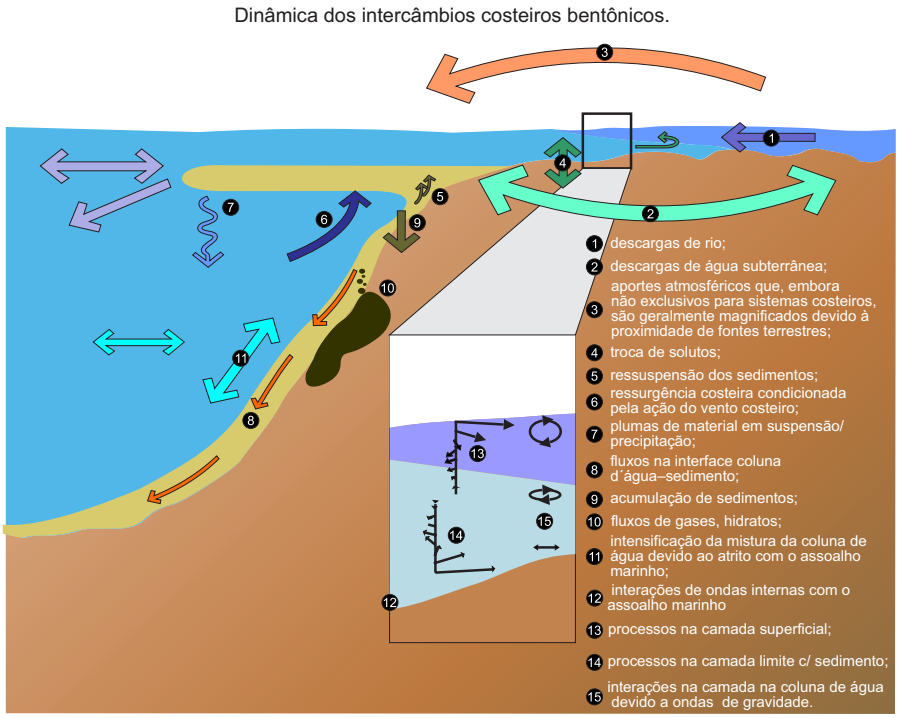


Figura 6.7 Esquema de alguns processos de transporte que são típicos ou intensificados na fronteira continente-oceano. Estão representadas as entradas de água doce (1); descargas de água subterrânea (2); aportes atmosféricos que, embora não exclusivos para sistemas costeiros, são geralmente magnificados devido à proximidade de fontes terrestres (3); a troca de solutos (4); ressuspensão dos sedimentos (5); ressurgência costeira, condicionada pela ação do vento costeiro (6); plumas de material particulado (7); fluxos na interface coluna de água-sedimentar (8), a acumulação de sedimentos (9), fluxos de hidratos e gás (10); intensificação da mistura da coluna de água devido ao atrito com o assoalho marinho (11); interações de ondas internas com o assoalho marinho (12); interações turbulentas nas interfaces (13 e 14); e interações na interface devido a ondas de gravidade (15). [Fonte: Relatório do CoOP CBED Workshop, 2004].

As magnitudes, interações e o tempo de resposta desses processos não estão plenamente elucidados. O estudo desses eventos na interface sedimento-água e suas interações com toda a coluna de água apresenta, ainda, significativos desafios intelectuais e tecnológicos. Atualmente, no meio científico, tem sido sublinhada a necessidade de estudos integrados envolvendo os principais ecossistemas costeiros, no que tange à dinâmica e perturbação locais, às trocas na interface ar-coluna de água-sedimento, às biologias bentônica e pelágica, à estrutura de comunidade e à modelagem numérica. Esses processos controlam a distribuição e o transporte tanto do material dissolvido como do particulado nas interfaces marinhas (FIG. 6.8).

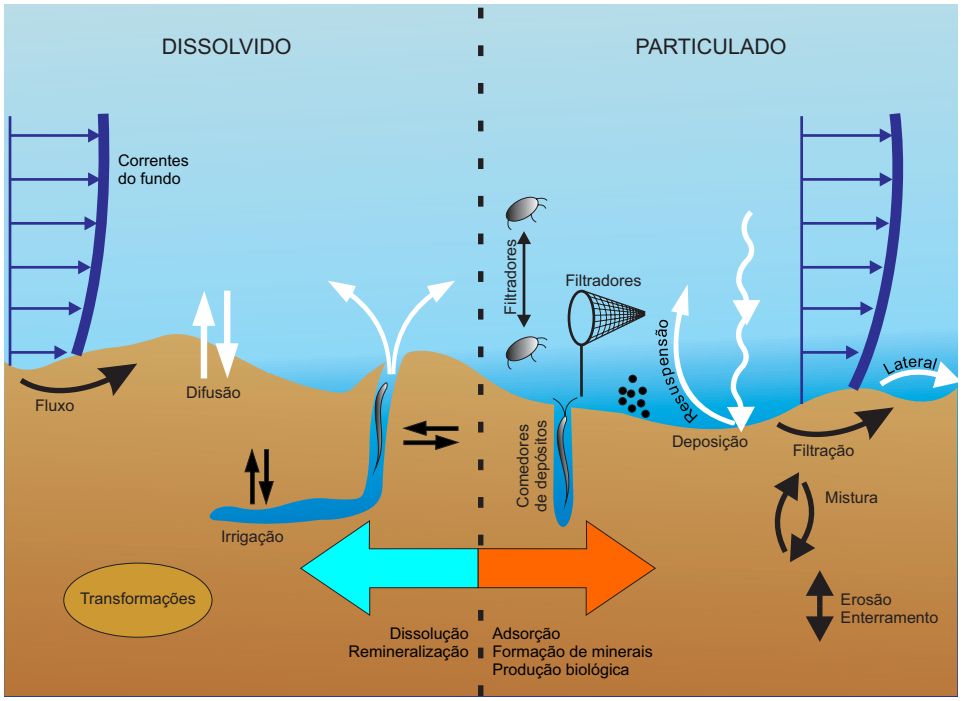


Figura 6.8 Representação esquemática dos processos que controlam a distribuição e transporte de materiais dissolvidos e particulados na camada de interface bentônica. [Fonte: Relatório do CoOP CBED Workshop, 2004].

Um exemplo promissor desses processos é a descarga de água subterrânea (DAS), negligenciada cientificamente por muitos anos devido à dificuldade de avaliação e à percepção ultrapassada de que representava um processo de pouca magnitude. O desenvolvimento de técnicas que permitem avaliar a importância tanto volumétrica quanto química e, consequentemente, ecológica das descargas de água subterrânea, especialmente, das direcionadas ao oceano, mudou essa percepção. A DAS é definida como todo e qualquer fluxo de água que ocorre nas margens continentais oceânicas,

deslocando-se da interface sedimento-água para a coluna de água, independentemente da composição do fluido ou da forçante do processo. A DAS (Fig. 6.9) possui duas componentes principais: (1) a água doce de origem continental que, devido ao gradiente hidráulico, percola pelos sedimentos permeáveis, alcançando as regiões costeiras, e (2) a água do mar recirculada, que penetra pelos sedimentos porosos do estuário subterrâneo e retorna ao mar, também devido a um gradiente hidráulico mas, nesse caso, gerado por forçantes oceanográficas como, por exemplo, as oscilações de maré. Esse processo resulta na mistura da água doce de origem continental com a água salgada, gerando, assim, uma zona de mistura, por analogia chamada estuário subterrâneo.

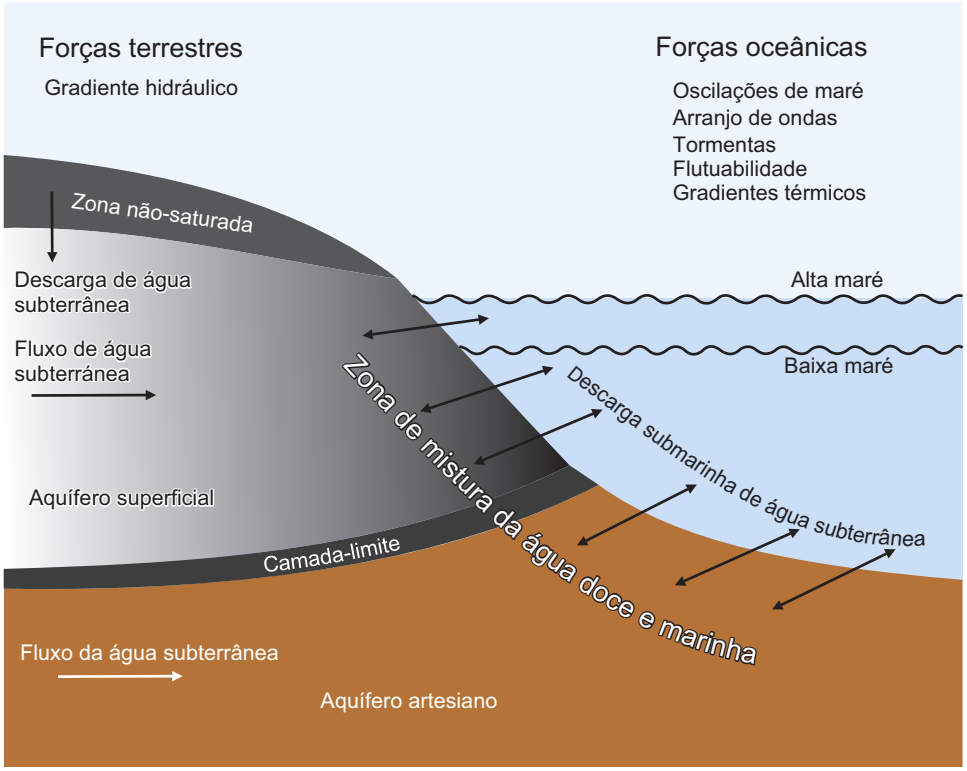


Figura 6.9 Modelo conceitual de um estuário subterrâneo. [Fonte: Niencheski, 2007].

São consideradas como águas subterrâneas tanto aquelas aprisionadas nas formações geológicas (aquíferos) quanto as que percolam através dos grãos de sedimento (água intersticial), formando o lençol freático. A água percolada dissolve e incorpora em sua composição alguns componentes minerais constituintes das rochas pelas quais atravessa ao longo de seu lento percurso de infiltração, sendo assim enriquecida. A composição química das águas subterrâneas está diretamente ligada à composição geológica local e ao tempo de residência dessas águas.

Os níveis da água nos lençóis freáticos formados não são estáticos, podendo variar de acordo com a precipitação pluviométrica, a extração de água subterrânea, os efeitos da maré nos aquíferos costeiros e a evapotranspiração, entre outros fatores. Assim, fatores climatológicos, hidrológicos e forçantes oceanográficas permitem que as águas subterrâneas ressurjam à superfície e alimentem pequenos corpos hídricos perpendiculares à praia (sangradouros), ou podem direcionar a descarga das águas subterrâneas diretamente ao oceano, desde a zona costeira até a quebra do talude.

O fluxo de água subterrânea continental, nessa zona de mistura subterrânea, sofre alterações em sua composição, uma vez que se trata de uma zona de grandes interações biogeoquímicas. Embora o transporte de água subterrânea não seja tão evidente quanto o superficial, o fluxo de água subterrânea é responsável por grande parte do enriquecimento das águas superficiais oceânicas em elementos químicos, entre eles, os nutrientes, os elementos-traço e os radioisótopos. As águas subterrâneas apresentam concentrações de elementos-traço superiores em ordem de magnitude àquelas encontradas nas águas superficiais, assim como de nutrientes. Cada vez mais a advecção da água subterrânea tem sido associada à alta produtividade costeira. Portanto, a DAS é um processo que promove importante aporte de elementos químicos do continente em direção ao oceano e deve ser definitivamente incluída em estudos de balanço de massa no oceano.

Outro exemplo relevante é o avanço no conhecimento dos processos que regem o transporte de sedimentos, especificamente ressuspensão e deposição de sedimentos coesivos e os processos dinâmicos da camada nefeloide e lama fluida. O esquema da Figura 6.10 pode ser aplicado a qualquer outro estuário. Os sedimentos em suspensão entram no domínio da plataforma adjacente pela pluma do rio e precipitam a uma taxa determinada pela agregação entre as partículas dentro dessa pluma. O material precipitado acumula-se na interface sedimento-coluna de água, seja fazendo parte dela ou como depósitos de lama, desde que a energia de onda que causa ressuspensão permita esse processo.


Foto: Wagner Villela Marroni

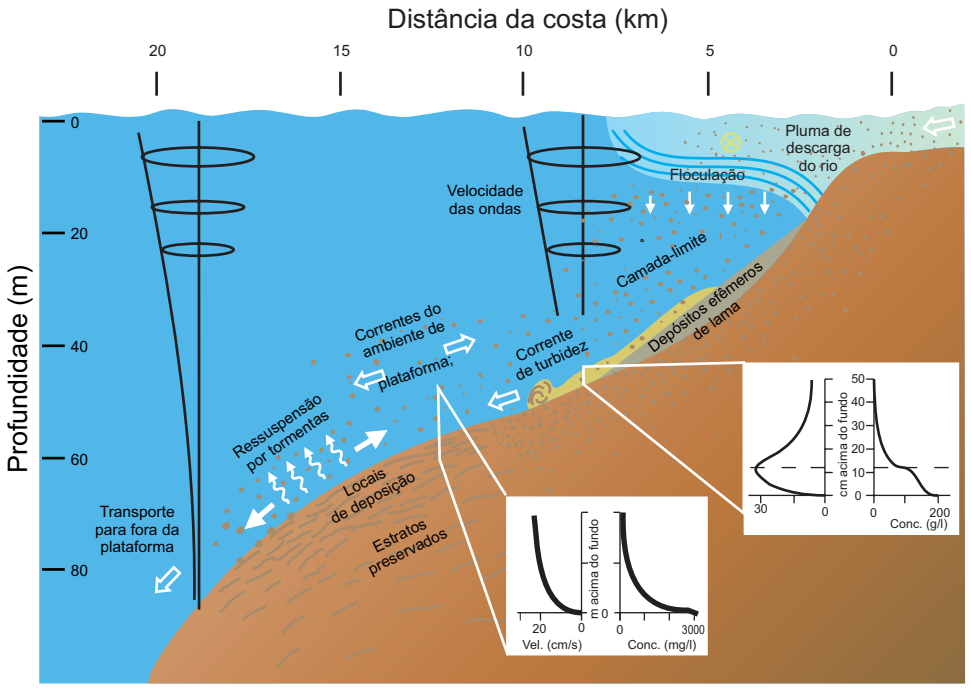


Figura 6.10 Diagrama esquemático dos processos de transporte dos sedimentos do Rio Eel na plataforma. [Fonte: Relatório do CoOP CBED Workshop, 2004].

Quando as concentrações são suficientemente elevadas, as correntes de turbidez podem transportar o material em suspensão para depósitos na plataforma intermediária. Depois da plataforma intermediária, a energia de onda é insuficiente, mas as correntes de fundo fazem a dispersão dos sedimentos, provocando o transporte para as regiões mais profundas da plataforma.

Talvez o maior desafio seja desenvolver estratégias pelas quais medidas e modelos que integram observações em várias escalas espaciais possam ser expandidos para incluir uma escala temporal ainda maior. Os ecossistemas costeiros estão se modificando, em resposta às variações globais, como o aumento do nível do mar, as variações do aporte de água doce e nutrientes, a pressão pesqueira e as variações locais, como as pressões antrópicas específicas. Por exemplo, ciclos sazonais e plurianuais, tais como *El Niño*, impactam a ocorrência de períodos de hipoxia, tempestades e outros eventos. Já os eventos de curto período, tais como processos de ressuspensão de sedimentos ou bioirrigação, geralmente se sobrepõem a processos de trocas e taxas de transformação biogeoquímicas.

10 Desenvolvimentos Futuros

Muitas tendências de longo prazo podem ser precisamente representadas como variações da frequência e intensidade de eventos de curto prazo. Assim, entender melhor eventos de curto prazo é fundamental para melhorar a compreensão do sistema oceânico. Estudos oceanográficos devem ser dirigidos para fatores e forçantes que operam em escalas específicas de tempo, como:

> **Até horas**: por exemplo, turbulência, ondas, bombeamento biológico, um evento de pesca de arrasto;
>
> **Várias horas a algumas semanas**: por exemplo, ciclos diurnos de luz, marés, tempestades e inundações, florações;
>
> **Mês a um ano**: por exemplo, ciclos sazonais de forçantes físicas e o esforço de pesca, e
>
> **Anos a décadas**: por exemplo, ciclos climáticos, de descarga de águas subterrâneas, sedimentação.

Múltiplas abordagens observacionais deverão ser introduzidas para que as escalas de tempo e espaço sejam ampliadas. É fundamental que novas abordagens não-intrusivas sejam desenvolvidas e que exercícios de intercomparação com os novos métodos sejam estabelecidos. Além disso, medições de bordo e amostragens com sensores *in situ* e remotos, fixos e móveis, devem ser bem coordenadas para maximizar as observações.

Os satélites, incluindo satélites geoestacionários, e sensores instalados em aviões podem fornecer importantes observações sinópticas de características de superfície. No entanto, a interface sedimento-água é subterrânea e, sendo assim, a instalação de sensores *in situ* deve ter um papel importante no avanço da nossa compreensão sobre os processos no fundo do mar. De particular importância, nesse contexto, serão as medições efetuadas por observatórios costeiros para identificação em curto prazo de fenômenos episódicos e de tendências em longo prazo, uma vez que ambos não são captados pelas observações efetuadas a bordo de meios flutuantes, por serem demasiado pontuais.

Estudos que contemplem rede de medições permitirão uma comparação espacial e temporal mais ampla, bem como a extrapolação de resultados, ampliando significativamente nossa compreensão sobre os processos específicos em um contexto mais amplo. Além disso, deve haver avanço da compreensão das interações das áreas física, biológica, química, geoquímica e meteorológica, dentro do complexo contexto espacial e temporal. Muito da associação entre a hidrografia, biogeoquímica e os processos ecológicos não tem sido identificado ou quantificado adequadamente com estudos únicos em navios. Estudos de laboratório também continuarão a ser um componente importante para as estratégias de pesquisa dos sistemas costeiros.

Por outro lado, transectos perpendiculares e paralelos à costa devem ser realizados para examinar a complexidade tridimensional da dinâmica e dos processos de transportes e repetidos em quantidades adequadas para a correta quantificação das grandes variações temporais. Por meio desses estudos, modelos terão importante papel no desenho de programas observacionais de campo e na extrapolação dos processos e suas interações em escala regional.

As consequências ecológicas e biogeoquímicas da perturbação física da interface sedimento-coluna de água são em grande parte ocasionadas pelos processos físicos de mobilização de sedimentos e fluxos de deposição horizontais relacionados à contribuição continental.

Por fim, modelos numéricos que façam o acoplamento entre o ambiente físico e o ecossistema são essenciais. Independentemente dos modelos numéricos a serem adotados, terão de estar intimamente ligados aos estudos de campo e laboratoriais. Em alguns casos, novas tecnologias de avaliação de parâmetros biogeoquímicos são exigidas para testar modelos. Contudo, entre os requisitos mais importantes destacam-se o desenvolvimento e a aplicação de melhores técnicas analíticas para estudo da especiação quimica; medições *in situ* do tamanho, densidade e composição de partículas em suspensão, séries temporais de alta resolução que escrutinem as propriedades do fundo oceânico, componentes biogeoquímicos e taxas de fotossíntese.

Os modelos existentes podem ser usados para gerar perguntas e/ou testar hipóteses, ou ainda para ajudar na concepção de programas de obtenção de dados e amostras qualificadas, na expectativa de que as informações recolhidas permitam aperfeiçoar os modelos originais e facilitar a integração em sistemas de modelagem mais completos.

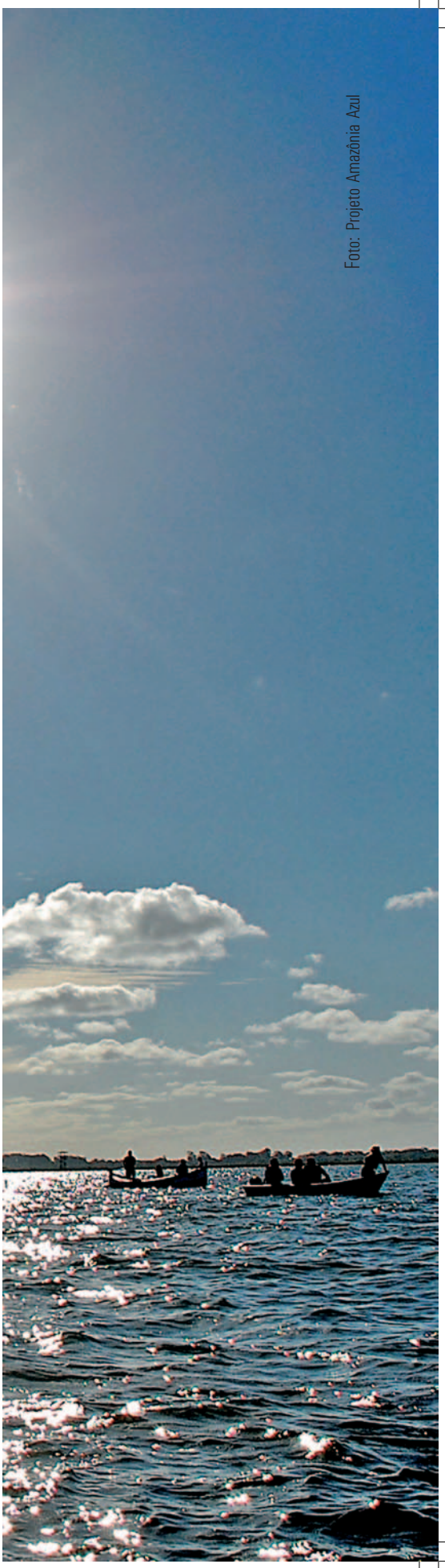


Foto: Projeto Amazônia Azul



CAPÍTULO 7

Circulação Atmosférica e Oceânica

Regina Rodrigues

1 Conceitos Físicos Básicos

1.1 Pressão hidrostática e gradiente de pressão

Pressão é definida como força por unidade de área. A pressão atmosférica nada mais é do que a força exercida pelo peso de uma coluna de ar por unidade de área na superfície da Terra (Fig. 7.1). Essa pressão, devido à força peso, pode ser calculada como p=rgh, sendo **r** a densidade do ar (1 kg/m^3), **g** a aceleração gravitacional (10 m/s^2) e **h** a altura da coluna de ar (pode-se usar o valor de 10.000 m), obtendo-se uma pressão de 10^5 Pa (N/m^2). Aplicando essa equação aos oceanos, e uma vez que a densidade da água é da ordem de 1.000 kg/m^3, a pressão exercida pelo peso de uma coluna de água de 10 m de altura é a mesma que a pressão atmosférica (ou seja, a pressão devida ao peso de toda a atmosfera por unidade de área).



Foto: Projeto Amazônia Azul

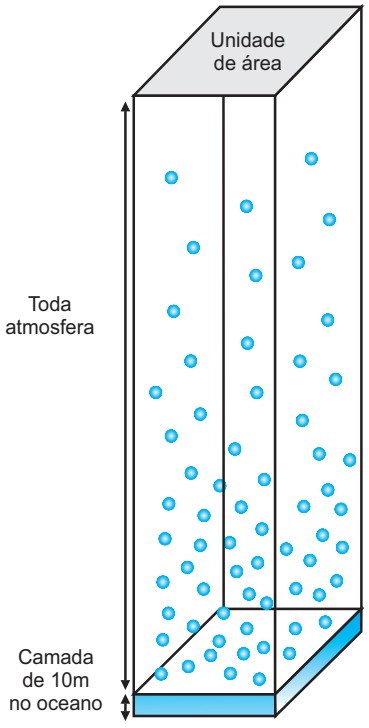


Figura 7.1 Pressão hidrostática da atmosfera e do oceano, resultante da força peso, é dada por $p=\rho gh$. Pressão hidrostática de toda a atmosfera por unidade de área é equivalente à pressão hidrostática de uma camada de apenas 10 m de altura no oceano (desenho fora de escala).

O ar é composto por vários gases e quando aquecido expande e fica mais leve, processo chamado de expansão térmica. Quando a densidade do ar fica menor, devido ao aquecimento, a pressão torna-se mais baixa (Fig. 7.2). Igualmente, se o ar é resfriado, torna-se mais denso e a pressão aumenta. Tanto o ar quanto a água fluem de regiões de maior pressão para regiões de menor pressão. No caso do ar, esse fluxo cria correntes de ar, que são os ventos. A mudança de pressão, a uma distância horizontal, é chamada de gradiente horizontal de pressão (gradiente significa a taxa de variação de um parâmetro em função da distância). Quanto maior for o gradiente (variação) mais fortes serão os ventos. Pode-se comparar um gradiente a uma rampa de *skate* (neste caso, um gradiente topográfico). Quanto mais íngreme for uma rampa, maior será a velocidade do *skate* em descida. No caso dos oceanos, a água pode ser empilhada na costa, causando um aumento de pressão (maior peso) nesta área. Da mesma forma, a água vai fluir da região de maior pressão para a de menor pressão, criando uma corrente marinha. Tanto na atmosfera como nos oceanos, o vento e a corrente tentam eliminar gradientes de pressão ou restabelecer o equilíbrio. A natureza sempre tenta, senão eliminar, pelo menos minimizar esses gradientes (diferenças).

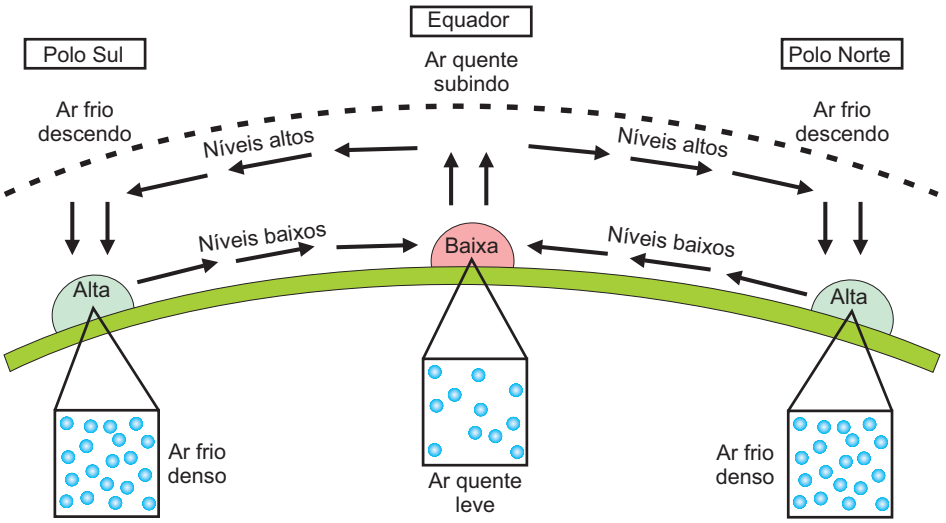


Figura 7.2 O aquecimento nos trópicos (contorno vermelho) faz com que o ar fique menos denso (moléculas mais espaçadas) e suba, gerando uma baixa pressão. Resfriamento nos polos (contornos azuis) faz com que o ar fique mais denso (moléculas mais agrupadas) e desça, gerando alta pressão. Devido ao gradiente estabelecido é gerada uma circulação do ar conhecida como células de Hadley.

1.2 O efeito de Coriolis

As correntes ou os ventos não fluem exatamente da maior para a menor pressão. A rotação da Terra causa uma deflexão nesses fluxos de grande escala, chamada de

efeito de Coriolis. Para entender este efeito, suponha que duas pessoas estejam uma de frente para a outra em um carrossel que gira, tal como ilustra a Figura 7.3. Se uma jogar uma bola para a outra e o carrossel estiver parado, a bola irá perfazer uma trajetória reta. No entanto, se o carrossel estiver girando no sentido horário, a bola jogada parecerá ser defletida e a outra pessoa não conseguirá pegá-la. Isso porque à medida que a bola está viajando no ar em linha reta, o carrossel gira e a pessoa que deveria receber a bola muda de posição. Para estas duas pessoas, que estão girando com o carrossel, a trajetória da bola parecerá ter sido defletida para a esquerda. Porém, para uma terceira pessoa (observador), fora do carrossel e olhando de cima, a trajetória da bola será uma linha reta. Portanto, isto é um efeito real, devido ao fato de o referencial (a plataforma do carrossel) estar girando.

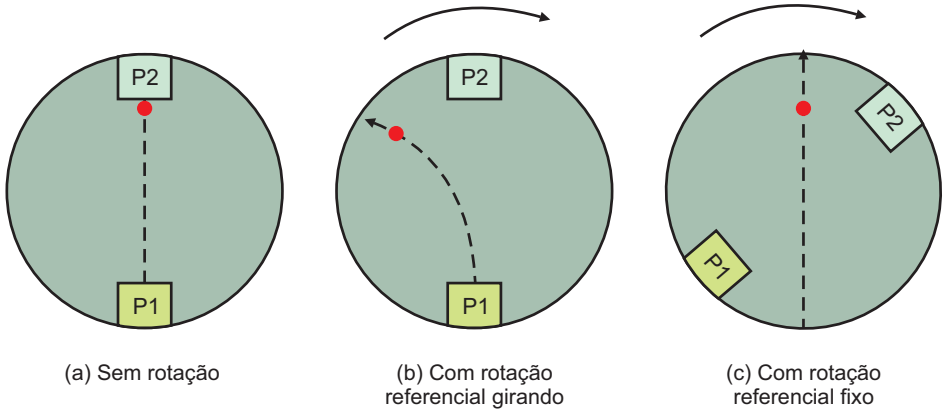


Figura 7.3 Efeito de Coriolis; (a) Quando uma pessoa (P1) joga a bola para outra pessoa (P2) e o carrossel está parado, a trajetória é em linha reta; (b) Quando o carrossel está girando no **sentido horário**, a trajetória, do ponto de vista de P1 e P2, parece **defletir para a esquerda**. Como a bola viaja em linha reta e P2 move-se para a direita, não consegue pegar a bola; e (c) Mesma situação em (b), mas do ponto de vista de um observador fora do carrossel, olhando de cima, que constata que a bola descreve uma trajetória reta.

Para um observador que está girando com a Terra, ventos e correntes sofrem esse efeito real, pois o referencial é não-inercial, ou seja, um referencial que gira. Se o observador estivesse em uma estrela observando a Terra de longe, as trajetórias dos ventos e correntes não pareceriam ser defletidas. Nesse caso, trata-se de um referencial inercial, ou seja, um referencial fixo que não gira. No Hemisfério Sul (HS), ventos e correntes defletem para a esquerda, enquanto no Hemisfério Norte (HN) defletem para a direita. Isso porque a rotação da Terra relativa ao Polo Sul é horária. Já em relação ao Polo Norte, a rotação da Terra é anti-horária, como mostra a Figura 7.4. Para ajudar a entender, tente pensar como se os hemisférios da Terra fossem achatados, similares ao carrossel.

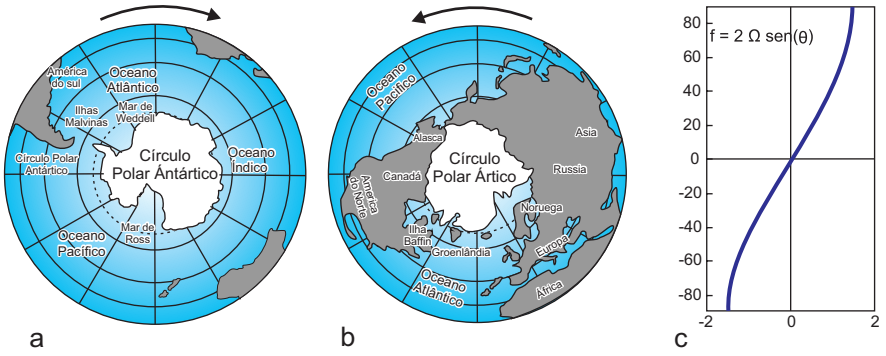


Figura 7.4 Sentido da rotação da Terra; (a) No Hemisfério Sul (HS), a rotação é horária; (b) No Hemisfério Norte (HN), a rotação é anti-horária. O termo **ciclônico** é usado para movimentos com o mesmo sentido de rotação da Terra no hemisfério em questão (horário para HS e anti-horário para HN) e **anticiclônico** para movimentos no sentido contrário da rotação da Terra (anti-horário para HS e horário para HN); e (c) Variação com a latitude do parâmetro de Coriolis, negativo no HS (deflexão para esquerda) e positivo no HN (deflexão para direita), máximo nos polos e nulo no equador.

Note que para ocorrer o efeito de Coriolis, o movimento tem que acontecer em escalas espaciais grandes o suficiente (ou escala temporal lenta) para sentir o efeito da rotação da Terra. Portanto, o fluxo de água no ralo da pia da cozinha não sofre o efeito de Coriolis. Além disso, a aceleração de Coriolis só modifica o fluxo (deflexão), não o origina. Esse efeito é máximo nos polos e nulo no Equador e pode ser representado pelo parâmetro de Coriolis: $f=2\Omega \text{sen}\theta$, onde Ω é a velocidade angular da Terra e θ é a latitude. A velocidade angular da Terra é dada por 2π (uma volta de 360°) dividido por 24 horas (86.400 segundos), ou seja, $1{,}45 \times 10^{-4}$/s. Portanto, f é igual à $-0{,}727 \times 10^{-4}$/s para a latitude de 30°S, pois é usado o ângulo negativo -30° no cálculo. O sinal negativo explica a deflexão para esquerda no HS. Já para a latitude de 30° N, f é $+0{,}727 \times 10^{-4}$/s, sendo a deflexão para a direita.

2 Circulação Atmosférica

A circulação atmosférica é causada pelo aquecimento diferencial entre as regiões tropicais e as regiões polares. Inicialmente, o ar sobre os trópicos começa a se aquecer e a se resfriar nas regiões polares. À medida que a atmosfera tropical aquece, a expansão térmica cria uma área de baixa pressão na superfície da Terra e uma área de alta pressão nos níveis altos. Isto cria uma força de gradiente de pressão do Equador para os polos, que resulta em um fluxo em direção aos polos nos níveis altos (Fig. 7.5a). Esse fluxo para os polos redistribui a massa de ar próxima à superfície, causando diminuição da pressão nos trópicos e aumento nas regiões polares, isto é, uma força de gradiente de pressão na superfície dos polos para o Equador. Como resultado, um

fluxo dos polos para os trópicos se desenvolve em níveis baixos, próximo à superfície, fechando uma célula de circulação meridional (paralela a linhas de mesma longitude) em cada hemisfério (Fig. 7.5b).

Porém, o fluxo em níveis baixos dos polos para os trópicos é defletido para oeste (direita no HN e esquerda no HS) pela força de Coriolis. O fluxo em níveis altos dos trópicos para os polos é defletido para leste em ambos os hemisférios (Fig. 7.5c). Nos níveis baixos, o atrito não permite que os fluxos se intensifiquem muito e deflitam para oeste. Mas o fluxo nos níveis altos não é limitado pelo atrito e torna-se intenso, totalmente zonal (paralelo a linhas de mesma latitude), de leste para oeste. Entretanto, esse fluxo não cresce indefinidamente. Quando alcança um valor crítico nas latitudes médias fica instável, apresentando então um caráter ondulatório. As instabilidades associadas ao fluxo são responsáveis por manter as células meridionais de Hadley confinadas até próximo das latitudes de 30°S e 30°N. Essas instabilidades quebram as células de Hadley, que se estenderiam do Equador aos polos, se a Terra não girasse (ou seja, se o efeito de Coriolis não existisse) e criam as células de Ferrel, que se estendem de 30° até aproximadamente 60° de latitude nos dois hemisférios (Fig. 7.5d).

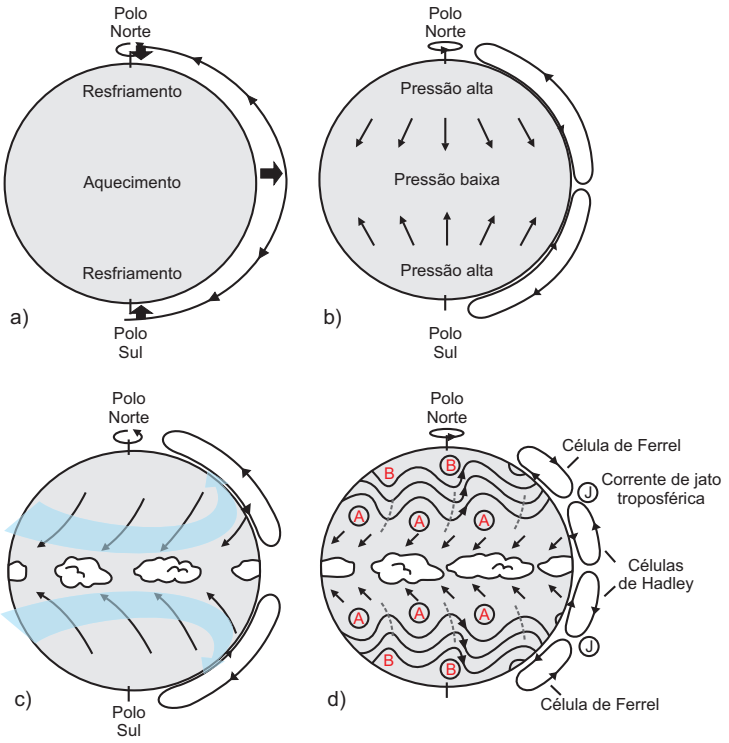


Figura 7.5 Esquema da circulação atmosférica, que se desenvolveria a partir do repouso em uma Terra hipotética sem continentes. Os esquemas de (a) a (d) mostram a evolução da circulação atmosférica, sendo (b) centro de baixa pressão e (a) centro de alta pressão. [Fonte: Wallace e Hobbs, 2006].

2.1 Padrões de ventos

Dessa circulação geral emergem os principais padrões de ventos. Assim, os ventos alísios são os fluxos de níveis baixos das células de Hadley, que sopram de sudeste no HS e de nordeste no HN (Fig. 7.6). Esses ventos encontram-se aproximadamente na linha do Equador, formando o que se conhece como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Uma vez que a ZCIT recebe o ar quente e úmido das zonas trópicas dos dois hemisférios aliado à alta convecção, caracteriza-se por elevada precipitação. As regiões entre as células de Hadley e Ferrel, por serem regiões de alta pressão, estão associadas à subsidência de ar frio e seco e à divergência dos ventos próximo à superfície (Fig. 7.2). Como consequência, são regiões secas, de baixa precipitação. Os cinturões de vento de oeste sopram entre 30° e 60° de latitude. Note que há uma variação longitudinal nesse padrão geral de ventos, devido à alternância de continente e oceanos, principalmente no HN. Isso causa um aquecimento/resfriamento diferencial. Nas regiões polares do HN, os oceanos são relativamente mais quentes do que os continentes; por esse motivo, áreas de baixas pressões são encontradas sobre os oceanos, caracterizadas por movimentos na forma de giros ciclônicos. O cinturão de ventos de oeste não é contínuo. Já nas regiões subtropicais, os oceanos são relativamente mais frios que os continentes. Portanto, altas pressões são encontradas sobre os oceanos na forma de giros anticiclônicos. Por exemplo, o giro de alta pressão sobre o Atlântico Sul é chamado de Alta Pressão do Atlântico Sul. Esse padrão geral de ventos influencia fortemente a circulação oceânica de larga escala.

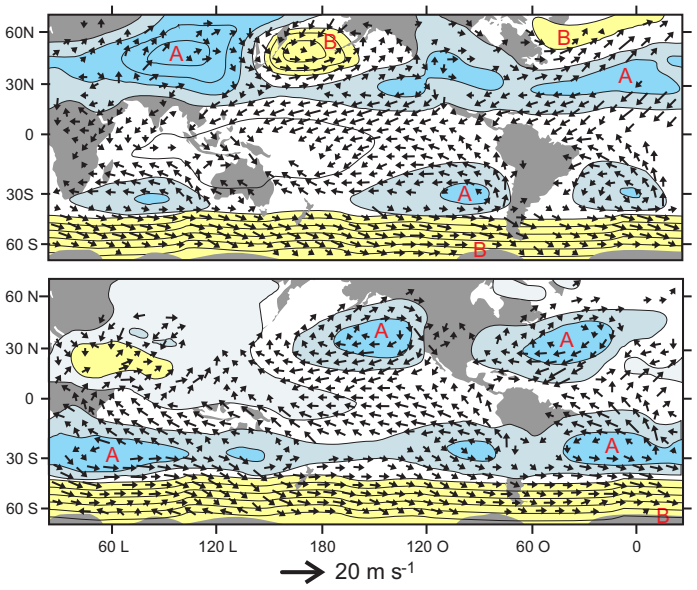


Figura 7.6 Circulação atmosférica geral. Ventos médios (vetores) e pressão (contornos) na superfície para verão austral (painel superior) e inverno austral (painel inferior). O contorno das isolinhas é de 5 hPa ($5x10^5$ Pa). (b): centro de baixa pressão; (a) centro de alta pressão. [Fonte: Wallace e Hobbs, 2006].

7.3 Circulação geral das camadas superiores do oceano

A circulação geral dos oceanos pode ser classificada em dois tipos, de acordo com os mecanismos de geração: circulação forçada pelo vento, que domina as camadas superiores do oceano, entre a superfície e aproximadamente 1.000 m, e circulação termo-halina, que domina nas camadas mais profundas, abaixo de 1.000 m de profundidade.

A circulação gerada pelo vento resulta da interação entre o arrasto (fricção) do vento sobre a superfície do mar, gradientes horizontais de pressão e a deflexão de Coriolis. As colisões de moléculas de ar com moléculas de água na superfície dos oceanos colocam as moléculas de água em movimento, gerando uma corrente oceânica. Isto significa que o momento é transferido das moléculas de ar para as de água. Uma vez que a camada superficial é colocada em movimento, exerce um arrasto (fricção) sobre as moléculas de água da camada abaixo, fazendo com que esta também se mova. Isso ocorre sucessivamente para as camadas inferiores. Se o vento persiste por um longo período de tempo, o movimento é transferido para baixo na coluna de água. À medida que a profundidade aumenta, as correntes tornam-se mais fracas, pois vão ficando cada vez mais distantes de sua forçante (o vento na superfície). Além disso, a direção das correntes também muda com a profundidade, por causa do efeito de Coriolis.

No HS, a corrente da camada superficial move-se à esquerda da direção do vento. A camada abaixo desta também deflete para a esquerda em relação à direção da corrente superficial e, sucessivamente, para as camadas inferiores. Como resultado, desenvolve-se uma corrente espiralada. Esse padrão de correntes é chamado de Espiral de Ekman (Fig. 7.7). Essa espiral pode se estender até profundidades maiores que 100 m. A camada que tem a influência direta do vento recebe o nome de Camada de Ekman de Superfície. A corrente na superfície é a 45° à esquerda do vento no HS e à direita no HN. Repare que a uma determinada profundidade, o sentido da corrente será oposto àquele da superfície, porém de menor intensidade. Ao considerar a coluna de água afetada pela Espiral de Ekman, verifica-se que o transporte total integrado verticalmente é a 90° à esquerda do vento no HS e à direita no HN.

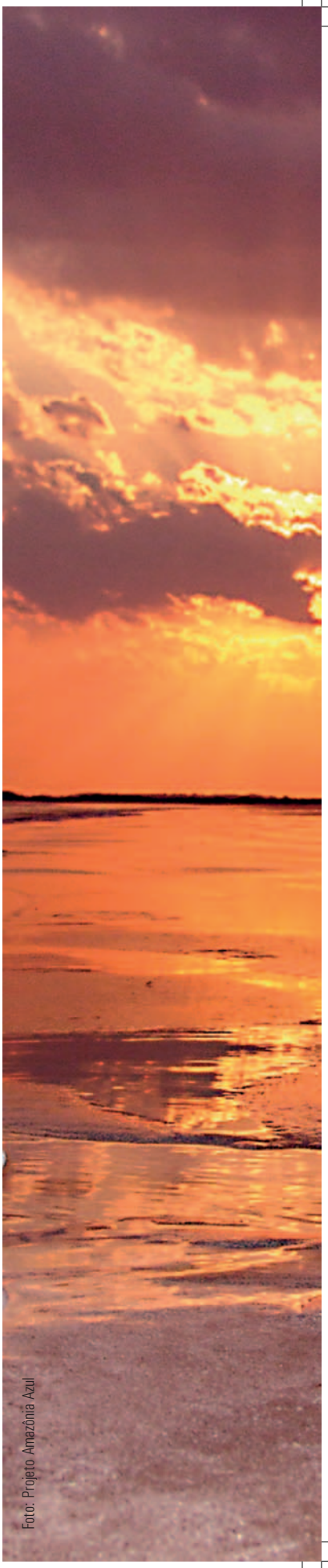


Foto: Projeto Amazônia Azul

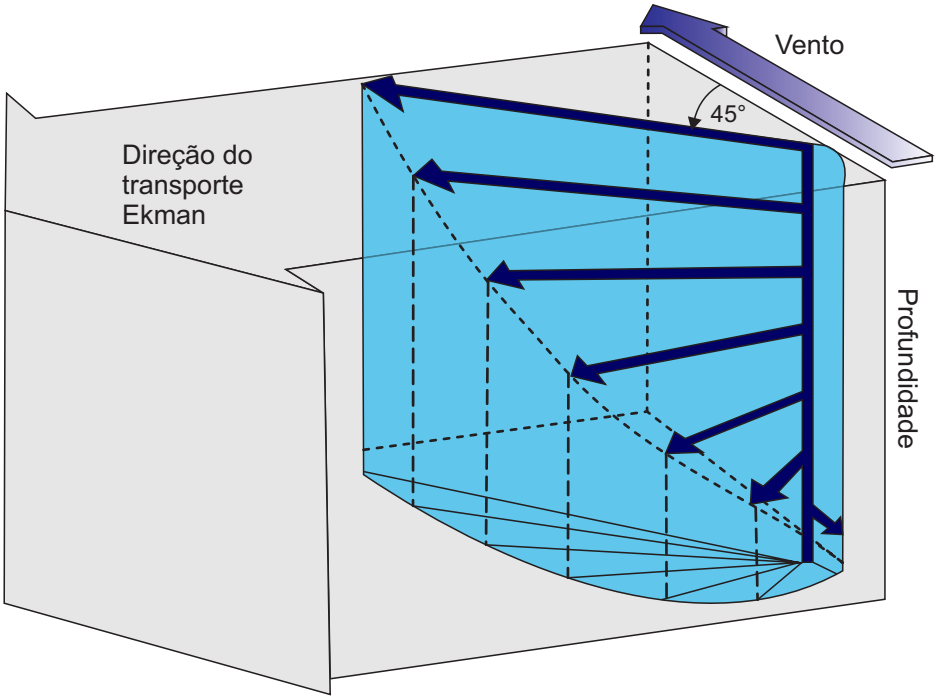


Figura 7.7 Espiral de Ekman. No Hemisfério Sul, a deflexão de Coriolis faz com que a corrente superficial flua a um ângulo de 45°, à esquerda do vento. À medida que a corrente se torna mais profunda, é ainda mais defletida para a esquerda em relação à camada de cima. Isso produz uma corrente espiralada chamada **Espiral de Ekman**.
[Fonte: TRUJILLO e THURMAN, 2005].

Para entender a circulação oceânica de larga escala gerada pelo vento, começamos com o efeito dos ventos alísios, entre 20 °S e 30 °S, e os de oeste, entre 30 °S e 40 °S, na região subtropical do Atlântico Sul. Os ventos alísios, que sopram de sudeste, causam um transporte de Ekman para a esquerda, ou seja, para o sul. Por sua vez, os ventos de oeste causam um transporte de Ekman para o norte. Como resultado, há uma convergência de água na região, entre os ventos alísios e os ventos de oeste, criando uma elevação de água no centro (FIG. 7.8). Isso leva ao surgimento de um gradiente de pressão, mais alta no centro, onde a água está empilhada. A água vai tentar voltar, ou seja, ir da alta pressão no centro de volta para as extremidades de onde veio. Porém, o efeito de Coriolis deflete esse fluxo de retorno para a esquerda. Na região dos alísios a água flui para oeste e na região dos ventos de oeste a água flui para leste. Nesse momento, a deflexão de Coriolis contrabalança a força de gradiente de pressão e o sistema entra em equilíbrio dinâmico. Essas correntes estacionárias decorrentes do balanço entre o gradiente de pressão e a deflexão de Coriolis são chamadas de correntes geostróficas.

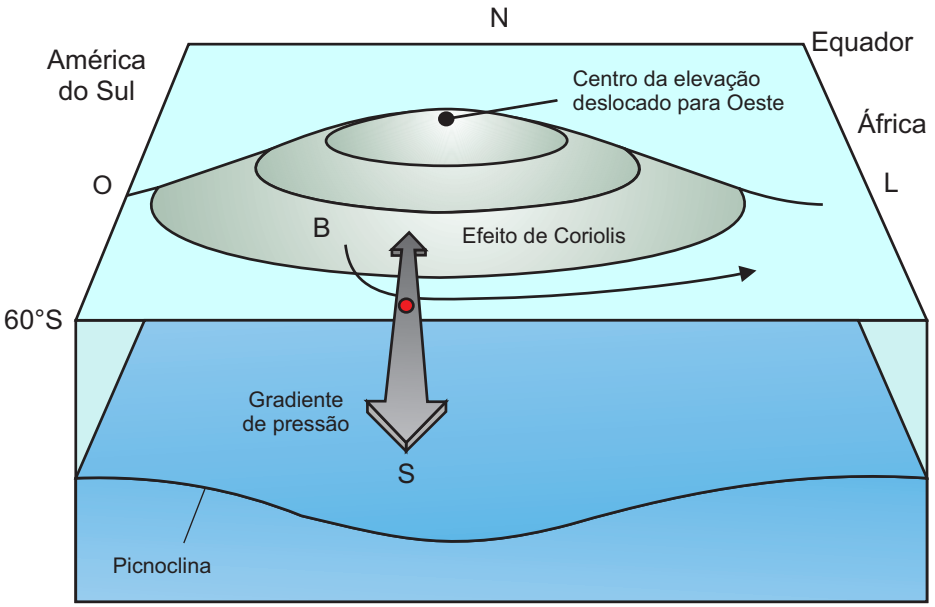


Figura 7.8 Correntes geostróficas. No Atlântico Sul subtropical os alísios e os ventos de oeste induzem um transporte de Ekman que faz com que a água seja empilhada no centro do oceano. Essa elevação cria um gradiente de pressão, que, associado à deflexão de Coriolis, faz com que haja uma circulação anticiclônica (anti-horária no HS), chamada de giro subtropical do Atlântico Sul. Essas feições ocorrem em outros oceanos e no HN a circulação é horária. [Fonte: Garrison, 2008].

Os continentes constituem barreiras a essas correntes. Na região dos ventos alísios, a corrente que flui para oeste é defletida para sul pela presença da América do Sul e o fluxo para leste na região dos ventos de oeste é defletido para norte pela presença do continente africano. O resultado final é uma circulação fechada anticiclônica (anti-horária, por se tratar do HS), chamada de giro subtropical do Atlântico Sul, com uma corrente de contorno oeste para sul, uma corrente de contorno leste para norte, uma corrente transversal na porção sul do giro e outra na porção norte. Giros subtropicais anti-horários também estão presentes no Pacífico Sul e no Oceano Índico. No HN, os giros subtropicais anticiclônicos do Atlântico Norte e Pacífico Norte fluem no sentido horário e podem ser vistos como uma imagem espelhada dos giros subtropicais do HS (Fig. 7.9). Note que a circulação geral dos oceanos é bem semelhante à circulação atmosférica. Mas é bom salientar que essa circulação oceânica é paralela aos ventos por causa do fluxo geostrófico (balanço dinâmico entre gradiente de pressão e deflexão de Coriolis), não por causa da influência direta do arrasto do vento.

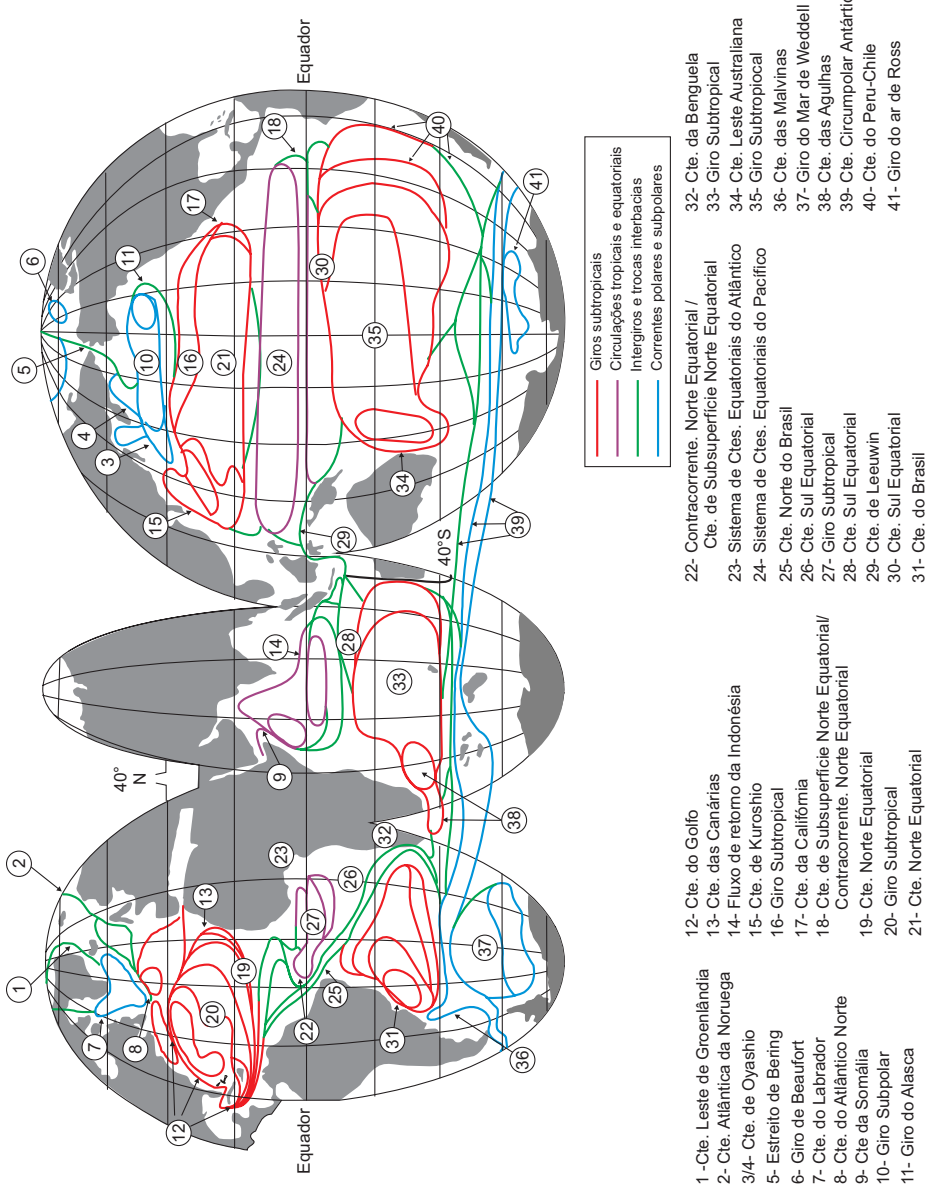


Figura 7.9 Circulação gerada pelo vento na camada superior dos oceanos (0-1.000 m). As feições principais são: 1) os giros subtropicais, que são circulações anticiclônicas; 2) Corrente Circumpolar Antártica, que é uma corrente que flui para oeste, em torno do continente Antártico e, portanto, só ocorre no HS; 3) os giros polares apenas no HN que são circulações ciclônicas, e 4) correntes equatoriais zonais, que seguem linhas da mesma latitude nas proximidades do Equador.
[Fonte: TALLEY et. al., 2011].

Uma análise mais detalhada dos giros subtropicais mostra que esses giros não são simétricos (Fig. 7.10). O empilhamento de água é deslocado para o lado oeste da bacia oceânica. Isso ocorre por causa da rotação da Terra. Como a Terra se move de oeste para leste, a água é imprensada contra o lado oeste dos oceanos. No caso do Atlântico Sul, a água é imprensada contra a América do Sul. Consequentemente, o gradiente de pressão é maior (elevação mais íngreme) no contorno oeste. Como a corrente geostrófica é proporcional ao gradiente de pressão, a corrente no contorno oeste é bem mais intensa do que a corrente do lado leste da bacia. Outra maneira de entender essa intensificação da corrente de contorno oeste é imaginar que o mesmo volume de água que flui para norte tem que retornar para sul, através de um conduto bem mais estreito no lado oeste. Isso faz com que o fluxo (corrente) acelere, ou seja, se torne mais intenso. A intensificação das correntes de contorno oeste está associada ao conceito de conservação de momento angular.

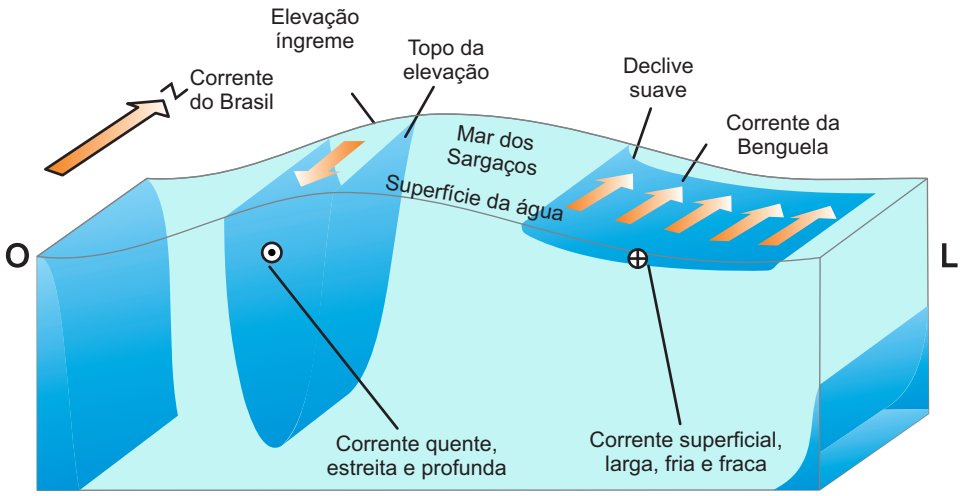


Figura 7.10 Assimetria dos giros subtropicais. Em todo o Oceano a corrente no lado oeste é estreita, profunda e intensa. Em contraste, a corrente no lado leste é larga, rasa e fraca. [Fonte: Garrison, 2008].

4 O Giro Subtropical do Atlântico Sul

O giro subtropical do Atlântico Sul é constituído pela Corrente do Brasil (corrente de contorno oeste), a Corrente do Atlântico Sul (corrente transversal na porção sul do giro), a Corrente de Benguela (corrente de contorno leste) e, finalmente, a Corrente Sul Equatorial (corrente transversal na porção norte do giro) (Fig. 7.11).

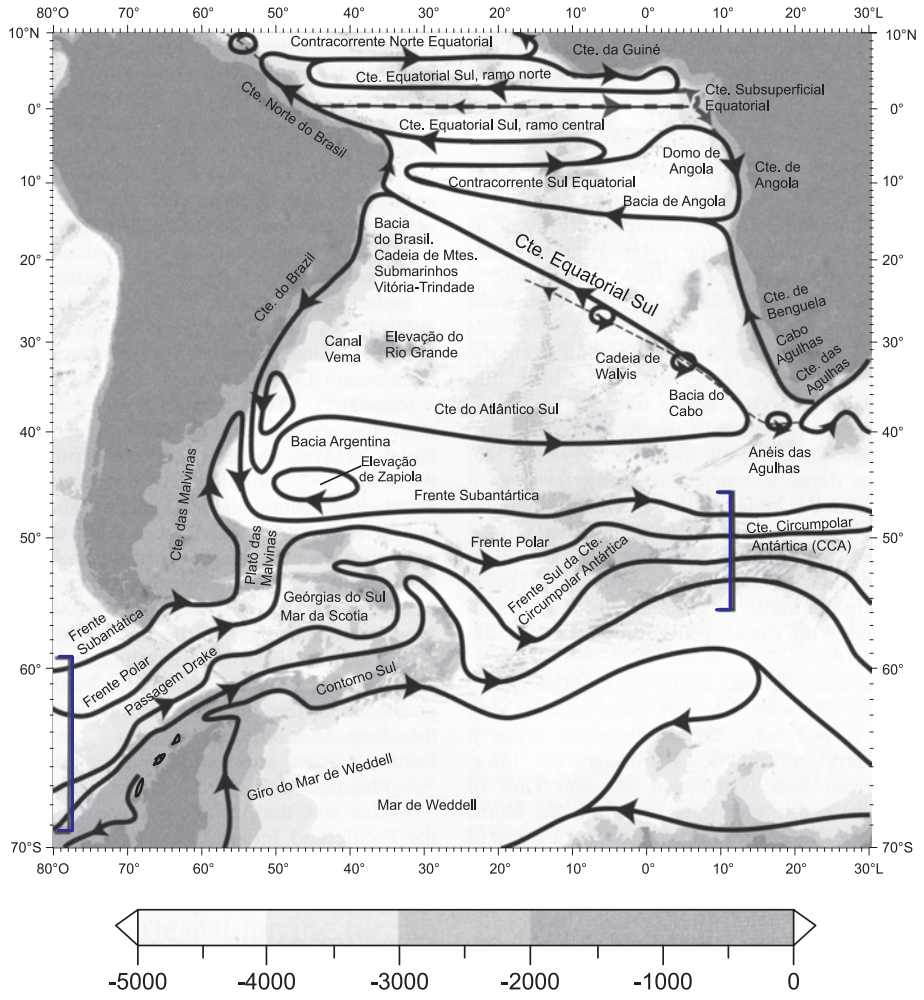


Figura 7.11 Giro subtropical do Atlântico Sul. [Fonte: TALLEY et. al., 2011].

A Corrente do Brasil é a corrente de contorno oeste do Atlântico Sul. É uma corrente intensa, com velocidades da ordem de 0,5 m/s. Porém, é uma corrente fraca, quando comparada a outras de contorno oeste do HN, como a Corrente do Golfo, no Atlântico Norte, e a Corrente do Kuroshio, no Pacífico Norte, que podem chegar a velocidades de até 2 m/s. A Corrente do Brasil se intensifica e aprofunda à medida que flui para sul, até se encontrar com a Corrente das Malvinas, que vem do sul. A esse encontro dá-se o nome de Confluência Brasil-Malvinas (FIG. 7.12a). É interessante notar que, associada à corrente de contorno oeste, há uma região de recirculação no giro. Ambas as correntes dão origem à Corrente do Atlântico Sul, que flui em direção ao continente africano. Chegando próximo ao continente, encontram águas vindas do Oceano Índico, trazidas pela Corrente das Agulhas, para então formar a Corrente de

Benguela, que é a corrente de contorno leste do Atlântico Sul. Como todas as correntes de contorno leste, esta é fraca, mais rasa e larga. A Corrente de Benguela flui para noroeste e torna-se a Corrente Sul Equatorial, que, por sua vez, flui em direção ao continente sul-americano. Ao se aproximar da costa essa corrente se bifurca, dando origem à Corrente do Brasil, que flui para sul, e as correntes Norte do Brasil de superfície e subsuperfície, que fluem para norte. As correntes envolvidas no giro têm um papel importante no clima, na distribuição da fauna e nos seus ciclos migratórios. As correntes de contorno oeste geralmente transportam águas quentes dos trópicos para as regiões de latitudes mais altas, enquanto as correntes de contorno leste levam águas mais frias para os trópicos. Como resultado, há um transporte de calor dos trópicos (onde há excesso de calor) em direção a latitudes mais altas (onde há déficit de calor). O efeito líquido desse processo é amenizar as diferenças de temperatura entre as regiões tropicais e as regiões de altas latitudes (minimizar os gradientes).

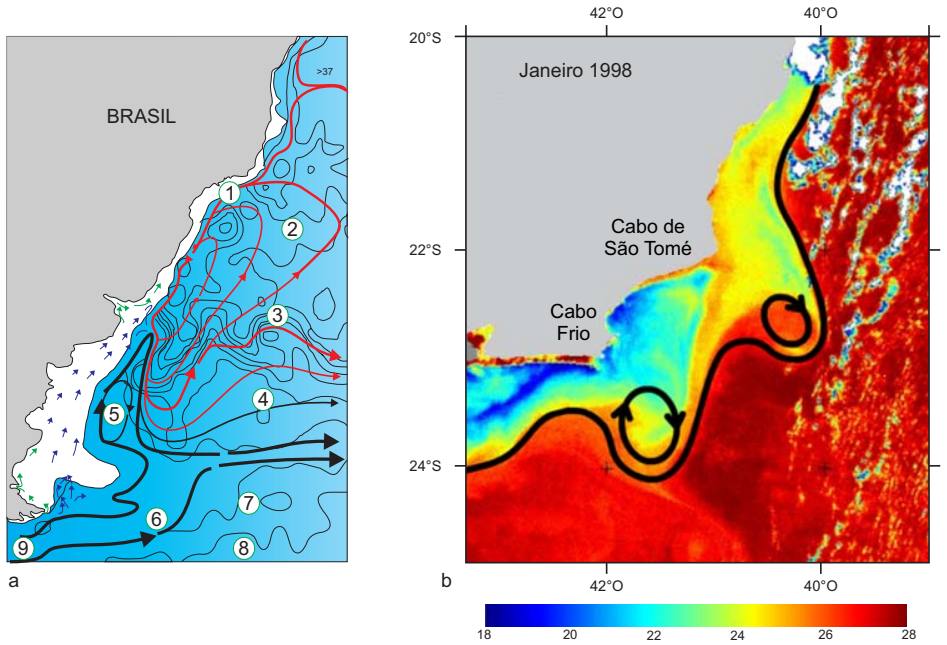


Figura 7.12 Encontro das correntes do Brasil e das Malvinas na região sul da América do Sul, chamada de Confluência Brasil-Malvinas; (a) Meandramento da Corrente do Brasil na costa sudeste do Brasil (b) e seus anéis, superposta à imagem de satélite de temperatura da superfície do mar (em °C) [Fonte: (a) adaptado de Piola e Matano, 2001 e (b) cortesia de Dr. J. A. Lorenzzetti, INPE, Brasil].

É bom salientar que esta é uma visão média. As correntes nos oceanos são bem mais variáveis. A Corrente do Brasil não flui em linha reta e sim com um traçado sinuoso, formando meandros, conforme mostra a Figura 7.12b. Esses meandros podem exibir uma curvatura tão grande a ponto de se desprenderem da própria corrente e formarem vórtices. Vórtices são anéis que giram em torno de si mesmos,

aprisionando águas com características diferentes de salinidade e temperatura. Neste caso específico da Corrente do Brasil, os vórtices propiciam a mistura de águas quentes da Corrente do Brasil com águas mais frias da plataforma continental brasileira.

Outra região do Atlântico Sul com alta incidência de vórtices é a região da retroflexão das Agulhas (FIG. 7.13). A Corrente das Agulhas é a corrente de contorno oeste do Oceano Índico. Essa corrente flui para o extremo sul do continente africano e quando este acaba entra no Oceano Atlântico, mas logo em seguida retorna ao Oceano Índico. Essa volta acaba gerando o desprendimento de vários vórtices, que se propagam para dentro do Atlântico Sul. Como esses vórtices aprisionam águas do Oceano Índico, que são mais quentes e salinas, eles são responsáveis por um transporte de calor e sal para o Atlântico. A esse fenômeno de entrada de águas quentes e salinas no Atlântico provenientes da retroflexão da Corrente das Agulhas é dado o nome de **Vazamento das Agulhas**.

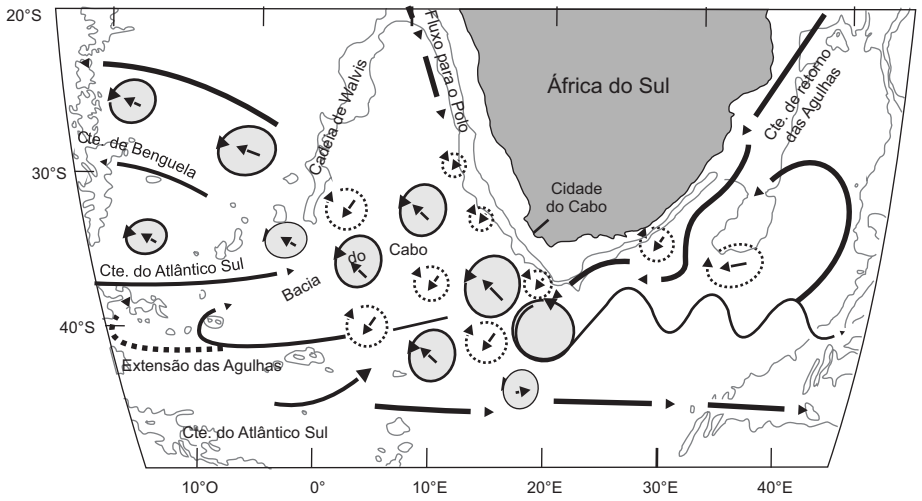


Figura 7.13 Retroflexão da Corrente das Agulhas, que é a corrente de contorno oeste do Oceano Índico. Vários vórtices são gerados na retroflexão e propagam-se para o Atlântico Sul, com águas quentes e salinas do Índico. O processo de entrada de águas do Índico no Atlântico é chamado de Vazamento das Agulhas. [Fonte: RICHARDSON, 2007].

5 RESSURGÊNCIA E SUBSIDÊNCIA

As correntes horizontais geradas pelo vento na camada de Ekman de superfície podem induzir movimentos verticais. Quando esse movimento é de ascensão de águas de subsuperfície para a superfície, dá-se o nome de ressurgência (*upwelling*); quando é de cima para baixo, chama-se de subsidência (*downwelling*). Geralmente as

águas de subsuperfície são frias e ricas em nutrientes. Portanto, a ressurgência traz as águas ricas em nutrientes para a zona eufótica (camada superior do Oceano), que recebe a radiação solar (Capítulo 5: Propriedades Físicas da Água do Mar), essencial para a produtividade primária, base da cadeia alimentar nos oceanos. Por esse motivo, áreas de ressurgência são de alta produtividade biológica (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos).

Ressurgência pode ocorrer em regiões costeiras (preferencialmente onde a plataforma continental é estreita) ou ao longo do Equador. A ressurgência costeira ocorre quando o vento sopra paralelo à costa, causando um movimento horizontal da costa em direção ao mar aberto (Fig. 7.14a). Se a água é continuamente retirada da costa na horizontal, deve haver uma reposição. Esta vem de águas de subsuperfície, o que gera o movimento vertical de ascensão de água. Veja que isso é decorrente de um princípio físico muito importante, denominado conservação de massa (matéria). A água, ao ser retirada da costa, deve ser reposta para restabelecer o equilíbrio. Saindo massa do sistema por um lado, tem que entrar massa por outro lado. Neste caso, sai horizontalmente e entra verticalmente.

Observando a circulação atmosférica geral (Fig. 7.6), podem-se encontrar as condições propícias à geração de ressurgência nas costas lestes dos oceanos subtropicais. Nessas áreas, ventos intensos sopram paralelos à costa, de tal forma que o transporte de Ekman na camada superficial é da costa em direção ao oceano aberto (à esquerda no HS e à direita no HN). Por isso, as regiões das correntes de Benguela e das Canárias no Atlântico e das correntes do Peru e da Califórnia no Pacífico são regiões de intensa ressurgência e, portanto, bastante produtivas biologicamente. Como a costa do Brasil está no lado oeste do Oceano Atlântico Sul, não existem essas grandes áreas de ressurgência intensa. Porém, em alguns pontos, ao longo da costa, ocorrem situações propícias à ressurgência. A mais conhecida é a de Cabo Frio (RJ), local onde a ressurgência de águas frias justifica o nome do acidente geográfico. A Figura 7.12 mostra que as águas nessa região são 10 °C mais frias do que as águas da Corrente do Brasil. Cabo de São Tomé (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC) são outros pontos da costa onde pode ocorrer ressurgência, porém bem mais fraca e de menor duração.

Ressurgência também pode ocorrer próximo ao Equador. Isso porque, no HN, os ventos alísios são de nordeste, e como o transporte líquido de Ekman é 90° à direita do vento, direciona-se para noroeste (Fig. 7.14b). Ao mesmo tempo, no HS, os ventos alísios são de sudeste e o transporte de Ekman é para sudoeste (90° à esquerda do vento). Como consequência, a água é retirada do Equador em ambos os hemisférios. Da mesma forma que para a ressurgência costeira, a massa tem que ser conservada. Então, águas de subsuperfície ascendem para compensar essa retirada de água na horizontal (divergência horizontal). Esse processo ocorre em todos os oceanos e é chamado de ressurgência equatorial. A ressurgência é particularmente forte no lado

leste do Equador. Por isso é possível identificar o que se conhece como línguas de água fria na região equatorial leste do Oceano.

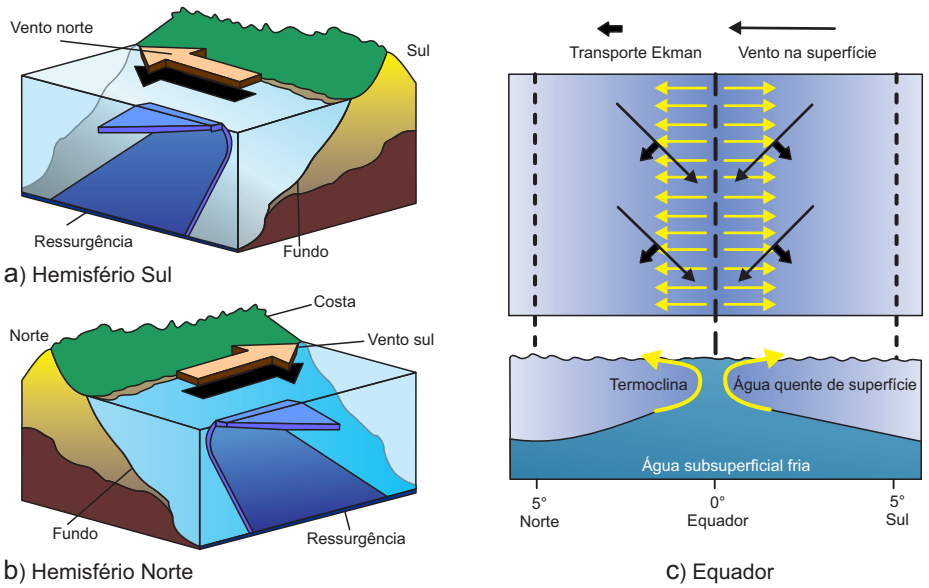


Figura 7.14 Ressurgência: (a) Ressurgência costeira no HS; (b) Ressurgência costeira no HN; (c) Ressurgência equatorial vista no plano horizontal e num corte vertical. [Fonte: <http://oceanmotion.org/>].

Próximo ao equador, em todos os oceanos, existe um sistema de correntes zonais que também são forçadas pelo vento. Esse sistema é constituído por várias correntes. A principal delas é a Corrente Equatorial de Subsuperfície (CES) (Fig. 7.9 e 7.11). Como o próprio nome diz, é uma corrente de subsuperfície que flui de oeste para leste ao longo do Equador. Geralmente pode ser encontrada entre as profundidades de 50 m e 400 m e pode atingir velocidades de até 1,5 m/s. Fisicamente, sua existência pode ser explicada pelos ventos alísios. Os ventos alísios sopram de leste para oeste, empilhando água ao longo do Equador no lado oeste do Oceano. Isto cria um gradiente de pressão (rampa) de leste para oeste. O fluido tenta voltar de oeste para leste, mas não consegue em superfície, contra o vento. Então, esse fluxo de retorno tem que ser em subsuperfície. No entanto, esse fluxo de retorno não sofre a deflexão de Coriolis, já que ela é nula no Equador. Portanto, a corrente volta alinhada com o gradiente de pressão ao longo do Equador, porém contra o gradiente de oeste para leste, mas em subsuperfície. É interessante notar que, por causa dos alísios, a água empilhada no oeste do Oceano é retirada do lado leste. Isto amplifica a ressurgência equatorial no

lado leste e elimina a ressurgência do lado oeste. Isto pode ser entendido da seguinte maneira: no lado oeste, há empilhamento de águas quentes superficiais acompanhado por subsidência; e no lado leste, ocorre retirada de água superficiais quentes acompanhada de ressurgência de águas frias (Fig. 7.15a). Como resultado, a termoclina é funda do lado oeste e rasa do lado leste. Em superfície, verifica-se o que se conhece como piscina de água quente no lado oeste e língua de água fria no lado leste dos oceanos equatoriais. Essas feições são evidentes na Figura 7.15b para o Atlântico Tropical. No lado oeste, podem-se encontrar águas com temperaturas acima de 28 °C e, no lado leste, abaixo de 26 °C.

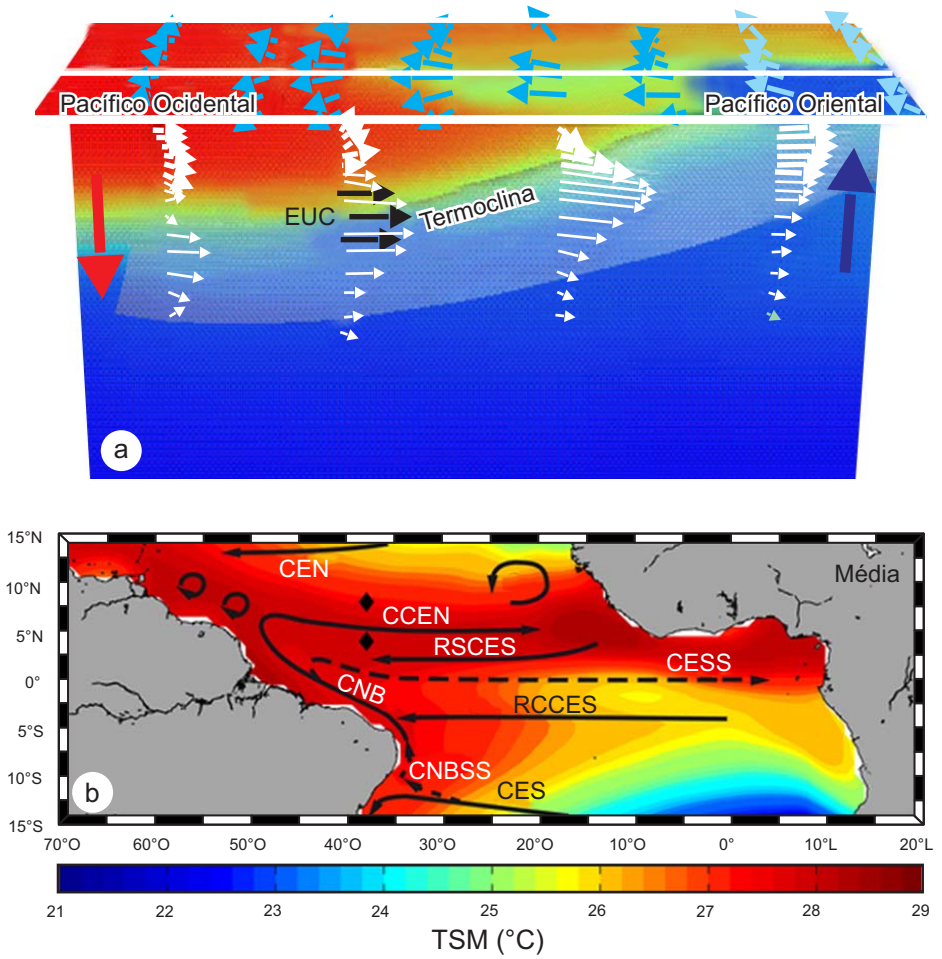


Figura 7.15 Circulação equatorial: (a) Os ventos alísios causam uma divergência de água da região tropical na camada superficial (setas azuis) e (b) Temperatura da superfície do mar (°C) média para o período 1992-2009. Sobreposto encontra-se o esquema de correntes equatoriais em superfície (linhas sólidas) e em subsuperfície (linhas tracejadas).
[Fonte: Hormann et al., 2012].

6 Circulação Geral das Camadas Profundas do Oceano

A circulação oceânica é geralmente separada nas componentes geradas pelo vento e termo-halina apenas para fins didáticos. Na realidade essas circulações estão superpostas uma a outra. Como dito anteriormente, a circulação termo-halina é dominante nas camadas mais profundas, enquanto a circulação gerada pelo vento é dominante nas camadas superiores. A circulação termo-halina é aquela que resulta de variações na densidade da água do mar, que, por sua vez, estão associadas a ganhos ou perdas de calor e sal.

A densidade da água do mar é função da temperatura, salinidade e pressão. Como a água é praticamente incompressível, ou seja, não pode ser comprimida, o efeito da pressão na densidade da água pode ser ignorado. À medida que a temperatura aumenta, a densidade da água do mar diminui, e à medida que a salinidade aumenta, a densidade também aumenta. Portanto, a densidade é inversamente proporcional à temperatura e diretamente proporcional à salinidade (ver Capítulo 6: Propriedades Físicas da Água do Mar). A água do mar pode ganhar calor da atmosfera e tornar-se menos densa, ou perder calor para a atmosfera e tornar-se mais densa. Pode receber água doce proveniente de chuvas, descarga de rios ou derretimento de gelo, tornando-se menos salina e, consequentemente, menos densa. Por outro lado, a água do mar pode ainda evaporar e tornar-se mais salina e, portanto, mais densa. Fica evidente que os processos que modificam a densidade da água do mar ocorrem próximo à superfície, onde há contato com a atmosfera.

Na natureza, águas mais densas (mais pesadas) ficam em camadas mais profundas e águas menos densas ficam em camadas menos profundas. Essa estratificação é estável. Geralmente, em regiões polares, a água do mar na superfície resfria consideravelmente no inverno, perdendo calor para a atmosfera gélida e se tornando bastante densa. Com isso, afunda até encontrar uma profundidade onde as águas na vizinhança tenham a mesma densidade. A partir desse ponto flui horizontalmente, acima de águas mais densas e abaixo de águas menos densas. Esses movimentos, gerados por mudanças na densidade da água são bastante lentos, quando comparados com as correntes geradas pelo vento.

Depois que afundam, as águas perdem o contato com a atmosfera e mantêm praticamente constante suas características de temperatura e salinidade. Pode-se dizer que suas propriedades são conservadas. Isso é extremamente importante, porque permite caracterizar, com pares de valores de temperatura e salinidade, corpos de grande volume de água, formados em regiões distintas do globo, chamados massas de água. É bom salientar que as características de temperatura e salinidade das massas de água mudam à medida que se espalham no Oceano, devido aos processos de mistura e difusão entre diferentes massas de água. Geralmente as massas de água podem ser caracterizadas, por um intervalo específico de valores de temperatura e salinidade, em um diagrama T-S (Fig. 7.16a), em vez de por um único par de valores.

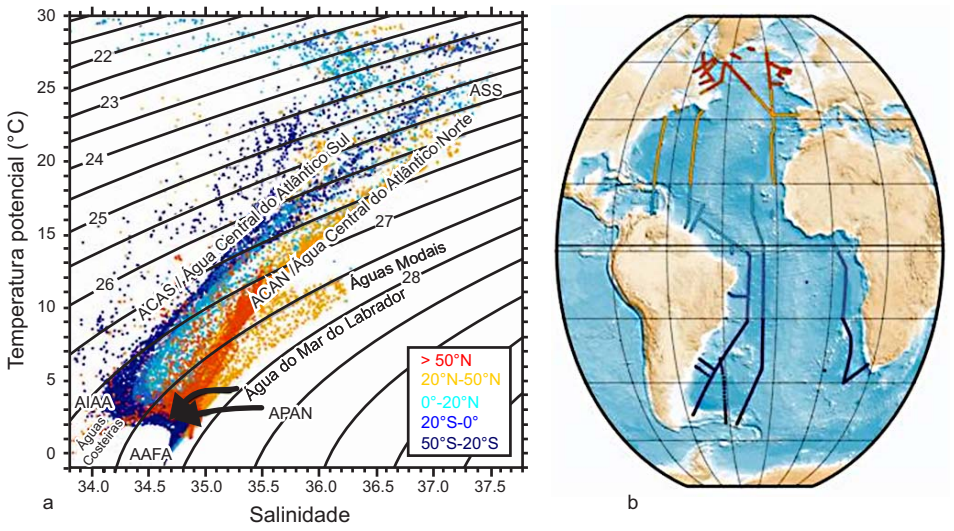


Figura 7.16 Diagrama T-S: (a) Temperatura potencial (ºC) salinidade de várias estações oceanográficas. Contornos curvos representam isolinhas de densidade potencial referente à superfície; e (b) Mapa da localização das estações com o código de cores associado com a o diagrama T-S, indicando latitudes diferentes das estações. [Fonte:Talley et. al., 2011].

Por ser lenta e profunda, a velocidade da circulação termo-halina é muito difícil de ser medida diretamente (velocidades menores que 1 cm/s ou 10^{-2} m/s). Como as massas de água conservam suas características de temperatura e salinidade, mais fáceis de serem medidas, esses parâmetros são usados para classificar os diferentes tipos de massas de água, em quatro grandes grupos, de acordo com a posição na coluna de água: 1) águas profundas ou de fundo (mais densas); 2) águas intermediárias; 3) águas centrais, e 4) águas de superfície (menos densas). De todos os Oceanos, o Atlântico é o que apresenta o mais complexo sistema de massas de água, motivo pelo qual será descrito a seguir em detalhes.

7 Massas de Água do Oceano Atlântico

A massa de água mais densa no Atlântico é a **Água Antártica de Fundo do Atlântico** (AAFA), gerada no Mar de Weddell, na Antártica, durante o inverno, quando a água se resfria e o gelo é formado. No processo de formação de gelo, os sais da água do mar são expulsos, fazendo com que a água se torne ainda mais salina e, portanto, mais densa. Por ser densa, a AAFA afunda até o assoalho oceânico e espalha-se para norte, podendo atingir 40° N. Seções longitudinais de temperatura e salinidade podem ajudar a ver a distribuição das massas de água no Atlântico (Fig. 7.17). Geralmente, a AAFA ocupa as camadas entre 3.000 m e o fundo oceânico. No diagrama T-S é representada por valores mínimos de temperatura. Já a **Água Profunda do Atlântico Norte** (APAN) é formada em dois locais distintos – perto da Groenlândia,

no Mar do Labrador, e no Mar da Noruega. Nesses locais, ventos intensos, frios e secos retiram calor da atmosfera por condução e evaporação. A produção de APAN é tão intensa que ela é a maior massa de água em volume no Atlântico. Ao afundar, essa massa de água flui para o sul, próximo ao fundo oceânico, mas quando encontra com a AAFA, flui acima da mesma, por ser menos densa, ocupando geralmente profundidades entre 1.000 e 4.500 m. A APAN é caracterizada por um máximo de salinidade para águas mais frias de fundo.

A principal água intermediária do Atlântico é a **Água Intermediária Antártica do Atlântico** (AIAA). Essa massa de água é formada por advecção vertical de água subantártica superficial, menos salina na zona subantártica, e flui para norte, sobre a APAN, podendo chegar até 20° N. Na seção longitudinal de salinidade (Fig. 7.17a), a AIAA aparece como uma língua de água de baixa salinidade, entre 500 e 1.200 m, dependendo da latitude em que se encontra no Atlântico. Por essa razão, é caracterizada como um mínimo de salinidade no diagrama T-S. É a água menos salina do Atlântico.

Como visto anteriormente, as correntes de contorno leste dos giros subtropicais transportam águas de regiões de latitudes mais altas para regiões tropicais. No caso do Atlântico Sul, trata-se da Corrente de Benguela, transportando água para norte. Ao transportar águas frias para os trópicos, essas águas afundam e fluem em subsuperfície, por serem mais densas do que as águas de superfície mais tropicais. São chamadas de águas centrais e constituem a termoclina dos giros subtropicais. Por estarem em regiões subtropicais áridas, sofrem também intensa evaporação, o que as torna mais salinas e, portanto, mais densas. No diagrama T-S, são representadas por uma reta, por apresentarem um intervalo maior de valores de salinidade e temperatura. Essas águas são caracterizadas como salinidade máxima. No Atlântico Sul ocorre a **Água Central do Atlântico Sul** (ACAS) e no Atlântico Norte a **Água Central do Atlântico Norte** (ACAN). Acima das águas centrais, encontram-se as águas tropicais de superfície, que são quentes e, consequentemente, menos densas.

É bom salientar que existem outras categorias de massas de água que não foram descritas aqui. Vale a pena citar as massas de água modais, que podem ser encontradas nas regiões de recirculação das correntes de contorno oeste em todos os oceanos. No Atlântico Sul, um exemplo é **a Água Modal do Atlântico Sul Subtropical** (AMASS), que se forma durante o inverno pelo resfriamento e, consequentemente, pelo adensamento das águas da camada de mistura na porção sul do giro subtropical. A AMASS espalha-se por baixo da ACAS. No Atlântico Norte, as águas modais são formadas em grandes volumes, pois o resfriamento de inverno é mais intenso que no HS. As principais são a **Água Modal do Atlântico Norte Subtropical** (conhecida na literatura apenas como AM) e a **Água Modal Subpolar** (AMSP).

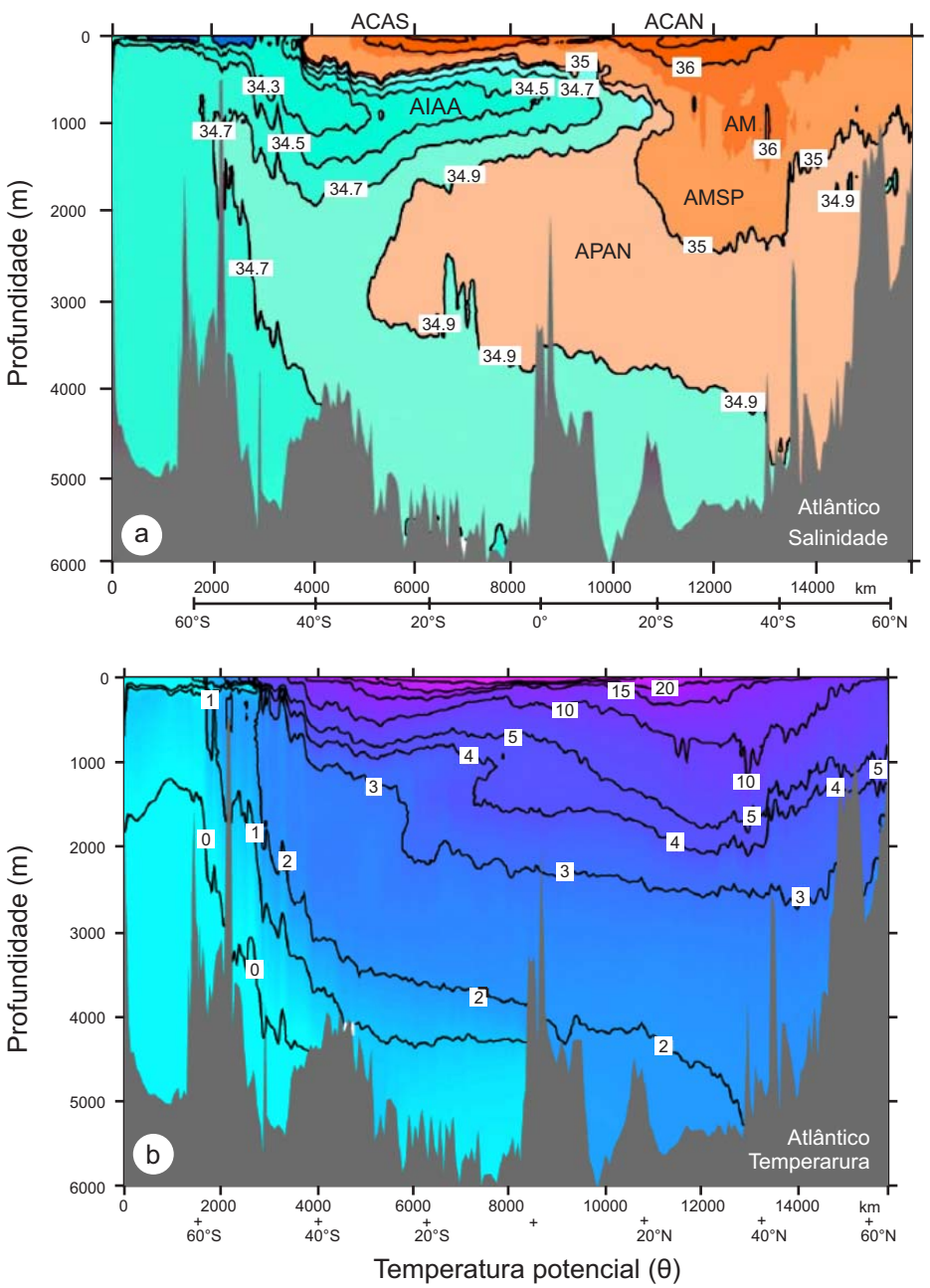
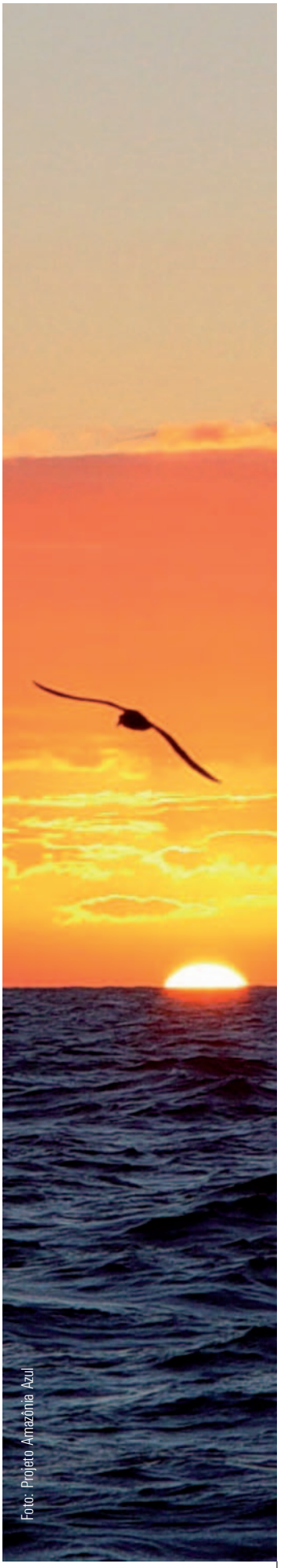


Figura 7.17 (a) Localização das principais massas de água do Atlântico, usando uma seção meridional de salinidade, ao longo de 20-25° W, em função da profundidade. As siglas das massas de água podem ser encontradas no texto. (b) Seção meridional de temperatura potencial em função da profundidade para as mesmas estações. [Fonte: Talley et. al., 2011].

8 Circulação Termo-Halina Meridional

Como dito anteriormente, esta circulação profunda está conectada com a circulação superior gerada pelo vento, através de uma circulação global que age como uma esteira (*conveyor belt*). É chamada também de Célula de Revolvimento Meridional (*Meridional Overturning Circulation,* MOC). A Figura 7.18a mostra uma visão simplificada dessa circulação. Grandes quantidades de água resfriam-se e afundam no Atlântico Norte (APAN) e fluem para sul, em camadas profundas. Na sequência, saem do Atlântico, espalham-se com a Corrente Circumpolar Antártica e entram no Oceano Índico e Pacífico, como um fluxo de águas profundas e de fundo. Nesses oceanos, ressurgem lentamente e são aquecidas em contato com a atmosfera, saindo, posteriormente, para o Atlântico, e fluindo para norte, em superfície, para compensar a formação de grandes quantidades de APAN no Atlântico Norte (Fig. 7.18b). As águas vindas do Pacífico entram no Atlântico através da Passagem de Drake, na forma da Corrente das Malvinas e da Corrente Circumpolar Antártica (Fig. 7.12). Já as águas vindas do Índico entram no Atlântico através da Retroflexão das Agulhas (Vazamento das Agulhas, Fig. 7.13). Esses dois caminhos distintos de formação das águas, que vão alimentar a formação da APAN no Atlântico Norte, são chamados de rota de águas frias do Pacífico e de rota de águas quentes do Índico. Isso porque as águas do Oceano Índico são bem mais quentes e salinas do que as águas do Pacífico. A rota mais importante é a de águas quentes, responsável por aproximadamente dois terços do total que entra no Atlântico Sul. Portanto, as águas transportadas pela Corrente de Benguela são quentes e não frias, como ocorre com as correntes de contorno leste dos outros oceanos. Isso tem uma consequência curiosa para o Oceano Atlântico Sul, que é o único oceano em que o transporte de calor resultante é em direção aos trópicos, ao invés de ser em direção aos polos. Mas esse calor não fica nos trópicos: segue para o Atlântico Norte.

A velocidade com que essa circulação global se move é ditada pela taxa de formação da APAN no Atlântico Norte. Mudanças climáticas, que causam o derretimento de grandes quantidades de gelo no Ártico, podem causar diminuição da salinidade, o que dificultaria a formação da APAN (águas menos salinas congelam-se antes de ficarem densas o suficiente para afundar). Acredita-se que isso geraria uma desaceleração da MOC, com consequências sérias para o clima global, pois diminuiria o transporte de calor dos trópicos para os polos.


Foto: Projeto Amazônia Azul

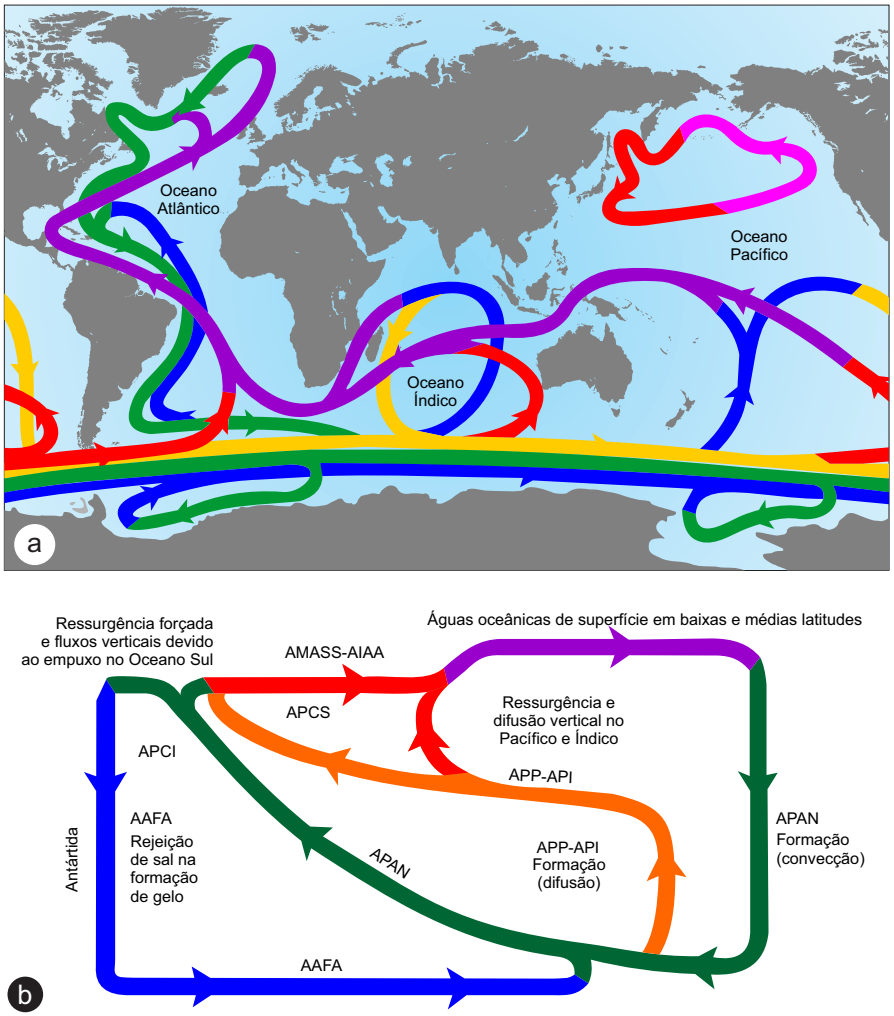


Figura 7.18 Circulação termohalina global: (a) Esquema tridimensional simplificado da Célula de Revolvimento Meridional, e (b) Esquema bidimensional simplificado da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico. [Fonte: Talley et. al., 2011].



CAPÍTULO 8

ONDAS

Elisa Helena Leão Fernandes, Osmar Olinto Möller Junior e Débora Copstein Cuchiara

1 INTRODUÇÃO

As ondas, apesar de serem comumente observadas no nosso cotidiano – por exemplo, a perturbação provocada por uma pedra que cai na água (onda mecânica), o movimento das cordas de uma guitarra (onda mecânica), o som (onda mecânica) ou a luz (onda eletromagnética) – são de difícil definição direta. Para um melhor entendimento, é necessário ressaltar a diferença entre dois conceitos da física clássica: a **partícula**, que é uma concentração de massa capaz de transportar energia, e a **onda**, que é uma perturbação que se propaga, acompanhada por transferência de energia, sem que haja deslocamento de partículas. Pode-se então definir uma onda como uma perturbação ou oscilação que se propaga no tempo e no espaço, acompanhada por transferência de energia, sem que ocorra um deslocamento de partículas.

O foco, neste capítulo, são as ondas superficiais, que são deformações que ocorrem na interface entre dois corpos fluidos quaisquer. O tipo de onda superficial mais familiar é aquela que ocorre na interface entre a atmosfera e o oceano, onde as partículas de água são deslocadas da sua posição de equilíbrio e, para retornar a essa posição,



Foto: Wagner Villela Marroni

necessitam de uma força de restauração. Essa alternância entre deslocamentos e forças restauradoras estabelece o movimento oscilatório típico das ondas que, na sua forma mais simples, tem características senoidais (ou cossenoidais) e é denominado movimento harmônico simples. A Figura 8.1 resume alguns tipos de ondas superficiais, relacionando suas forças geradoras e restauradoras, seu período e sua variabilidade esquemática de energia.

As ondas superficiais aparecem divididas em ondas capilares (de pequeno período e dimensão), ondas de gravidade geradas por vento, ondas de longo período (tsunamis, ondas de tempestade, geradas por tempestades e terremotos), ondas de maré (ligadas à atração gravitacional do Sol e da Lua, com períodos de 12 a 24 horas) e ondas planetárias. O interesse aqui é dado pelas ondas superficiais de curto período (entre 1 e 30 s). Neste capítulo, serão abordadas suas características principais, seus processos de geração e propagação e seu comportamento (e alterações resultantes) ao se deslocar de águas profundas para águas rasas.

Cabe ainda salientar que o conhecimento do comportamento das ondas de uma região e a capacidade de previsão do estado de agitação marítima é importante pelo fato de que várias atividades ligadas ao mar, tais como esportivas, navais e portuárias (segurança para a praticabilidade do porto, transbordo de navios, condições para a navegação e outras) são fortemente influenciadas pelo estado do mar.

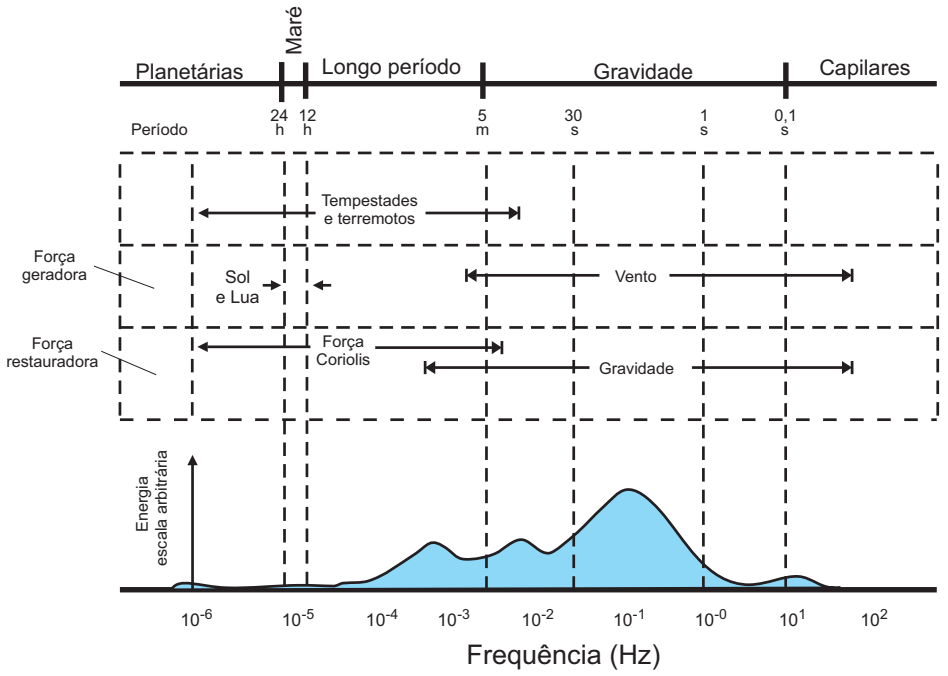


Figura 8.1 Tipos de ondas de superfície, relacionando forças geradoras e restauradoras, período e variabilidade esquemática de energia com a frequência (Hz: ciclo por segundo). [Fonte: Kinsman, 1965].

Em especial, as zonas costeiras são influenciadas por agentes oceânicos, atmosféricos e continentais, motivo pelo qual estão entre as áreas mais atingidas diretamente pelo aumento do nível do mar, exposição a eventos extremos, elevação da temperatura superficial do mar e acidificação do Oceano. Alterações na intensidade, na distribuição espacial dos grandes sistemas meteorológicos (por exemplo, ciclones extratropicais, tempestades tropicais) ou na climatologia de ventos produzem efeitos mais significativos sobre o Oceano e os corpos de água costeiros, gerando ondas e induzindo circulações de massas de água em várias escalas temporais e espaciais. As ondas provocam o transporte de sedimentos, alterando a morfologia das praias, produzem esforços sobre estruturas e afetam a navegação. Também merece destaque a interação entre ondas e correntes e suas consequências sobre a morfologia de embocaduras fluviais, o transporte de sedimentos de fundo, a movimentação de manchas de óleo e a dispersão de poluentes.

Por outro lado, considerando a importância das ondas em maior escala, os oceanos podem ser encarados como uma fonte limpa e inesgotável de energia renovável, que ainda é pouco explorada (ver Capítulo 14: Recursos Marinhos Não-Vivos) Ao longo de toda a costa brasileira, composta por grande diversidade de características geomorfológicas e oceanográficas, existem pontos onde a energia das ondas pode ser explorada, contribuindo efetivamente para a melhoria da qualidade da matriz energética nacional.

2 Descrição das Ondas

Uma onda é descrita por parâmetros que definem sua forma e por características decorrentes da sua geração, propagação e modificação em direção à costa. A partir do corte lateral de uma frente de onda propagando-se em uma única direção e um plano médio de nível da água, alguns parâmetros utilizados para descrever as ondas são mostrados na Figura 8.2.

A crista é o nível máximo atingido pela passagem de uma onda, enquanto a cava (ou cavado) é o nível mínimo. A elevação (η) representa a definição física de uma onda como sendo uma perturbação, oscilante no espaço e periódica no tempo, em relação a um plano de referência, sendo vista como uma anomalia em torno do nível médio. A altura (H) é a distância vertical medida entre uma crista e uma cava, e a amplitude (A) é a altura correspondente à metade dessa distância vertical. O comprimento de onda (L) representa a distância que a frente de onda percorre em um período, podendo também ser entendido como a distância entre duas cristas ou duas cavas sucessivas em um dado ponto fixo. O número de onda (K) é o inverso do comprimento de onda. O tempo decorrido entre a passagem de duas cristas ou cavas define o período (T), que é o inverso da frequência (f), que representa o número de ciclos que a onda realiza em um intervalo de tempo. A esbeltez (λ) indica a inclinação da onda que, por definição, é a altura dividida pelo comprimento. Entre os parâmetros aqui descritos, o único que não se altera durante a propagação de uma onda é o período, que representa uma espécie de assinatura da onda.

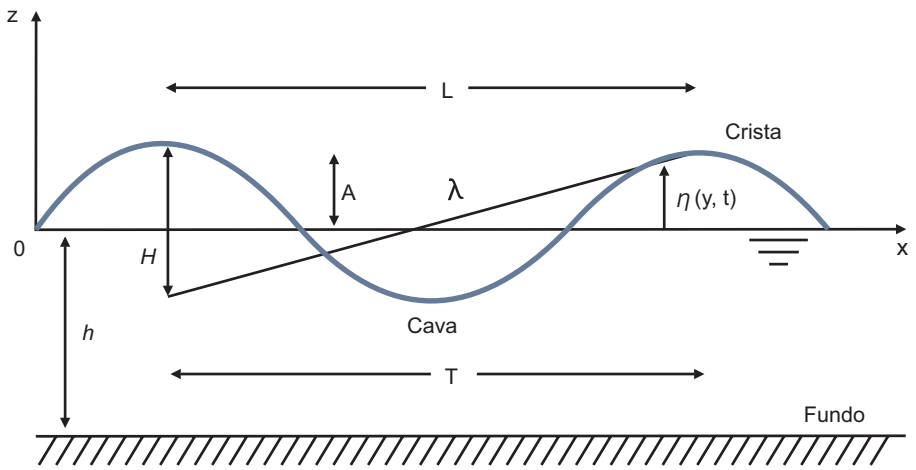


Figura 8.2 Vista lateral de uma onda se propagando através e ao longo de um meio material. h: profundidade do local; A: amplitude; L: comprimento da onda; λ: esbeltez; H: altura; T: período; η: elevação. [Fonte: Kundu e Cohen, 2002].

Os conceitos básicos da Física definem que a velocidade é dada pela relação entre a distância percorrida e o tempo do percurso. Se o comprimento de onda (L) for definido como a distância que a frente de onda percorre em um período (T), a velocidade de frente de onda, também chamada de celeridade da onda (C), é dada pela razão entre esses dois parâmetros (Equação 8.1):

$$C = \frac{L}{T} \quad \text{(Equação 8.1)}$$

O deslocamento vertical da superfície livre (η) de uma onda progressiva, cosseno em relação ao nível médio, dado em termos de tempo t e deslocamento x (para uma onda se propagando na direção x), será (Equação 8.2):

$$n_{x,t} = A\cos\left[2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right)\right] \quad \text{(Equação 8.2)}$$

Ou, de forma mais compacta:

$$n_{x,t} = A\cos(kx - \bar{w}t) \quad \text{(Equação 8.3)}$$

onde:

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad \text{é o número da onda} \quad \text{(Equação 8.4)}$$

$$w = \frac{2\pi}{T} \quad \text{é a fase da onda} \quad \text{(Equação 8.5)}$$

Na Equação 8.3, o argumento da função cosseno:

$$(kx - \bar{w}t) \quad \text{é a fase da onda} \quad \text{(Equação 8.6)}$$

que varia de 0 a 2π e corresponde à distância entre duas cristas ou duas cavas sucessivas, ou o tempo decorrido entre a passagem de duas cristas de ondas, num determinado ponto fixo.

A velocidade de fase da onda (C) mantém-se constante, ou seja, não varia no tempo, e é definida como a velocidade com que um ponto fixo se desloca.

Pela Teoria de Airy[1], ou teoria linear, também chamada de pequena amplitude, aplicável desde que a amplitude das ondas seja pequena em comparação com o comprimento das ondas e a profundidade local, a equação (Equação 8.7) da velocidade das ondas para condições de águas intermediárias é dada por:

[1] A Teoria de Airy proporciona uma descrição da propagação das ondas de gravidade sobre a superfície deu uma camada de fluido homogêneo.

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}\tanh 2\pi\frac{h}{L}}$$ (Equação 8.7)

onde g é a aceleração da gravidade e h é a profundidade do local. Como a velocidade varia com a tangente hiperbólica da razão h/L, quando $h/L \geq 1/2$, $\tanh 2\pi h/L \cong 1$ a Equação 8.7 pode ser simplificada para condições de águas profundas e de águas rasas, respectivamente. As equações de velocidade da onda resultantes e suas características quanto à forma da trajetória são apresentadas na Figura 8.3.

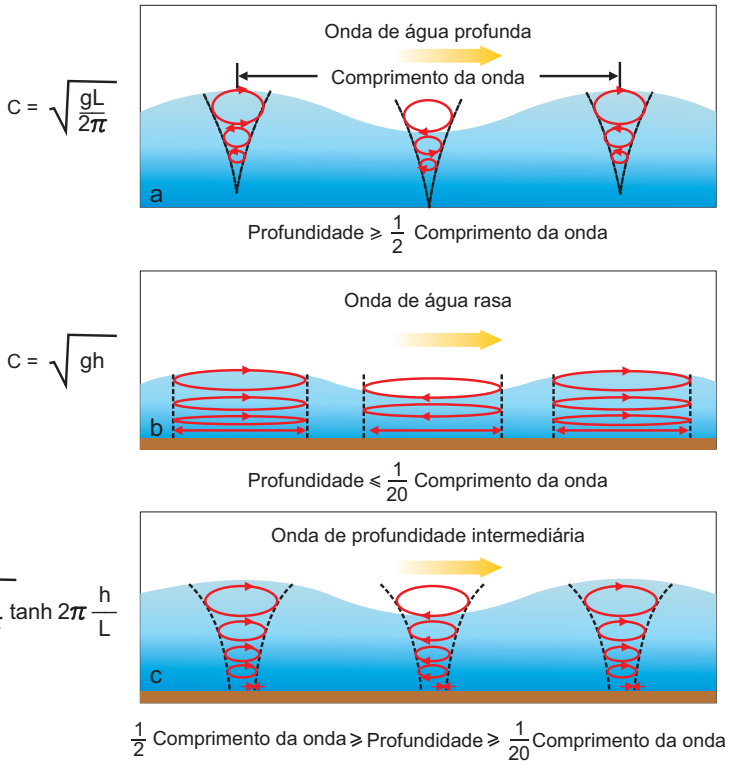


Figura 8.3 (a) Características das ondas curtas ou de águas profundas. As órbitas são circulares e o diâmetro decresce exponencialmente com a profundidade. Numa profundidade igual a meio comprimento de onda, o movimento orbital é praticamente nulo; (b) Características das ondas longas ou de águas rasas. As órbitas são elípticas, reduzindo-se a um movimento de vai-e-vem nas proximidades do fundo; (c) Características das ondas em águas de profundidades intermediárias. [Fonte: <http://www.indiana.edu/~g131/resources.html>].

A energia total contida em uma onda é o somatório da energia potencial, resultante do deslocamento vertical em torno da posição média, e da energia cinética, devido ao movimento orbital das partículas do fluido. De acordo com a teoria linear, as energias cinética e potencial componentes são iguais e a energia total ($E\tau$) por unidade de área é dada por (Equação 8.8):

$$E_T = \frac{1}{8}\rho g H^2 \quad \text{Equação 8.8}$$

onde ρ é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade e H é a altura da onda. A unidade da energia ($E\tau$) é dada em Joules por metro quadrado (J/m^2).

A potência da onda, também denominada de fluxo de energia, é definida como a taxa pela qual a energia total é transmitida no rumo de propagação, através de um plano perpendicular a esta, estendendo-se por toda a profundidade. Essa é uma importante informação para a determinação da potência disponível para extração de energia das ondas.

2.1 Geração e propagação das ondas

Tudo na Terra é controlado direta ou indiretamente pela energia do Sol, que disponibiliza uma fonte universal de força por meio do processo de fusão nuclear. Logo, toda a energia necessária para alimentar nosso clima também vem do Sol. O aquecimento desigual da superfície da Terra pelo Sol é a primeira etapa de uma rede de eventos que levam a tornados, tempestades, nevascas e depressões, que se formam no oceano e são responsáveis pelo surgimento das ondas.

A causa fundamental do nosso clima está baseada no fato de que a energia do Sol não aquece os polos e o Equador uniformemente (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica). O Equador está sempre mais quente do que os polos. Em contrapartida, a atmosfera está continuamente tentando compensar essa diferença, redistribuindo o calor na superfície da Terra e fazendo o ar mover-se através de um padrão de circulação, que os meteorologistas chamam de **Centros de Alta** e **Centros de Baixa Pressão**.

A forma como o ar transmite a sua energia para a água, dando origem às ondas, vem sendo discutida ao longo dos anos por vários pesquisadores, havendo consenso de que existem dois mecanismos envolvidos:

> **I.** A produção de ondas pequenas, a partir de um mar completamente liso, e o crescimento dessas ondas pequenas até atingir um limite máximo de tamanho e quebrar. As chamadas **ondas capilares** ocorrem no estágio inicial do processo de geração de onda, em que o mecanismo de transferência de energia do vento se inicia ainda com a superfície do mar em repouso, completamente liso e aproximadamente horizontal. O ponto-chave para explicar esse processo é que o vento não sopra completamente na horizontal todo o tempo. Ele apresenta variações rápidas e aleatórias em torno de um valor médio, que o fazem mover-se para cima e para baixo. Em determinadas situações, essas pequenas perturbações são suficientes para alterar o equilíbrio da água em um determinado ponto, onde o ar empurra a água para baixo, que acaba forçando outro ponto próximo para cima. Dessa forma, a

superfície da água que estava em repouso perde o equilíbrio e começa a apresentar pequenas ondas. Esse é o gatilho necessário para disparar outras reações entre o vento e a água, facilitando o fluxo de energia e permitindo que as ondas cresçam e continuem recebendo mais energia. A taxa de crescimento das ondas produzidas dessa forma apresenta comportamento linear, ou seja, elas crescem numa taxa constante ao longo do tempo.

A partir do momento em que as ondas capilares começam a existir, a superfície do mar torna-se ondulada, o que modifica o comportamento do ar sobre a superfície, produzindo vórtices turbulentos. As ondas crescem porque os vórtices aumentam a pressão sobre a cava e diminuem a pressão sobre a crista das ondas (Fig. 8.4). Enquanto o vento soprar sobre qualquer onda existente, o tamanho dos vórtices turbulentos aumentará, o que fará as ondas crescerem ainda mais, e assim sucessivamente. Esse mecanismo de crescimento acelerado tem comportamento não-linear, aumentando exponencialmente com o tempo. Nesse estágio, as ondas ainda são pequenas e causam pouca interferência com o vento. Entretanto, a partir de certo momento, as ondas produzidas já começam a ficar grandes o suficiente para "atrapalhar" o vento. Consequentemente, a superfície do mar terá certa rugosidade e estará pronta para a ação do segundo estágio da geração (segundo mecanismo).

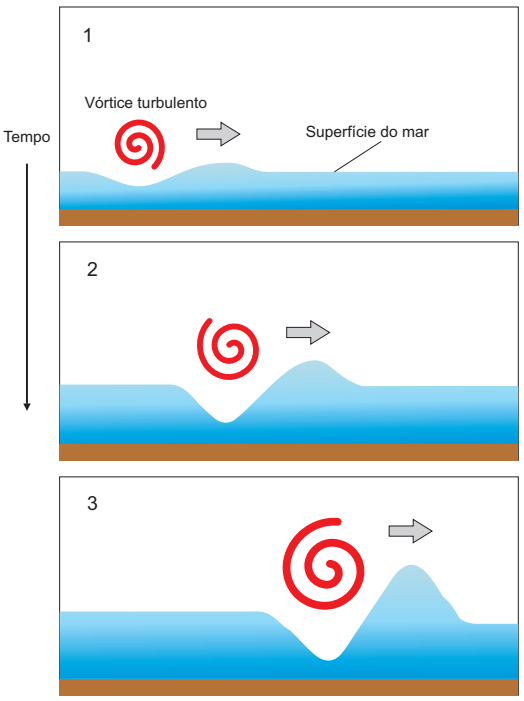


Figura 8.4 Crescimento exponencial de uma onda. Os vórtices turbulentos aumentam de tamanho ao mesmo tempo em que as ondas se deslocam, promovendo o crescimento da onda em taxa crescente. [Fonte: Butt e Russell, 2008].

II. No segundo estágio da geração, as correntes de ar propagam-se como se escoassem através de uma superfície rugosa, que começa a interferir na passagem do vento. As correntes de ar passam a encontrar certa resistência para vencer algumas cristas ou cavas da onda, iniciando então o processo de transferência de energia do vento para a superfície da água. Entretanto, as ondas não permanecem crescendo indefinidamente, enquanto o vento estiver soprando. Quando as ondas atingem uma determinada altura, um equilíbrio entre a força geradora (o vento) e a força restauradora (a gravidade) é atingido. Em outras palavras, o vento não pode continuar aumentando o tamanho das ondas, porque, com a ação da gravidade, uma porção elevada da superfície do mar é empurrada, forçando a água para baixo e provocando uma elevação do nível do mar na porção vizinha. Consequentemente, à medida que uma crista de onda está sendo forçada para baixo, uma porção de água próxima a ela eleva-se, o que provoca a propagação das ondas. Neste segundo momento, as ondas não são mais ondas capilares e passam a ser chamadas de **ondas de gravidade**.

O processo de transferência de energia do vento para o mar na forma de ondas demanda tempo e espaço. Em outras palavras, para que certo vento seja capaz de gerar um mar realmente grande, é necessário que o vento, além de forte, atue sobre uma área de oceano grande o suficiente e pelo tempo necessário para que consiga transferir a própria energia para o mar. A área de oceano sobre a qual o vento atua é denominada **pista**. Logo, um vento forte atuando numa pista pequena não conseguirá gerar ondas muito grandes. Portanto, são três fatores básicos que influenciam a geração das ondas pelo vento: a velocidade, o tamanho da pista e a duração do vento sobre o mar (Fig. 8.5). A relação entre estes fatores e a altura e o período das ondas geradas é apresentada na Figura 8.6.

As Figuras 8.5 e 8.6 indicam que o mar só terá certo desenvolvimento depois que o vento soprar por um tempo definido ou ao longo de certa distância. A Escala Beaufort (Tab. 8.1), que descreve o estado do mar, relacionando-o com as intensidades do vento e a altura da onda gerada, só vale para o mar denominado **bem desenvolvido**. Nessas condições, o mar compreende ondas de vários comprimentos e períodos, pois o vento raramente é uniforme em sua velocidade e direção. Outro fator importante é que à medida que cresce a altura da onda seu comprimento também cresce, alterando a esbeltez da onda (λ=H/L). Para o navegante essa é uma grandeza mais importante do que a altura, pois dá a informação sobre a relação do comprimento do barco com a onda. Um barco pode transpor uma onda alta de grande comprimento, mas pode ter complicações com ondas curtas de grande altura. De acordo com Stokes (1851)[2] a esbeltez limite da onda é de 1/7.

[2] Lei de Stokes expressa a força de fricção exercida sobre objetos esféricos muito pequenos imersos num fluido viscoso e contínuo.

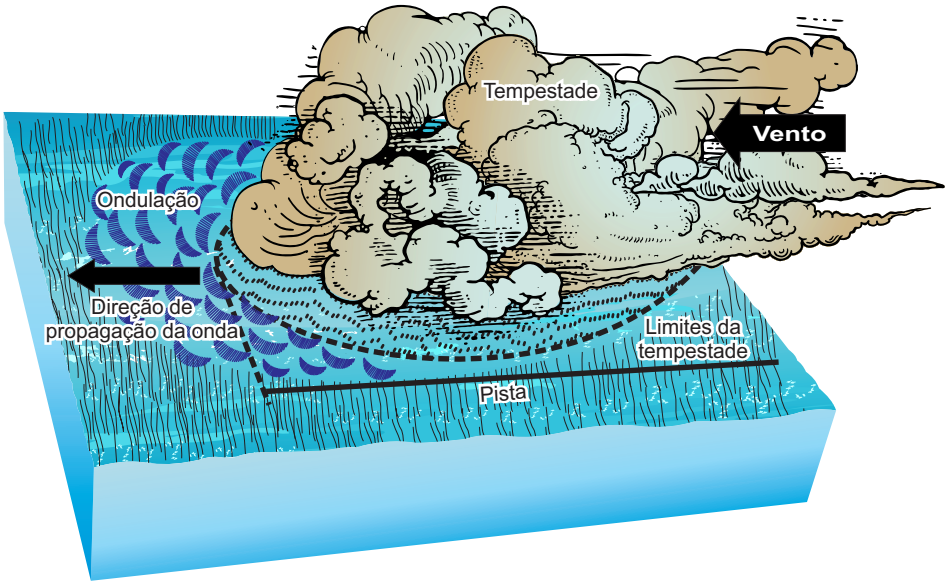


Figura 8.5 Desenho esquemático dos principais aspectos envolvidos na zona de geração de ondas pelo vento. [Fonte: Komar, 1997].

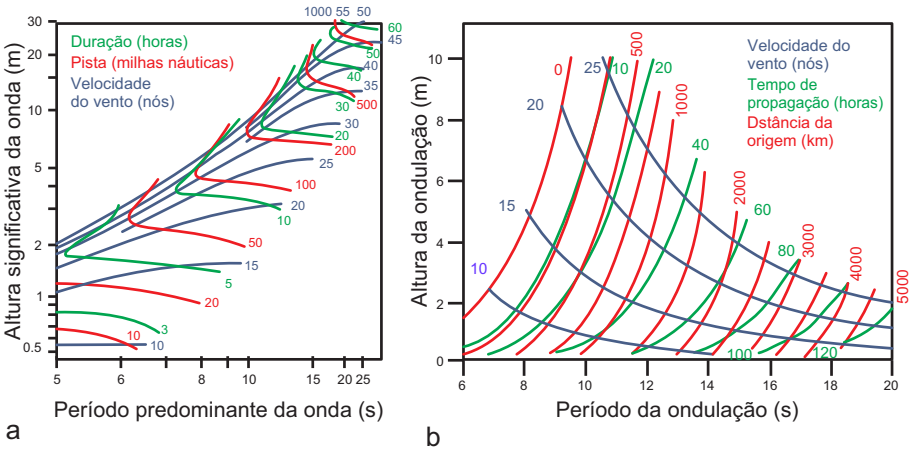


Figura 8.6 Altura e período de onda para um estado do mar completamente desenvolvido como uma função da velocidade e duração do vento, e da pista. (a) Para ondas geradas por vento local e (b) Para ondas geradas por vento em área remota. [Fonte: Tomczak, 2002].

Tabela 8.1 A Escala Beaufort.

Grau	Designação	nós	km/h	m/s	Aspecto do mar	Efeitos em terra
0	Calmaria	<1	<2	<1	Espelhado	Fumaça sobe na vertical
1	Bafagem	1 a 3	2 a 6	1 a 2	Pequenas rugas na superfície do mar	Fumaça indica direção do vento
2	Aragem	4 a 6	7 a 11	2 a 3	Ligeira ondulação sem arrebentação	As folhas das árvores movem; os moinhos começam a trabalhar
3	Fraco	7 a 10	13 a 19	4 a 5	Ondulação até 60 cm, com alguns carneiros	As folhas agitam-se e as bandeiras desfraldam o vento
4	Moderado	11 a 16	20 a 30	6 a 8	Ondulação até 1,5m, carneiros frequentes	Poeira e pequenos papéis leventados; movem-se os galhos das árvores
5	Fresco	17 a 21	31 a 39	9 a 11	Ondulação até 2,5m, muitos carneiros	Movimentação de árvores pequenas; superfície dos lagos ondula
6	Muito fresco	22 a 27	41 a 50	11 a 14	Ondas grandes até 3,5m, borrifos	Movem-se os ramos das árvores
7	Forte	28 a 33	52 a 61	14 a 17	Mar revolto até 4,5m com espuma e borrifos	Movem-se as grandes árvores; dificuldade de andar contra o vento
8	Muito forte	34 a 40	63 a 74	17 a 21	Mar revolto até 7,5m com arrebentação e faixas de espuma	Quebram-se galhos de árvores; circulação de pessoas difícil
9	Duro	41 a 47	76 a 87	21 a 24	Mar revolto até 9m; borrifos efetam visibilidade	Danos em árvores; impossível andar contra o vento
10	Muito duro	48 a 55	89 a 102	25 a 28	Mar revolto até 12m, superfície do mar branca	Árvores arrancadas; danos na estrutura de construções
11	Tempestade	56 a 63	104 a 117	29 a 32	Mar revolto até 14m, navios pequenos sobem nas vagas	Estragos abundantes em telhados e árvores
12	Furacão	>64	>119	>33	Mar todo de espuma; visibilidade nula.	Grandes estragos

[Fonte: <http://www.cbvm.org.br/programa/arquivos/pagina_figuras/150059beaufort.JPG>].

Até o momento, foi explicado como as ondas são produzidas pelo vento, que é o resultado do ar deslocando-se de uma região de alta pressão para outra de baixa pressão e atuando na superfície dos oceanos. A área sobre a qual o vento está soprando, a chamada área de geração da onda (pista), está localizada aproximadamente no centro da tempestade. Nesse ponto, as ondas que estão constantemente recebendo energia do ar em movimento são denominadas **vagas** (*sea*).

O mar contém uma ampla faixa de ondas de diferentes tamanhos, comprimentos, formas e direções, devido às irregularidades da ação do vento e sua variabilidade no rumo de propagação (tridimensionalidade). Em algum lugar ao longo da trajetória de propagação, entre a área de geração e a costa, as ondas organizam-se em grupos. Esse processo chama-se agrupamento e está baseado na interferência entre ondas de diferentes comprimentos interagindo entre si, viajando na mesma direção. Os dois grupos irão interferir um no outro e um grupo de onda resultante surgirá, representando a soma dos originais. Entretanto, como os dois grupos originais têm comprimentos de onda distintos, eles não serão simplesmente somados em todos os pontos. Onde os picos ou as cavas coincidirem, teremos uma interferência construtiva, enquanto nos pontos onde eles se opõem, teremos uma interferência destrutiva (Fig. 8.7).

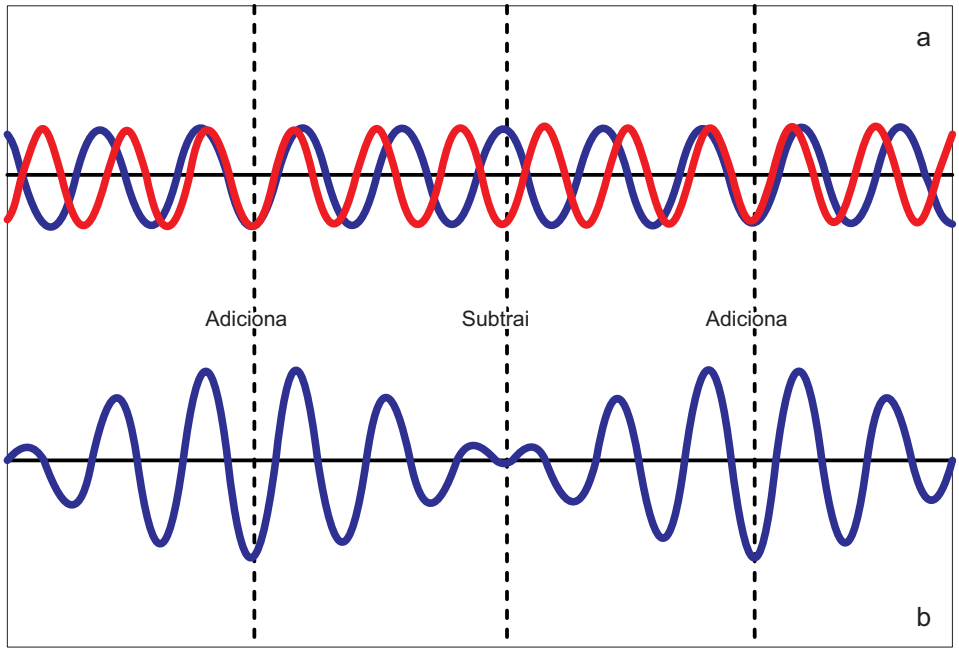


Figura 8.7 (a) Exemplo simples de dois trens de onda (vermelho e azul) de comprimentos levemente diferentes, indo na mesma direção. Em função dos diferentes comprimentos de onda, as cristas e as cavas não são exatamente coincidentes em todos os pontos. Onde elas coincidem, vermelho e azul se somam, tornando o resultado duas vezes maior. Nos pontos onde a cava coincide com a crista, elas se cancelam e o resultado é zero. O trem de onda resultante (b) apresenta uma estrutura de grupo. [Fonte: Butt e Russell, 2008].

Esse grupo move-se pelo oceano com uma velocidade chamada velocidade de grupo e é em seu interior que a energia das ondas é transportada. Entretanto, cada onda individual viaja com uma velocidade que é o dobro da velocidade de grupo, a chamada velocidade de fase.

Quando as ondas começam a afastar-se da área de geração não estão mais sob a influência do vento, que age na superfície, propagando-se para longe na forma de **ondulações** (*swell*) (Fig. 8.8). Pouca energia é perdida quando a ondulação se propaga sozinha, embora as ondas se tornem progressivamente menores, podendo ser detectadas a milhares de quilômetros de distância do centro da tempestade. Ao longo desse caminho muitos fenômenos acontecem com a ondulação.

Ondas viajando na superfície do mar não se comportam como as correntes oceânicas, que fazem com que água da Antártica possa, por exemplo, acabar no Oceano Atlântico. As ondas não carregam parcelas de água de uma posição para outra (ou seja, não transportam massa), já que são simplesmente transportadoras de energia. Uma onda pode viajar de um ponto a outro do oceano, porém as moléculas de água não vão a parte alguma. Na realidade, o movimento não é simplesmente de

subida e descida, mas sim um movimento circular ou orbital. As moléculas de água apenas sofrem ondulações cíclicas, subindo e indo para frente com a aproximação da crista de onda e descendo e indo para trás após sua passagem. Desse modo, o movimento líquido é circular (FIG. 8.9).

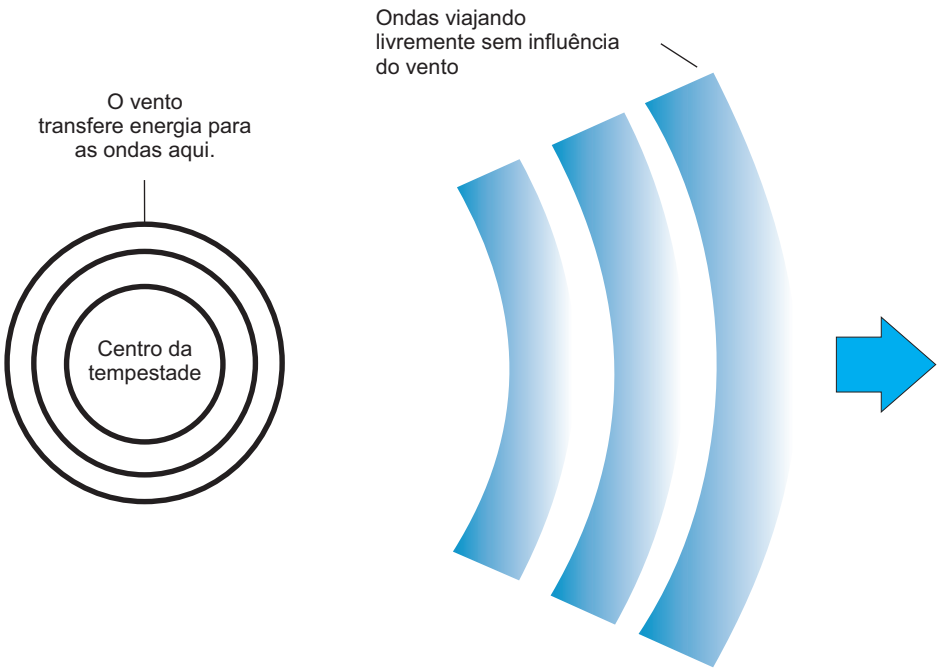


Figura 8.8 No centro da tempestade, o vento transfere sua energia para as ondas; fora do centro da tempestade, as ondas viajam livremente, sem sofrer influência do vento. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

No comportamento das ondas em águas profundas, a altura da onda é insignificante em relação à profundidade. Entretanto, em águas mais rasas o movimento orbital das partículas torna-se mais complexo. Em primeiro lugar, em águas rasas, a altura da onda torna-se significante em relação à profundidade. Como a velocidade das ondas de águas rasas depende da profundidade, a parte de cima da onda (e da órbita) move-se mais rápido do que a de baixo. O movimento resultante é chamado **Deriva de Stokes** (FIG. 8.10).

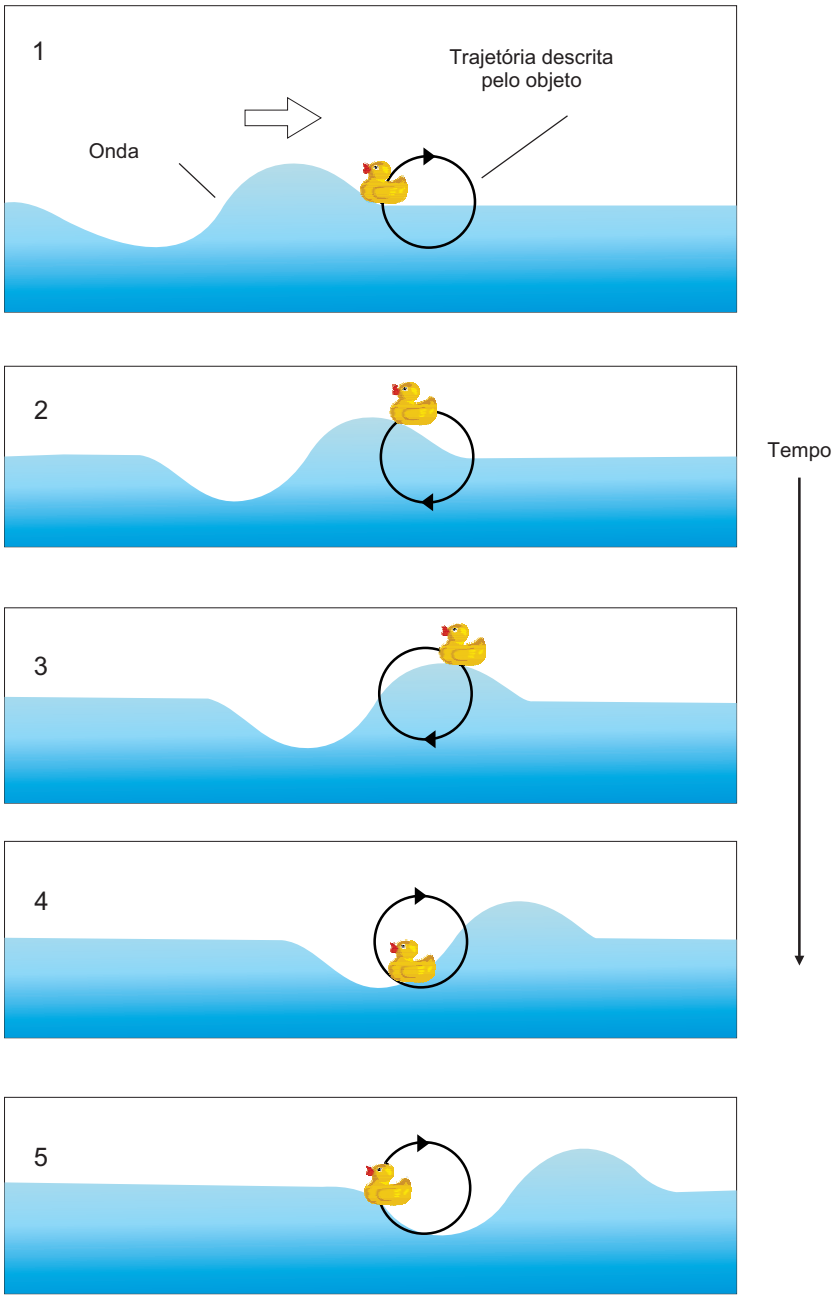


Figura 8.9 Em águas profundas, um objeto boiando na superfície do mar descreve uma trajetória orbital, conforme a onda passa. O objeto finaliza o movimento aproximadamente no mesmo ponto. [Fonte: Butt e Russell, 2008].

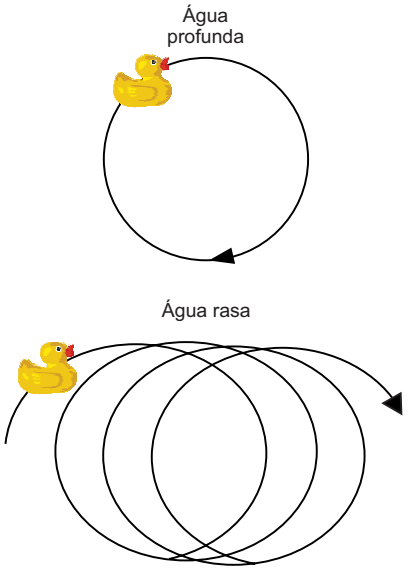


Figura 8.10 Em águas profundas, o objeto flutuante não tem um movimento residual, mas conforme se aproxima de águas mais rasas, existe um pequeno movimento resultante chamado Deriva de Stokes. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

Em segundo lugar, a água não é profunda o suficiente para que os movimentos orbitais desapareçam, uma vez que alcançam o fundo antes disso. Dessa forma, a interação entre a água e o fundo freia as ondas e os movimentos circulares assumem forma de elipses, que vão diminuindo e tornando-se achatadas até que, bem junto ao fundo, o movimento da água torna-se para frente e para trás (FIG. 8.3b). Esse movimento é muito importante para o transporte e a distribuição do sedimento de fundo.

3 MODIFICAÇÕES DAS ONDAS EM ÁGUAS RASAS

Até agora foi explicado o que acontece com as ondas quando se propagam para longe da zona de geração, viajando como ondulações livres. Agora será abordado o que acontece quando elas entram em águas rasas e sua interação com a geometria do fundo, ou seja, quando a batimetria começa a afetá-las. Uma das modificações mais fáceis de observar é a mudança que ocorre na altura das ondas à medida que avançam sobre o fundo. Outras mudanças, como o decréscimo do seu comprimento em profundidades menores e as variações na direção, são menos aparentes para um observador na praia. De maneira geral, essas alterações foram resumidas na Figura 8.11. Nela, ondas de águas profundas, com comprimento L constante, começam a ser alteradas em zonas com profundidades menores do que L/2. A partir daí, passam de um formato sinusoidal a cônico e tendem a rebentar quando a profundidade local fica menor do que 1,3 vezes a altura da onda.

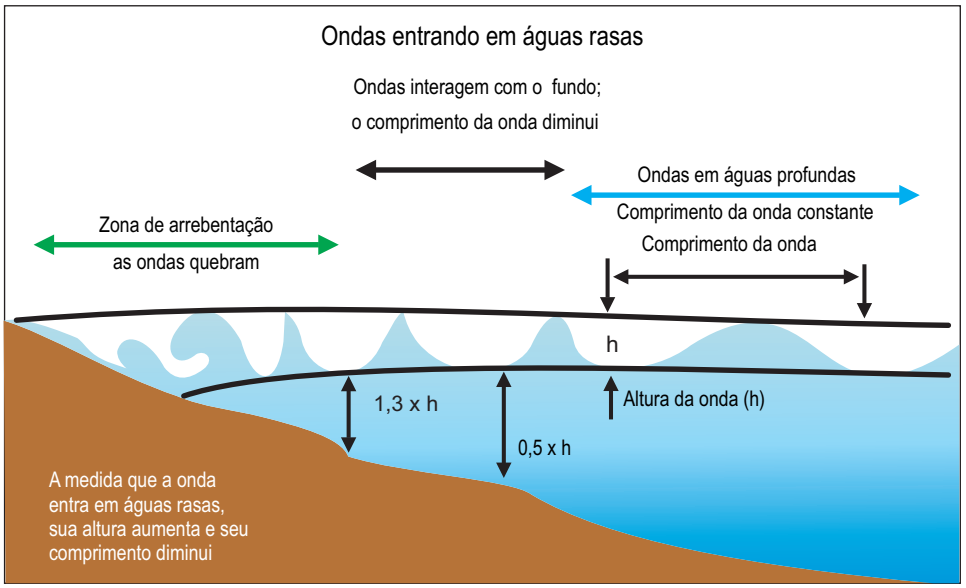


Figura 8.11 Alterações na forma da onda, quando esta passa de águas profundas para rasas. [Fonte: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/waves.htm>].

Alterações do campo de ondas em águas rasas ocorrem devido aos processos de refração, de empolamento ou embancamento (*shoaling*), de difração, de reflexão e de arrebentação.

O **empolamento ou embancamento** (*shoaling)* e a **refração** são deformações sofridas pela onda, que ocorrem devido à diminuição da profundidade, sendo causada pela variação de batimetria que a mesma encontra ao propagar-se em direção à costa. No empolamento (Fig. 8.12) ocorre alteração da altura da onda, sem mudança de direção, devida somente ao efeito do fundo em razão da redução da profundidade. Isso ocorre porque, quando as ondas entram em águas rasas, a velocidade do transporte de energia das ondas diminui. Sob condições estacionárias, o período permanece constante e o comprimento de onda é reduzido. Essa diminuição é compensada por um aumento na densidade energética e por um aumento na altura da onda. Antes da arrebentação, quando as cristas estão paralelas aos contornos do fundo, as ondas crescem e atingem sua altura máxima. Isso é particularmente evidente no caso de tsunamis, que, ao se aproximarem de uma costa, atingem alturas elevadas, com resultados devastadores.

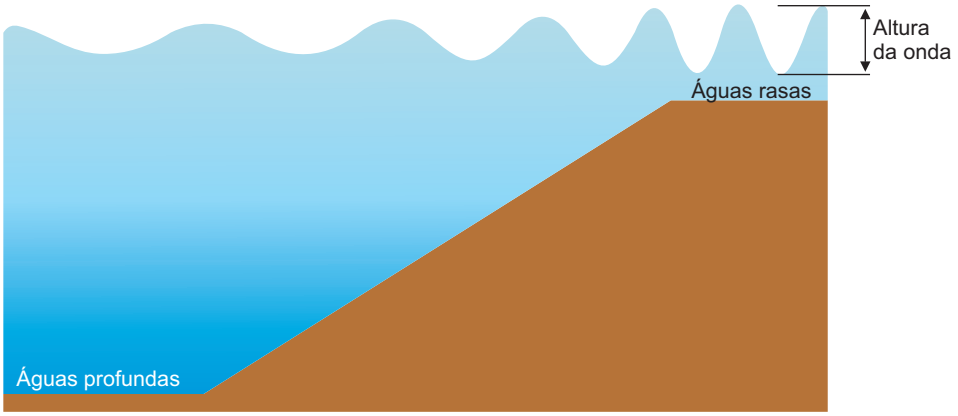


Figura 8.12 Representação esquemática do aumento na altura da onda que ocorre no empolamento ou embancamento (*shoaling*).
[Fonte: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/waves.htm>].

A **reflexão** é um fenômeno ondulatório em que uma onda, propagando-se num meio, incide em um segundo meio de características distintas e é refletida de volta ao meio original (Fig. 8.13). Como a onda continua a propagar-se no meio original, o módulo de sua velocidade não se altera. E sendo o período também uma característica constante, o comprimento de onda também não varia. Aqui é introduzido o conceito de ortogonais, que são as linhas imaginárias traçadas de forma a serem sempre perpendiculares às cristas de cada onda.

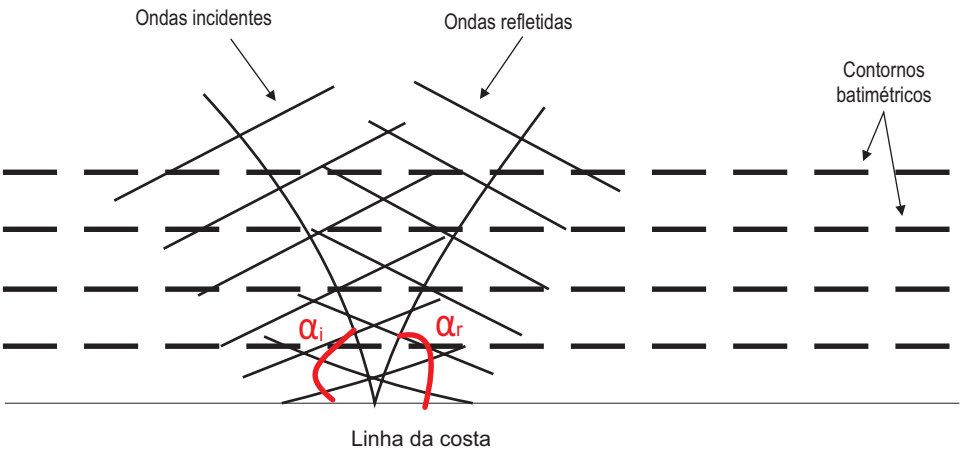


Figura 8.13 Representação da reflexão de uma onda em uma costa. O ângulo de incidência α_i é igual ao de reflexão α_r. As ortogonais são as linhas de maior espessura, perpendiculares às cristas das ondas incidentes e refletidas.
[Fonte: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/waves.htm>].

Um exemplo de reflexão causada por um obstáculo construído pelo homem pode ser visto na Figura 8.14, na área dos molhes da barra de Rio Grande (RS; na desembocadura da Lagoa dos Patos). Observa-se um padrão de ondas incidentes e refletidas que formam uma série de círculos. As variações da forma do molhe podem explicar essa situação.



Figura 8.14 Reflexão de ondas nas paredes dos molhes da barra de Rio Grande, RS, na desembocadura da Lagoa dos Patos. Foto aérea de 1964 dos molhes da barra da Lagoa dos Patos. [Fonte: Serviço Geográfico do Exército/ 1ª. Divisão de Levantamento, Ten. Cel. Osmar Möller].

O fenômeno de **refração** ocorre quando uma onda encontra uma variação de profundidade oblíqua (não ortogonal) ao seu sentido de propagação. Nesse caso, a mesma frente de onda encontrará profundidades diferentes e, consequentemente, terá velocidades diferentes. Essa diferença de profundidade faz com que a parte da onda que se encontra em águas mais profundas tenha uma velocidade maior do que a parte da onda em águas mais rasas, promovendo a tendência de a frente de onda atingir a praia paralelamente às curvas batimétricas (Fig. 8.15). A mudança de rumo pode ser assinalada pela curvatura das ortogonais.

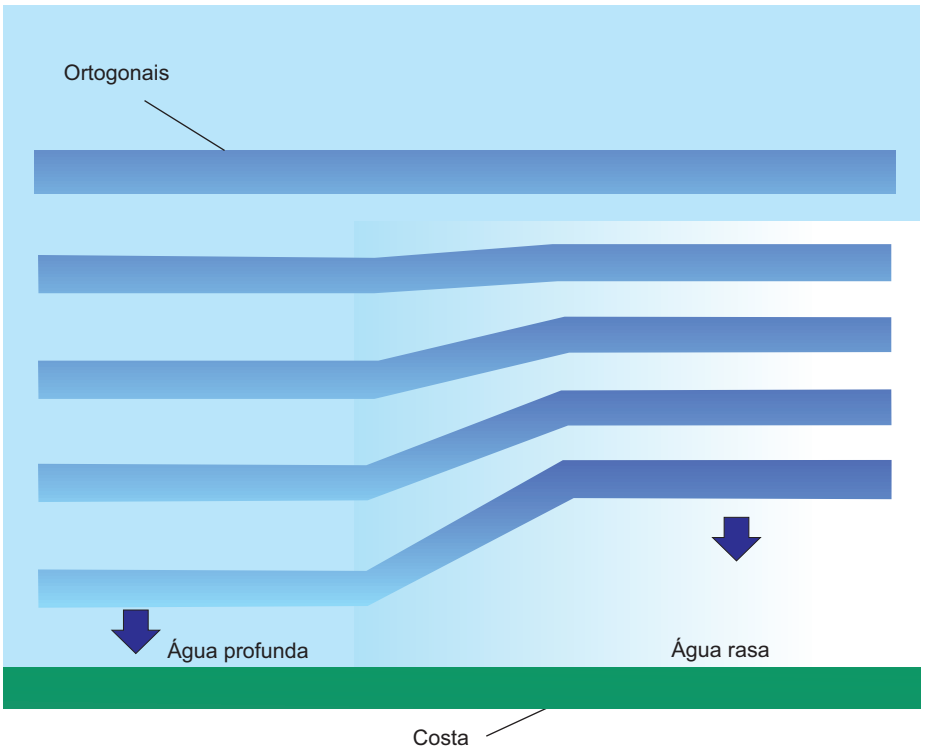


Figura 8.15 Desenho esquemático do efeito de curvatura da onda no processo de refração, representada pelas ortogonais, que são as linhas de maior espessura, perpendiculares às cristas das ondas incidentes. [Fonte: Butt e Russell, 2008].

Além da mudança do rumo de propagação, a refração também causa alterações na altura da onda, onde, em uma mesma frente, encontram-se alturas de ondas diferentes. Essa mudança de altura independe do fenômeno do empolamento e é causada pelo efeito de concentração ou desconcentração de energia que pode ocorrer devido à refração.

Segundo a Lei de Snell[3] para a refração, se uma onda passa de um meio de maior velocidade para um de menor velocidade, o ângulo de refração diminuirá. Se a onda chegar à linha de costa ainda formando um ângulo com a mesma, a consequência principal será a geração de uma corrente de deriva, com resultante paralela à costa, chamada **deriva litorânea**.

Com base nessa lei, é possível inferir o que acontece quando ondas passam sobre elevações (incidem contra cabos, por exemplo) ou depressões (cânions) no fundo do

[3] Também conhecida como lei de Descartes ou simplesmente, Lei de Refração.

mar. As regiões que apresentam elevações no fundo do mar podem ser consideradas como lentes convexas, concentrando a energia da onda em uma área restrita e aumentando o potencial para geração de energia a partir de ondas. Por outro lado, os cânions que cortam áreas de plataforma continental, como os do Chile ou da costa dos Estados Unidos (como o de Hudson, na altura do porto de Nova York, e de Monterrey, na Califórnia), provocam alterações no sentido de propagação das ondas. A Figura 8.15 apresenta a complexa batimetria dos cânions La Jolla e Scripps, na Califórnia, que chegam praticamente à linha de costa.

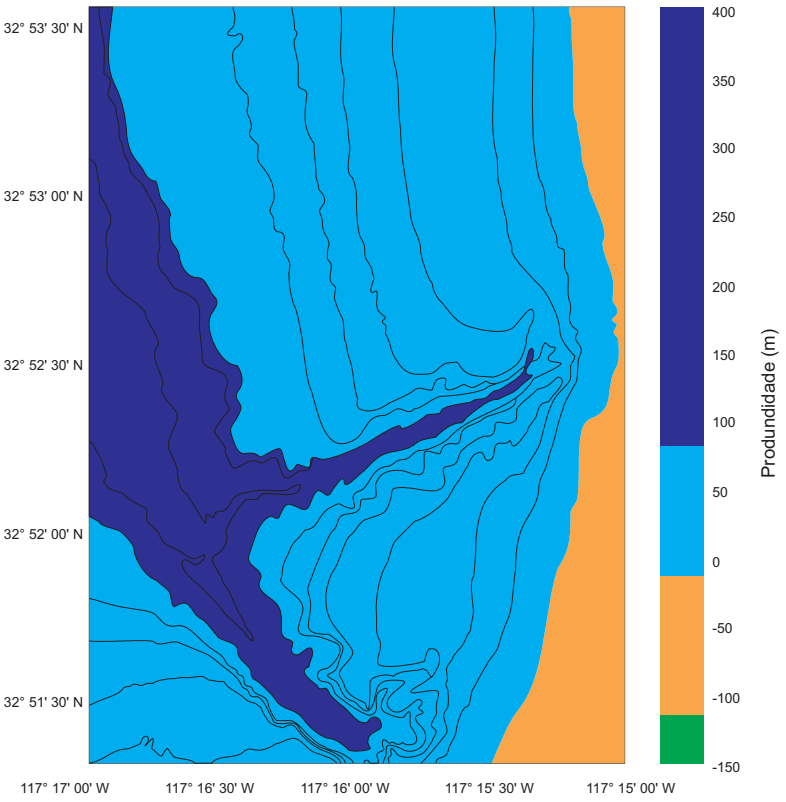


Figura 8.16 Os cânions de La Jolla e Scripps, na costa da Califórnia (EUA).
[Fonte: *Nearshore Canyon Experiment*, 2003; <http://www.oc.nps.edu/wavelab/ncex.html>].

A **difração** é o fenômeno que ocorre quando as ondas passam por um orifício ou contornam um objeto cuja dimensão é da mesma ordem de grandeza que o comprimento de onda. Nas ondas de mar, esse fenômeno é observado ao redor de ilhas, em quebra-mares, em entradas artificiais de portos ou entre duas ilhas. Na Figura 8.17 são apresentados exemplos em que: (a) as ondas contornam uma ilha ao se propagarem em direção à costa, o que gera uma zona de sombra, que aos poucos vai

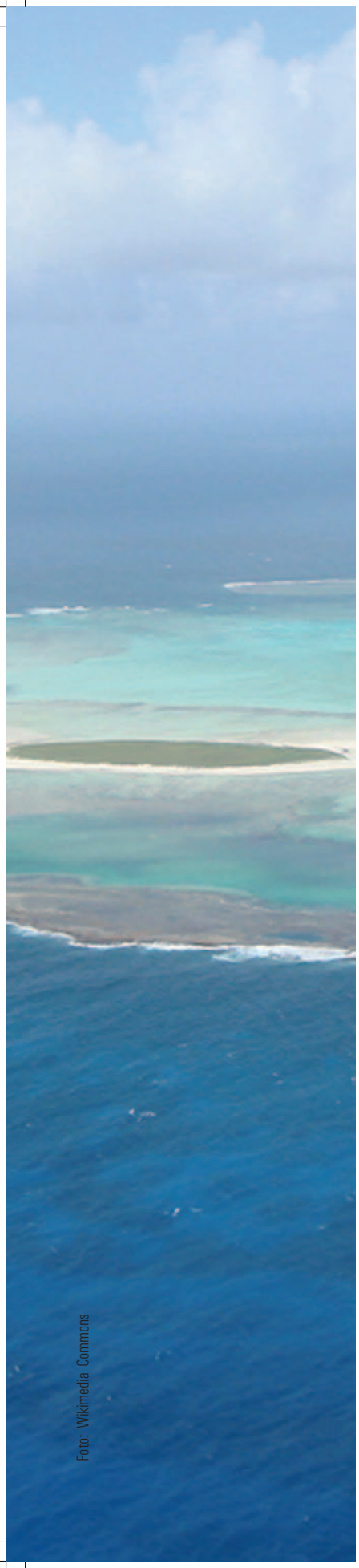


Foto: Wikimedia Commons

dando lugar às ondulações; (b) as ondas passam por um **orifício** provocado por duas ilhas e, nesse caso, é importante comparar o comportamento das ondas antes e depois de passarem pelas ilhas, e (c) as ondas contornam um quebra-mar no porto de Mucuripe, Ceará, situação obtida a partir dos resultados de um modelo matemático (Mangor, 2004). Esse processo de difração foi o responsável pelo depósito de sedimentos (Fig. 8.17c) observado na área contígua ao molhe. É possível observar que as ondas usam a ponta do quebra-mar como ponto de referência para girar, voltando contra a própria estrutura.

A **arrebentação** (ou **rebentação**) é o processo em que toda a energia que a onda recebeu em sua propagação acaba sendo dissipada sob a forma de calor e de energia cinética turbulenta, resultando na remodelação de praias, através do impacto da própria onda contra o fundo ou rochas. A arrebentação é o último passo na trajetória de uma onda, que vai sendo modificada durante a propagação em águas rasas.

Considerando as partículas individuais dentro da onda e que suas velocidades estão diretamente relacionadas com a profundidade da água, quanto mais distante do fundo uma partícula estiver, mais água haverá abaixo dela e mais rápido ela viajará. Consequentemente, a parte de cima da onda viajará mais rápido do que a parte de baixo, pois o efeito do fundo tem mais influência na parte de baixo da onda, diminuindo sua velocidade. Esse efeito é progressivamente intensificado à medida que a profundidade diminui, até um ponto em que a parte de cima da onda se sobrepõe à de baixo, promovendo a sua quebra, o que ocorre quando esta atinge o limite de 1/7 de sua esbeltez. Normalmente, esse limite é estabelecido quando a onda chega a uma região onde a profundidade local é aproximadamente igual a 1,3 vezes a altura da onda. Existem diferentes tipos de quebra de onda e cada um deles apresenta um perfil, o que depende de vários fatores, como a topografia do fundo, o vento e também algumas características das ondas propriamente ditas, tais como esbeltez, altura, comprimento e período (Fig. 8.18).

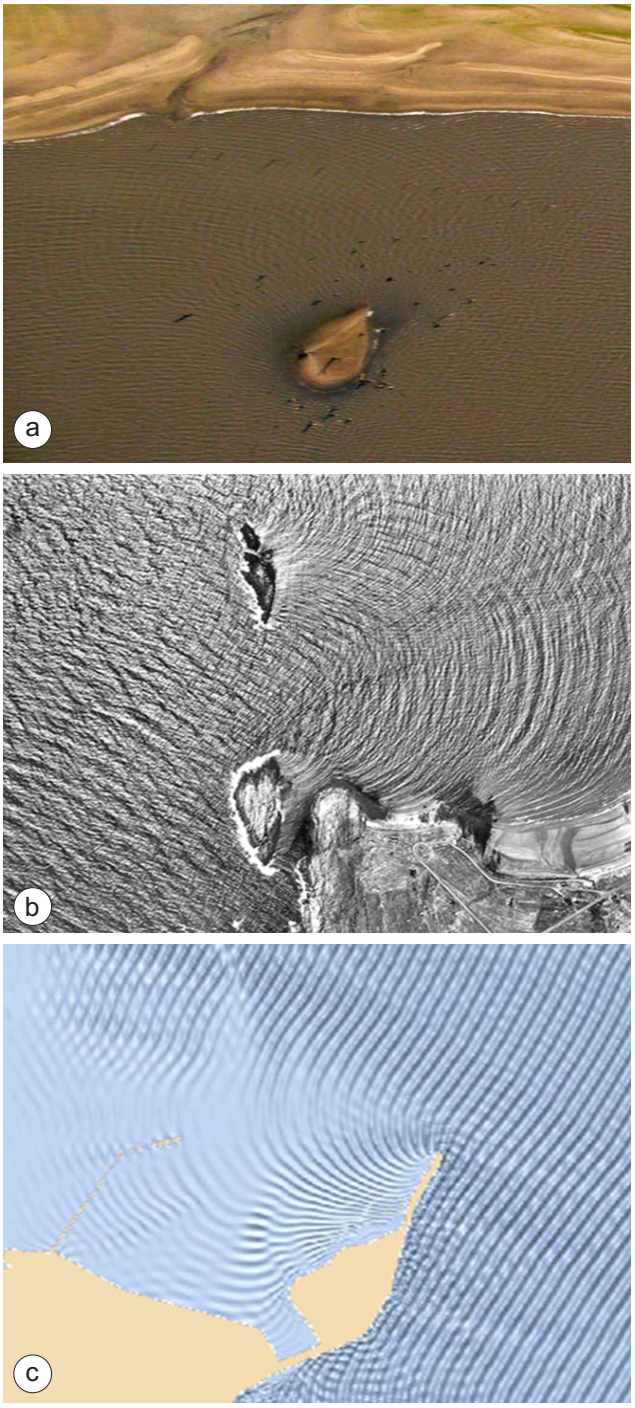


Figura 8.17 Casos de refração: (a) contorno de ilha; (b) passando entre ilhas e (c) porto de Mucuripe no Ceará. O pontal é resultante do depósito de sedimentos formado através da difração das ondas. [Fonte: Mangor, 2004; <http://esfsciencenew.wordpress.com/2009/03/26/diffraction-wave-spreading-around-an-edge/>].

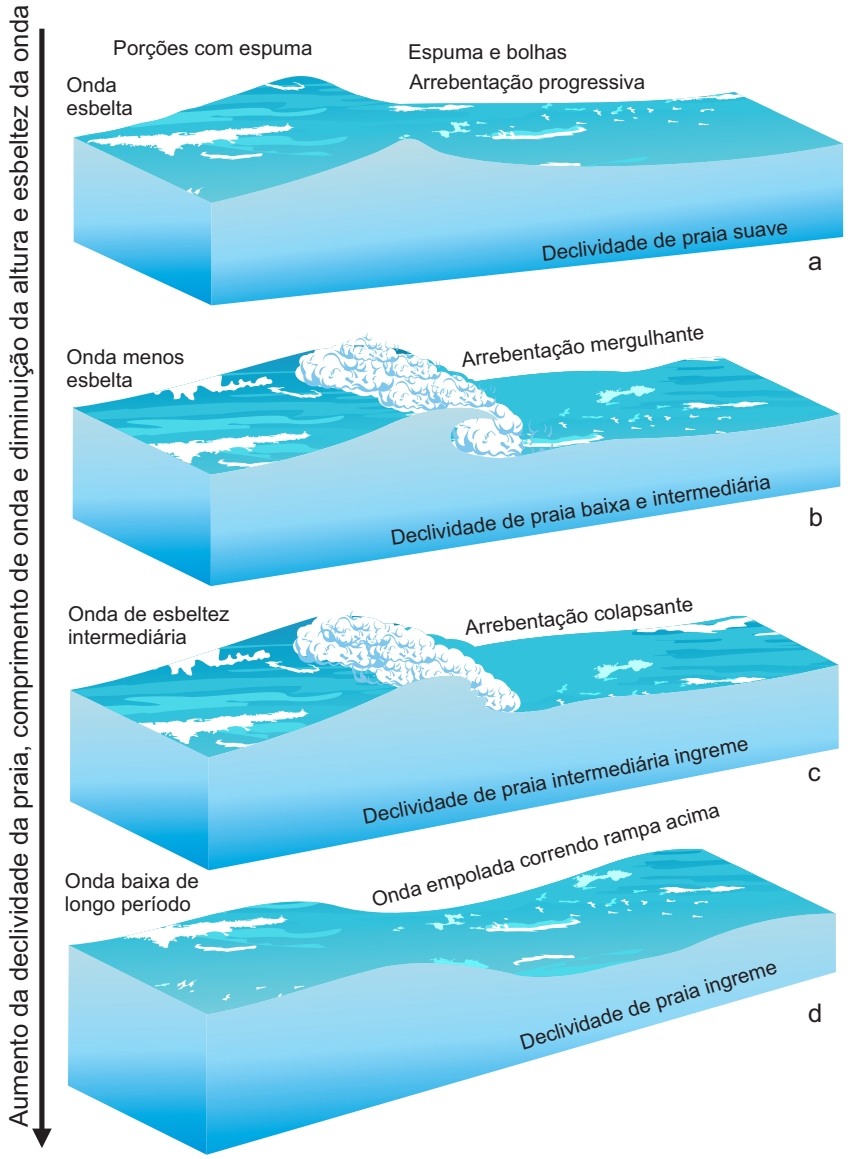


Figura 8.18 Os quatro tipos de arrebentação (a - c) e suas relações com declividade da praia, período, altura, esbeltez e comprimento da onda. [Fonte: ALFREDINI et al., 1999].

Nas praias de declividade mais suave há normalmente dois tipos fundamentais de arrebentação das ondas: a **progressiva** (*spilling breaker*) e a **mergulhante** ou **voluta** (*plunging breaker*). Na primeira (FIG. 8.18a), a onda cresce, mantendo praticamente a sua forma simétrica até que, nas proximidades da crista, aparece espuma. Esse início da arrebentação progride até cobrir em geral toda a frente da onda, mantendo-se a

zona turbulenta mais ou menos junto à superfície. Enquanto se processa o fenômeno da arrebentação, a onda continua a se propagar, mantendo em grande parte seu perfil simétrico até a linha de costa (profundidade zero). As arrebentações observadas nas praias durante uma tempestade, quando as ondas são mais esbeltas (vagas), são desse tipo. No tipo **mergulhante** ou **tubular** (Fig. 8.18b), o processo de dissipação de energia é muito mais rápido e violento. Com a diminuição da profundidade há uma forte deformação do perfil da onda; a frente da onda encurta-se e torna-se cada vez mais inclinada, enquanto a parte de trás alonga-se, tornando-se cada vez mais suave. Em dado momento, a frente torna-se vertical e a parte superior da crista galga o corpo inferior da onda e cai em voluta ou em mergulho com considerável força, dissipando a energia em curta distância com turbulência, dando origem ao tubo (caixote). As arrebentações mergulhantes em praias de declividade suave estão usualmente associadas com as longas ondulações produzidas por tempestades distantes e caracterizam climas de ondas mais calmas. As vagas de tempestades locais raramente produzem rebentações mergulhantes em praias de declividade suave, mas podem produzi-las em declividades mais íngremes.

Existem mais dois tipos de arrebentações que ocorrem em costas de declividades mais acentuadas. A **arrebentação colapsante** (*collapsing breaker*) assemelha-se à **mergulhante**, mas não apresenta o tubo, ocorrendo o colapso da frente da onda (Fig. 8.18c). A do tipo ascendente (*surging breaker*) ocorre nas costas mais íngremes, incluindo os costões rochosos, e é produzido por ondas de baixa esbeltez, em que a frente permanece relativamente íntegra à medida que as ondas deslizam praia acima (Fig. 8.18d). A zona de arrebentação é muito estreita e frequentemente mais da metade da sua energia é refletida de retorno para águas mais fundas.

Pode-se então dizer que o fenômeno de arrebentação das ondas é normalmente associado à desagregação da sua estrutura e ao aparecimento muito rápido de uma forte turbulência. Quando ocorre a arrebentação, a energia que a onda recebeu do vento é dissipada, sendo alguma energia refletida de retorno para o mar, tanto maior quanto mais acentuada a declividade da praia (quanto mais suave, menor a reflexão), mas a maior parcela é dissipada no escoamento turbulento líquido e sólido.

4 *Tsunamis*

O termo *tsunami* vem do japonês, significando literalmente onda de porto, *tsu* (porto) e *nami* (onda). O termo foi criado por pescadores que, vindo da pesca, encontraram o porto devastado, ainda que não tenham visto a onda no alto-mar. Um tsunami é uma onda, ou uma série delas, que ocorrem após perturbações abruptas que deslocam verticalmente a coluna de água, como, por exemplo, um sismo, uma atividade vulcânica, um abrupto deslocamento de terra ou gelo ou o impacto de um meteorito no mar (Fig. 8.19).

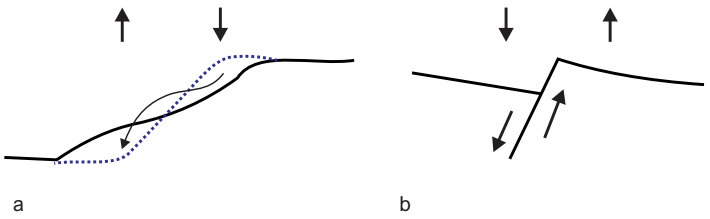


Figura 8.19 Duas possíveis situações que originam um *tsunami*: (a) deslizamento submarino e (b) movimentação de placas tectônicas.

Os *tsunamis* são ondas grandes e destrutivas que se propagam em altas velocidades, podendo percorrer distâncias transoceânicas sem grande perda de energia, até chegar à costa. Um *tsunami* pode causar estragos a milhares de quilômetros de distância da sua origem, podendo passar muitas horas entre a sua criação e o impacto na costa. Possuem comprimento de onda que varia de 130 a 160 km, mas podendo atingir até 1.000 km. O período da onda é de 15 minutos até duas horas, deslocando-se com velocidades maiores que 360 nós (650 km/h) e podendo alcançar até 480 nós (890 km/h).

Em águas profundas os tsunamis são ondas longas que podem ser visualmente imperceptíveis, pois sua altura não atinge mais que um metro. Quando entram em águas rasas, entretanto, os *tsunamis* têm sua velocidade e seu comprimento reduzidos e a altura aumentada, podendo alcançar 30 m, causando grande destruição.

Tipicamente, cerca de dez minutos antes de um *tsunami* chegar à costa, o mar recua e expõe parte do leito marinho. Esse recuo pode exceder 800 m, caso a declividade seja pequena. Os *tsunamis* atingem a costa como uma sucessão de ondas, com intervalos entre dois e quarenta e cinco minutos. Estas características ocorrem porque os *tsunamis* possuem períodos extremamente longos e também grandes comprimentos de onda. Enquanto as ondas geradas pelo vento de uma tempestade longínqua sucedem-se de forma ritmada, com período de 10 s e comprimento de onda de 150 m, por exemplo, os *tsunamis* podem ter períodos da ordem de uma hora ou mais e comprimentos de onda que podem exceder os 100 km. Exemplos das significativas diferenças entre um *tsunami* e uma onda gerada pelo vento são apresentados na Tabela 8.2.

Uma onda oceânica caracteriza-se como onda de água rasa, quando a relação entre a profundidade local e o seu comprimento de onda torna-se muito pequena (isto é, quando a profundidade é bem menor que o comprimento de onda). Como os *tsunamis* têm um grande comprimento de onda, comportam-se como ondas de água rasa, mesmo em águas profundas. As ondas de água rasa movem-se com uma velocidade que pode ser calculada pela raiz quadrada do produto da aceleração da gravidade (9,8 m/s^2) pela profundidade da água (Equação da Fig. 8.3b). Por exemplo, no Oceano Pacífico, onde a profundidade da água é de aproximadamente 4.000 m, um *tsunami* viajará a 200 m/s (aproximadamente 712 km/h) com perda mínima de

energia, mesmo em grandes distâncias. Quando atingir a profundidade de 40 m, sua velocidade poderá chegar a 20 m/s (aproximadamente 71 km/h).

Tabela 8.2 Comparação entre a velocidade, o período e o comprimento de uma onda de *tsumani* e gerada pelo vento.

Comparação de onda de *tsunami* e onda gerada pelo vento		
Característica da onda	Onda gerada pelo vento	Onda de *tsunami*
Velocidade	8 - 100 km/h	800 - 1.000 km/h
Período	Intervalo de 5 a 20 s	Intervalo de 10 min a 2 h
Comprimento	100 - 200 m	100 - 500 km

5 Ondas Gigantes (*Rogue waves*, *freak waves*, *monster waves*, *extreme waves*)

São grandes ondas superficiais que se formam esporadicamente no Oceano, aparentemente de forma aleatória. São definidas como ondas cuja altura excede em mais de duas vezes a altura significativa das ondas, podendo atingir mais de 30 m de altura e causar naufrágios. Diferentemente dos *tsunamis*, que dissipam sua energia ao atingir áreas rasas na costa, as ondas gigantes são observadas na região oceânica, longe da costa. Essas ondas não são necessariamente as maiores do Oceano, mas são surpreendentemente grandes comparadas ao estado em que o mar se encontra e surgem inesperadamente (Fig. 8.20).



Figura 8.20 Foto de uma onda com altura estimada de 18 m afastando-se após colidir com o navio SS *Spray*, em fevereiro de 1986, ao largo de Charleston, na Carolina do Sul, EUA. [Fonte: <http://www.opc.ncep.noaa.gov/perfectstorm/index.shtml>].

Durante muito tempo essas ondas foram consideradas como mitos e lendas entre marinheiros. Porém, provas da sua existência real foram se acumulando, tendo uma destas ondas sido registrada, em 1995, no Mar do Norte, por equipamentos científicos instalados na plataforma petrolífera Draupner. Investigações recentes indicam que essas ondas são bem mais frequentes do que o previsto pela Teoria das Probabilidades aplicada às alturas de onda.

A forma como e por que essas ondas ocorrem não é completamente compreendida. Porém, elas têm sido detectadas em todos os oceanos, em condições oceanográficas diversificadas, o que sugere que podem ter várias causas. Algumas das causas apontadas para a geração desse tipo de onda são:

a) **Interferência entre ondas e correntes** – quando as ondas de tempestade deslocam-se em sentido contrário ao da corrente oceânica, a velocidade das ondas é forçada a diminuir. Entretanto, como o ritmo de transmissão de energia tem que se manter constante, as ondas sofrem processos de acomodação, que fazem com que o comprimento de onda diminua. Consequentemente, para manter o equilíbrio energético, a altura da onda aumenta e de forma esporádica ocorre o agrupamento de várias ondas, resultando em uma onda gigante que não se dissipa facilmente.

b) **Interferência construtiva** – diferentes trens de ondas com características e direções distintas encontram-se num ponto; as alturas das ondas incidentes são adicionadas, gerando uma onda gigante. Neste caso, o fenômeno é de vida curta, uma vez que os trens de ondas continuam a se deslocar, fazendo com que as ondas individuais voltem a se separar.

Praticamente todos os anos são registradas ondas gigantes nos oceanos e nos últimos anos é cada vez maior o número desses registros com equipamentos científicos, sendo algumas já detectadas por satélites altimétricos.

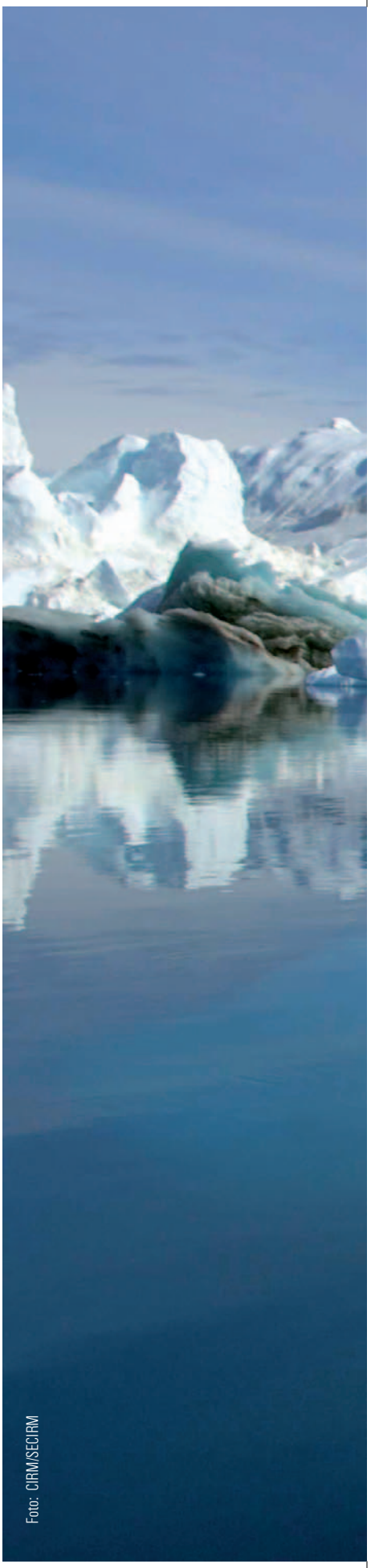


Foto: CIRM/SECIRM

BOX 8.1
GERAÇÃO DE ENERGIA A PARTIR DAS ONDAS

Energia pode ser gerada por meio de dispositivos que utilizam o movimento das ondas de gravidade no oceano. Existem diversos mecanismos que convertem a energia das ondas em energia elétrica. Entre as opções possíveis estão as que utilizam o próprio movimento orbital das partículas fluidas, o deslocamento da superfície livre ou a variação de pressão do ar em câmaras devido à passagem de ondas. Por razões de ordem hidrodinâmica, esses sistemas são sensíveis ao período da onda, e a maior eficiência é obtida quando a frequência da onda iguala-se à frequência natural de vibração do sistema (aquela em que ele vai vibrar livremente ao receber um impulso, ao ser retirado da sua posição de equilíbrio). Dessa forma, há também uma relação entre o comprimento de onda e a dimensão do sistema de absorção para obtenção da chamada máxima eficiência. O rendimento de conversão de energia depende das características da onda incidente como período, altura e direção de propagação. Consequentemente, para o planejamento adequado de sua instalação e do potencial energético, é indispensável que seja investigado criteriosamente o clima de ondas em regiões oceânicas, o que pode ser feito por meio de medições diretas ou aplicando modelos numéricos de geração e propagação de ondas baseados em forçantes atmosféricas.

Através da Teoria Linear da onda, aplicável até a onda quebrar e enquanto a profundidade local da água, H, for maior que a metade do comprimento de onda, é possível determinar a Potência ou o Fluxo de Energia por frente de onda através da Equação 8.9:

$$P = \frac{\rho g^2}{32\pi} H^2 T \qquad \text{Equação 8.9}$$

Onde ρ é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade, π é a altura da onda e T o período da onda.

Na realidade, as ondas do mar não são puramente sinusoidais ou cossenoidais, mas podem ser representadas como a sobreposição de ondas sinusoidais de diferentes amplitudes, frequências e direções de propagação. Mas para avaliar a Potência ou o Fluxo de Energia em um mar complexo, onde muitas ondas interagem, não há uma altura e período de onda único. Nesses casos, é possível determinar, por semelhança com as ondas sinusoidais, uma altura significativa (relacionada com a altura média), um período médio (existem diversas formas de definir), e uma direção de propagação média. Para medir a Potência ou o Fluxo de Energia em um mar complexo, os dois parâmetros característicos utilizados são a altura

BOX 8.1

significativa, H_S (m), e o período de pico, Tp (s), sendo ambos os valores independentes da direção de propagação da onda. A altura significativa de onda é definida como a média do terço das maiores alturas das ondas de um registro. Essa medida corresponde à altura de onda que um observador estima para descrever a atividade do oceano. O período de pico corresponde à média dos períodos correspondentes do terço das maiores alturas.O fluxo de energia em um mar irregular, medido em watts por metro de frente de onda, é obtido pela Equação 8.10:

$$P = 0{,}49 H_s^2 T_p \quad \text{Equação 8.10}$$

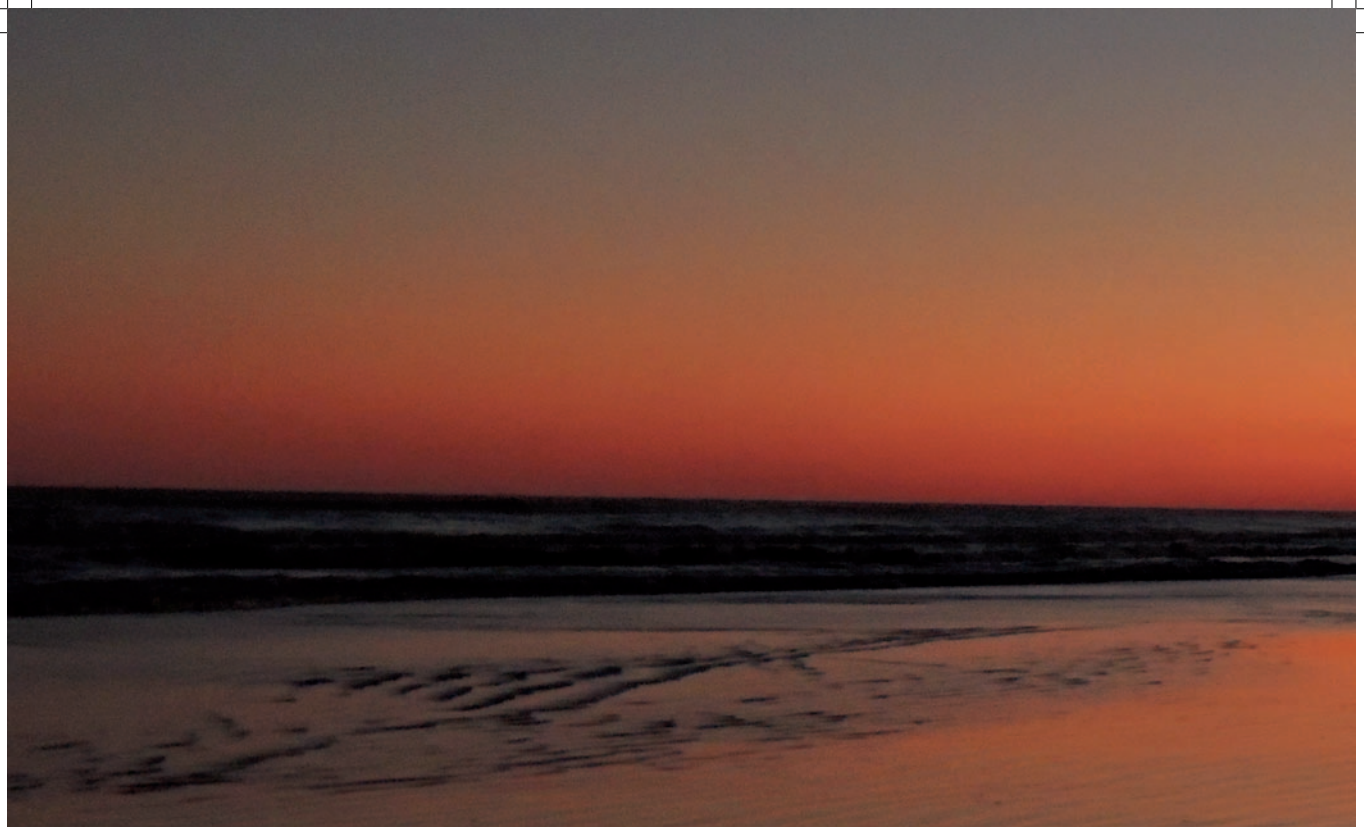
onde *Hs* é a altura significativa da onda e *Tp* o período de pico.

Além dos valores médios, as ondas do mar são caracterizadas pela forma como a energia se distribui em frequência e por direção de propagação, o que leva ao conceito de espectro de onda, que pode ser direcional (distribuição da energia das ondas conjuntamente por frequência e por direção de propagação) e de frequência (distribuição da energia apenas por frequência, independentemente da direção de propagação).

A caracterização do clima de ondas de um determinado local pressupõe, portanto, que seja conhecido o fluxo médio de energia transportado pelas ondas, o diagrama de ocorrência, a distribuição do fluxo de energia por rumos de propagação de onda e as formas espectrais dominantes no local. O fluxo médio de energia é normalmente expresso em kW por metro de frente de onda (ou MW por quilômetro de frente de onda). O diagrama de ocorrências é uma tabela com a probabilidade de ocorrência dos estados de mar definidos por intervalos de altura significativa e período, sendo comum definirem-se intervalos de 2 m para as alturas significativas e de 1 s para os períodos. A distribuição de direções é apresentada sob a forma de uma "rosa de ventos" com os traços proporcionais à energia incidente em cada direção. (Veja no Capítulo 15: Recursos Marinhos Não-Vivos, texto sobre um protótipo de gerador instalado em Fortaleza).



Foto: Projeto Amazônia Azul



CAPÍTULO 9

MARÉS

Ricardo de Camargo e Joseph Harari

1 INTRODUÇÃO

Desde os primórdios da civilização os movimentos das águas dos oceanos despertaram a atenção de estudiosos e daqueles que vivem próximo ao mar. Entre os fenômenos que mais intrigaram os habitantes das regiões costeiras do globo, o movimento oscilatório do nível do mar merece destaque, por sua periodicidade absolutamente regular. Tanto isso é verdade que um velho provérbio afirma que "o tempo e as marés não esperam por ninguém", demonstrando a importância desse notório fenômeno. Essa regularidade nos períodos das marés está diretamente associada à origem de sua forçante, que é a atração gravitacional da Lua e do Sol exercida sobre a Terra.

Na famosa publicação de Isaac Newton, de 1687, intitulada *Mathematical Principles of Natural Philosophy*, também denominada *Principia*, os fundamentos básicos que explicavam o fenômeno das marés foram descritos de maneira simplificada, por meio da Teoria do Equilíbrio, considerando a Terra integralmente coberta (sem continentes) por um oceano de profundidade uniforme. Apesar das simplificações e

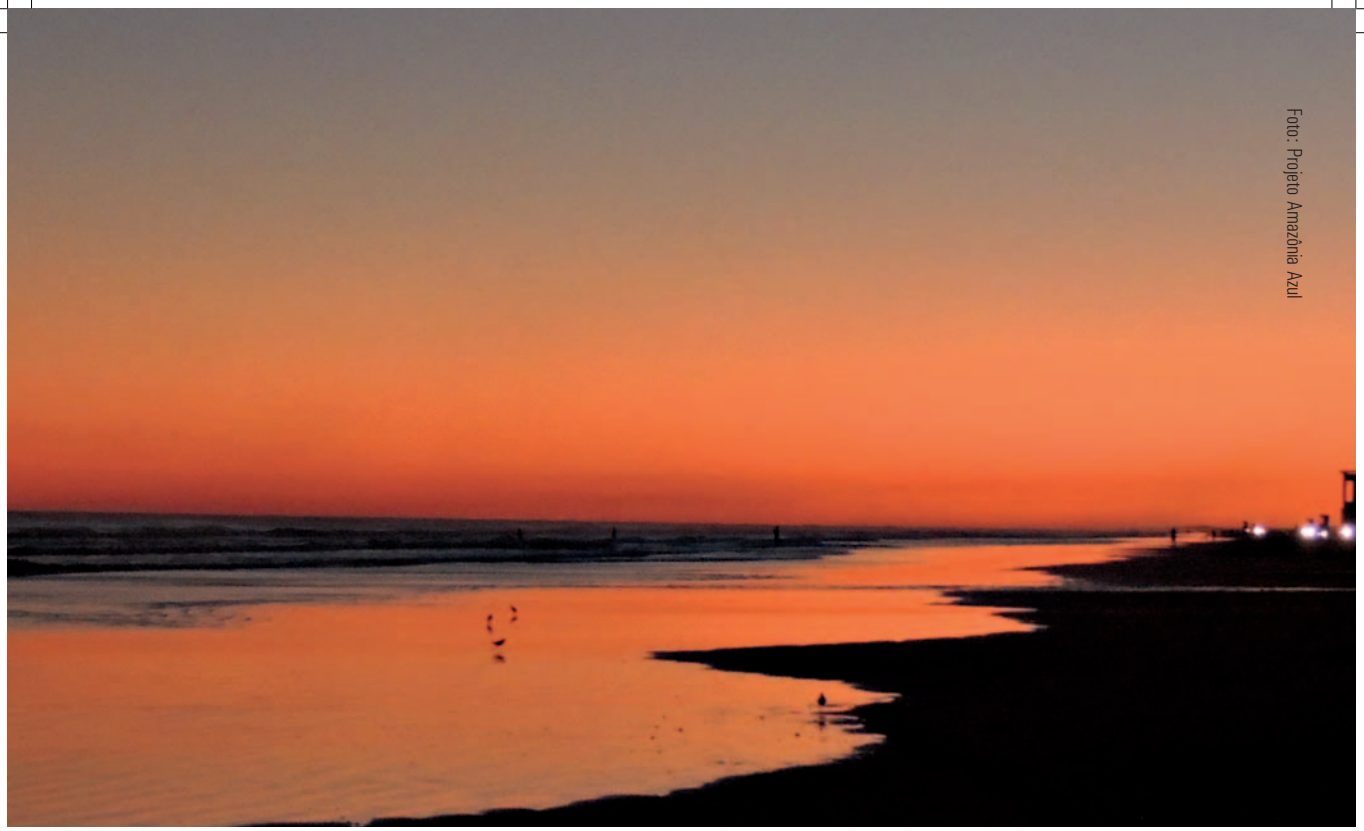


Foto: Projeto Amazônia Azul

do caráter estático das considerações feitas por Newton, foi essa a origem do entendimento das marés nos oceanos reais, nos quais existem muitas restrições impostas pelas bacias oceânicas e pelas diferenças de profundidade. Dessa forma, os aspectos dinâmicos das marés são bastante abrangentes e envolvem uma série de conceitos, os quais serão apresentados a seguir.

2 Teoria do Equilíbrio

As considerações de Isaac Newton sobre as marés tiveram início na análise do sistema Terra-Lua, que efetua um giro completo em torno do seu centro de massa a cada 27,3 dias. Em função da diferença de massa entre a Terra e a Lua, esse baricentro situa-se entre o centro da Terra e a superfície terrestre, o que significa que todos os pontos realizam movimentos circulares, com a mesma velocidade angular e, portanto, a mesma aceleração centrífuga (Fig. 9.1a e 9.1b). É muito importante não confundir a aceleração centrífuga do sistema Terra-Lua girando em torno do Sol com a aceleração centrífuga associada à rotação da Terra em torno de seu eixo.

Por outro lado, a magnitude da força gravitacional não é a mesma em todos os pontos, dado que a distância à Lua não é a mesma. Além disso, sua direção aponta sempre para o centro da Lua, sendo, portanto, diferente em cada ponto terrestre. Esses fatos conduzem a um padrão resultante de forças de maré como mostrado nas Figuras 9.2a e 9.2b, o qual varia de forma inversamente proporcional ao cubo da distância à Lua.

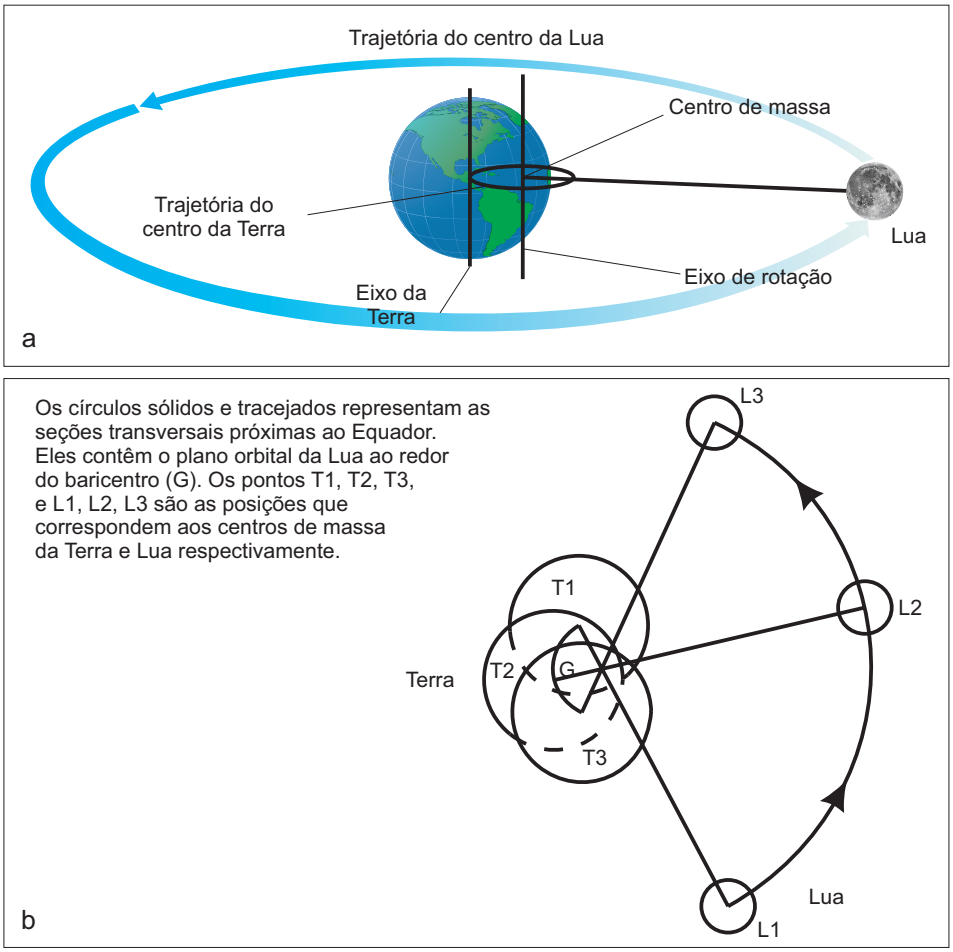


Figura 9.1 (a) Esquema com a localização do centro de massa do sistema Terra-Lua; (B) Representação de instantes consecutivos da rotação do sistema Terra-Lua, mostrando a trajetória do centro da Terra em torno do baricentro. [Fonte: Open University, 1989].

Nos pontos A, G, D e J, a força resultante de maré dá-se ao longo da vertical local, apontando para cima nos dois primeiros e para baixo nos dois últimos. No entanto, nos pontos B, C, E, F, H, I, K e L há uma componente da força no plano tangente à superfície terrestre, que força a água a se mover horizontalmente. À resultante desse conjunto de forças se atribui a denominação de **força trativa de maré**. O resultado idealizado em uma Terra esférica, sem continentes e com profundidade do Oceano constante, de acordo com as idealizações de Newton, é a formação de um elipsóide com dois bulbos, na direção da Lua e na direção oposta a ela (Fig. 9.3a).

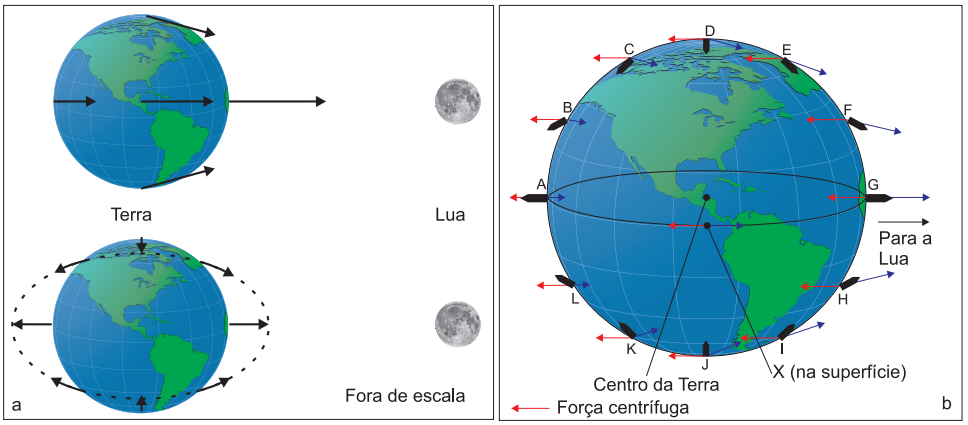


Figura 9.2 (a) Forças gravitacionais exercidas pela Lua em diferentes pontos da Terra (acima) e forças trativas de maré (abaixo); (b) Esquema das forças atuantes na superfície terrestre, sendo gravitacional (setas pretas), centrífuga associada ao sistema Terra-Lua (setas vermelhas finas) e a força trativa de maré resultante (setas pretas grossas). [Fonte: Open University, 1989].

Na prática os bulbos não se formam, simplesmente porque a Terra gira em torno de seu eixo. Para se manterem fixos em relação à Lua, os bulbos teriam que se propagar com a mesma velocidade da Terra, mas no sentido contrário. Mesmo assim, a Teoria do Equilíbrio prova intuitivamente a periodicidade fundamental das marés, em uma base semidiurna de 12 h 25 min, associada ao efeito principal da Lua.

Isso implica um efeito de desigualdade diurna para as latitudes médias, ou seja, as preamares e baixa-mares não são simétricas entre si (Fig. 9.3). Nesse caso, variações no intervalo de tempo para ocorrência de preamares (ou baixa-mares) sucessivas são chamadas de desigualdades no intervalo da maré.

Considerando que a órbita lunar apresenta uma declinação de 28° em relação ao plano do Equador terrestre, o deslocamento dos bulbos implica um efeito de desigualdade diurna para as latitudes médias, ou seja, as preamares e baixa-mares não são simétricas entre si (Fig. 9.3). Há também que se considerar a órbita elíptica da Lua ao redor da Terra, o que implica variações da distância e, portanto, do potencial gerador de marés. Na condição de distância mínima, denominada apogeu, o potencial gerador de maré é 20% maior, enquanto na condição de distância máxima, perigeu, o potencial é 20% abaixo do normal.

Considerações análogas podem ser feitas sobre o sistema Terra-Sol. Apesar da massa enormemente maior, o potencial gerador de maré do Sol corresponde a aproximadamente 46% do efeito induzido pela Lua, devido à diferença de distância para a Terra. Da mesma maneira que a órbita da Lua, a órbita do Sol tem uma declinação de 23° em relação ao plano do Equador terrestre, o que implica desigualdades

diurnas nas componentes de maré. Assim como no caso da Lua, a órbita elíptica do Sol apresenta situações de distâncias máximas e mínimas, ditas respectivamente periélio e afélio. Porém, a diferença percentual entre as distâncias de ambos é de apenas 4%, enquanto entre perigeu e apogeu é de 13%.

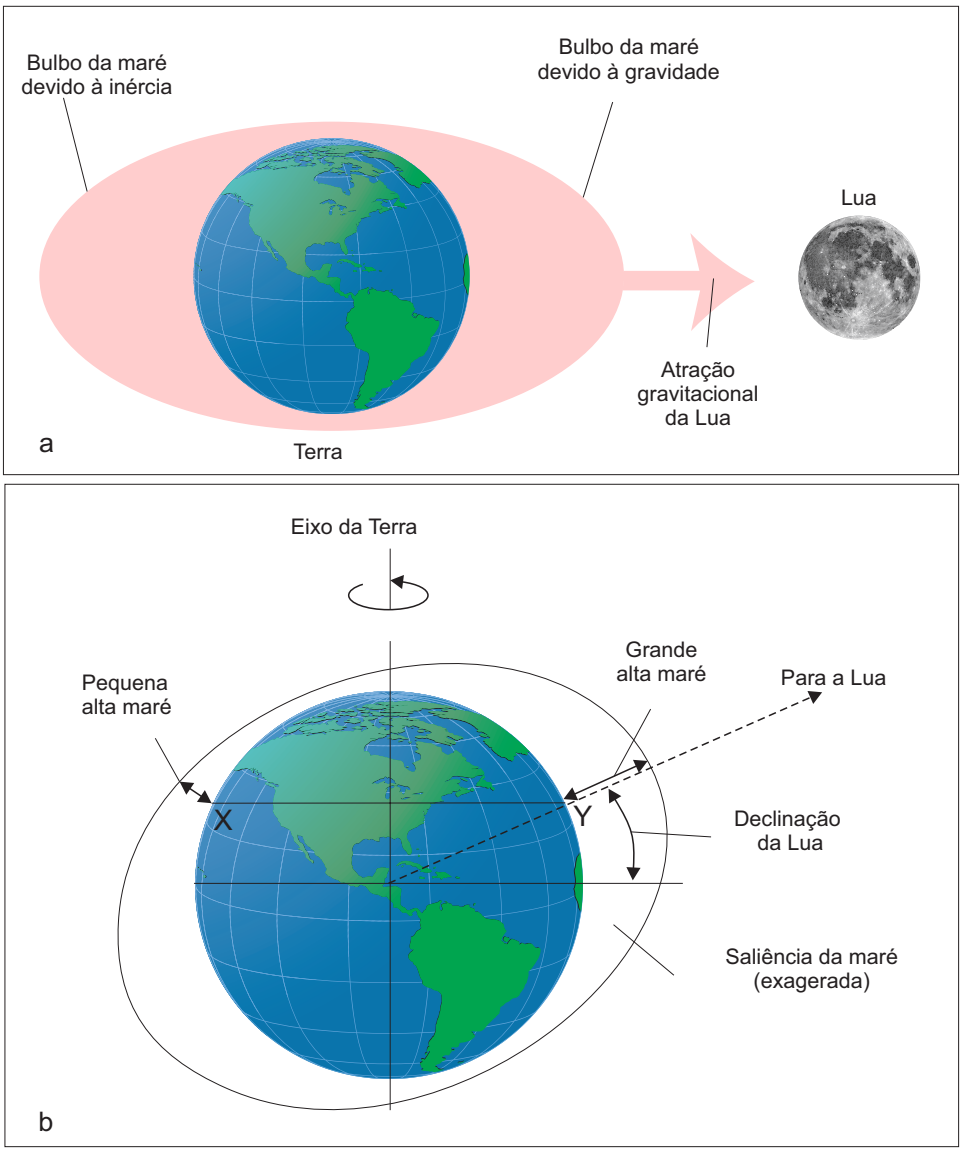


Figura 9.3 (a) Diagrama esquemático do bulbo de maré devido à atração gravitacional da Lua; (b) Esquema do bulbo de maré devido à Lua, considerando a inclinação da órbita da Lua em relação ao Equador terrestre. [Fonte: *Open University*, 1989].

Ao se estudar conjuntamente a influência da atração astronômica do Sol e da Lua, um interessante padrão se configura. Para simplificar a análise inicial, são consideradas declinações nulas de ambas as órbitas, como se Terra, Sol e Lua estivessem todos em um mesmo plano no espaço (Fig. 9.4). Pode-se perceber que o resultado da combinação dos efeitos depende fundamentalmente da fase da Lua, determinando dois tipos de marés:

> **Marés de Sizígia**: ocorrem em situações de lua cheia e lua nova, ou seja, quando Sol, Terra e Lua estão alinhados, o que faz com que os bulbos coincidam e as marés tenham as maiores amplitudes.
>
> **Maré de Quadratura**: ocorrem em situações de lua crescente e minguante, quando os astros estão em quadratura, o que torna destrutiva a interferência entre os bulbos pela defasagem de 90° entre eles, de modo que nesses períodos as amplitudes das marés são pequenas.

As variações cíclicas das posições do Sol e da Lua produzem muitas oscilações do nível do mar e dos componentes de maré, cuja sobreposição define o nível da maré de dado local em dado horário. É interessante imaginar a composição de astros em conjunção, com declinação zero de ambas as órbitas, Sol no peri-hélio e Lua no perigeu, configuração esta que daria origem a uma supermaré astronômica.

É importante ressaltar que as amplitudes de marés resultantes da Teoria do Equilíbrio são pequenas em relação às marés observadas, principalmente devido à resposta dinâmica dos oceanos reais às forçantes astronômicas. Não obstante, as frequências das componentes de maré são exatamente aquelas previstas pela Teoria do Equilíbrio, o que significa que o caráter absolutamente periódico das marés está relacionado às forçantes astronômicas ininterruptamente atuantes. Por esse motivo, as ondas de maré podem ser ondas forçadas, uma vez que nunca alcançam o equilíbrio com as forças geradoras no desenvolvimento das oscilações.



Foto: Projeto Amazônia Azul

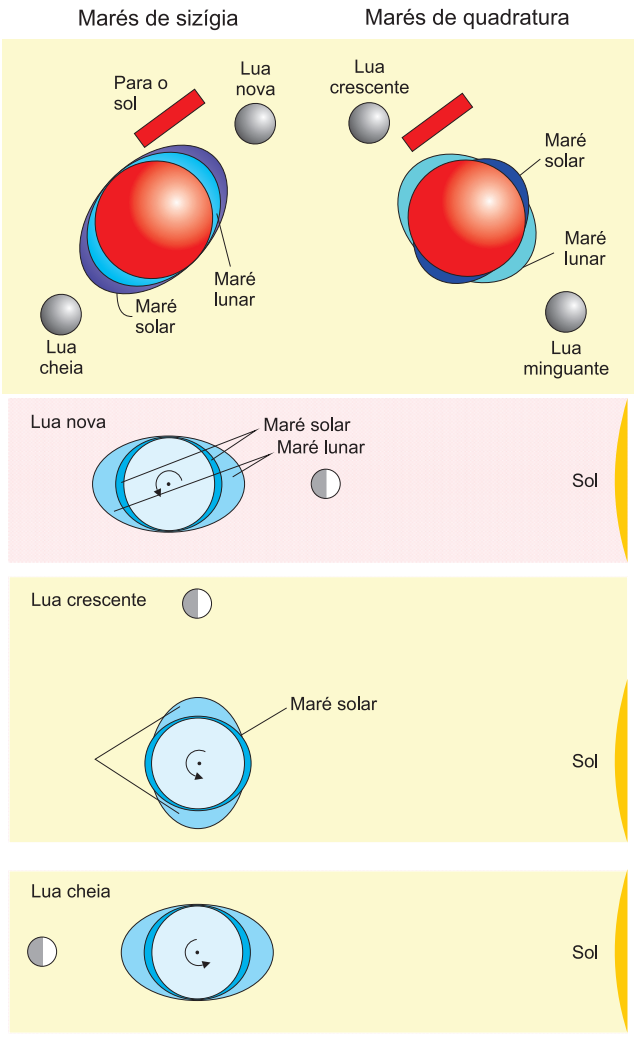


Figura 9.4 Diagrama esquemático da combinação dos bulbos de maré devidos à Lua e ao Sol. De acordo com a fase da Lua, haverá interferência construtiva ou destrutiva entre os bulbos. [Fonte: Open University, 1989].

3 ASPECTOS DESCRITIVOS DA MARÉ EM ESCALA GLOBAL

Para descrever as características das oscilações de maré em determinado local, os seguintes termos específicos são bastante utilizados:

Maré alta ou preamar: nível máximo atingido em um ciclo;

Maré baixa ou baixa-mar: nível mínimo atingido em um ciclo;

***Range* de maré**: diferença entre os níveis de preamar e baixa-mar; e

Amplitude de maré: diferença entre preamar e o nível médio do mar (metade do *range*).

Muitas razões podem ser apresentadas para explicar por que as marés reais não se comportam como na Teoria do Equilíbrio. A primeira delas, já mencionada, refere-se ao fato de a Terra girar em torno de seu eixo, o que implicaria a necessidade de que o bulbo de maré se propagasse no sentido contrário do movimento da superfície terrestre para manter-se alinhado com a Lua. Entretanto, em decorrência da profundidade dos oceanos, não haveria velocidade suficiente para tal propagação do bulbo.

A segunda razão, também citada anteriormente, e bastante simples de ser apresentada, está ligada à presença dos continentes, que impede que os bulbos se propaguem livremente, além do fato de que a geometria dos continentes restringe a direção dos escoamentos.

Adicionalmente, há também razões dinâmicas que envolvem a existência de um intervalo de tempo para a resposta do Oceano às forças trativas de maré, uma vez que a reação não seria instantânea e tampouco estática. Por fim, o efeito de rotação (Coriolis) exerce um papel importante na deflexão dos fluxos de maré, dadas as escalas espacial e temporal dessas oscilações em escala global.

Por esses motivos, a propagação das marés nas bacias oceânicas dá-se por meio da formação de sistemas anfidrômicos, os quais resultam da combinação dos efeitos de rotação com as próprias restrições geométricas das bacias oceânicas. De maneira bastante simplificada, esse tipo de sistema consiste em uma crista de onda circundando completamente o ponto central, chamado ponto anfidrômico, em um ciclo completo da oscilação.

No ponto anfidrômico propriamente dito, a amplitude da oscilação é zero, aumentando com a distância ao mesmo. Isso faz com que as linhas de mesma amplitude sejam concêntricas. Por outro lado, a propagação ao redor do ponto anfidrômico faz com que as linhas de mesma fase da oscilação sejam radiais em relação a esse ponto (Fig. 9.5).

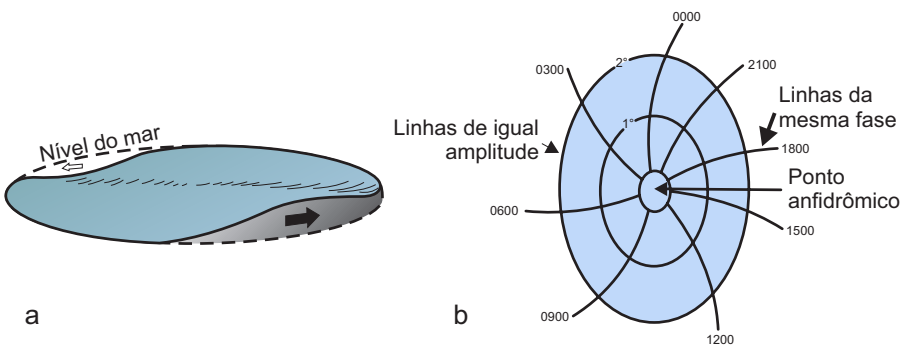


Figura 9.5 (a) Esquema de um sistema anfidrômico; (b) Isolinhas de amplitude e de fase em torno de um ponto anfidrômico (no sentido anti-horário). [Fonte: Open University, 1989].

Esses movimentos regulares de subida e descida do nível do mar estão evidentemente associados a deslocamentos de volumes de água, os quais são denominados correntes de maré. É muito importante ressaltar que as correntes de maré atuam em toda a coluna de fluido, não se restringindo apenas às camadas superiores do oceano. Isso ocorre porque as forças que geram os movimentos independem da profundidade, o que faz com que toda a coluna se mova. Dessa forma, o deslocamento de um determinado volume de água vai estar associado a correntes mais intensas em colunas rasas do que em colunas profundas, o que justifica a ocorrência de correntes de maré de fraca intensidade em locais profundos, quando comparadas aos valores observados em locais rasos.

No oceano aberto, longe dos contornos continentais, as correntes de maré realizam giros periódicos ao longo do ciclo da oscilação, formando estruturas denominadas elipses de correntes de maré, ou simplesmente elipses de maré (Fig. 9.6). É importante não confundir a formação das elipses de maré em Oceano aberto com o fato de a onda de maré circundar um ponto anfidrômico, pois as elipses formam-se em todos os pontos oceânicos, expressando o movimento oscilatório da água naquele ponto específico. Em mar profundo, distante das influências de linhas de costa, o potencial gerador de marés e a força de Coriolis agem no sentido de induzir giros das ondas ao redor dos pontos anfidrômicos, com sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul.

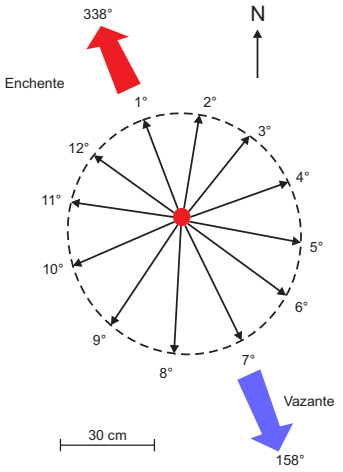


Figura 9.6 Diagrama esquemático de uma elipse de maré, formada pelos vetores das correntes de maré ao longo do ciclo completo da oscilação.

Em decorrência da geometria das bacias oceânicas, o período semidiurno não predomina em todos os locais ao longo de todo o globo. Por esse motivo, é usual classificar os tipos de marés em termos do período dominante da oscilação. A Figura 9.7 apresenta um diagrama esquemático com indicação dos diferentes tipos de maré

(semidiurna, diurna e mista) ao redor do planeta. Nela é visível a predominância semidiurna pura (duas preamares e duas baixa-mares por dia), mas destaca-se a razoável proporção com dominância conjunta de oscilações diurnas e semidiurnas, que dá origem a marés do tipo misto (parte do mês diurna e parte semidiurna). Além dessas, uma pequena porção de regiões do planeta tem dominância diurna (uma preamar e uma baixa-mar por dia).

A Figura 9.8, por sua vez, apresenta previsões de maré em diferentes localidades do Oceano Pacífico, considerando o mês de janeiro de 2013. As dominâncias diurnas e semidiurnas são facilmente reconhecidas, comportando-se como senoides quase perfeitas, com períodos de 12 e 24 horas, respectivamente. Por outro lado, nas regiões onde há superposição de oscilações diurnas e semidiurnas, as chamadas marés mistas, ocorre a desigualdade diurna prevista na Teoria do Equilíbrio. Nessas áreas, apesar de haver regime semidiurno, há variação significativa das duas amplitudes de maré de um mesmo dia, deformando a forma de senoide ideal dos regimes puros (diurnos ou semidiurnos).

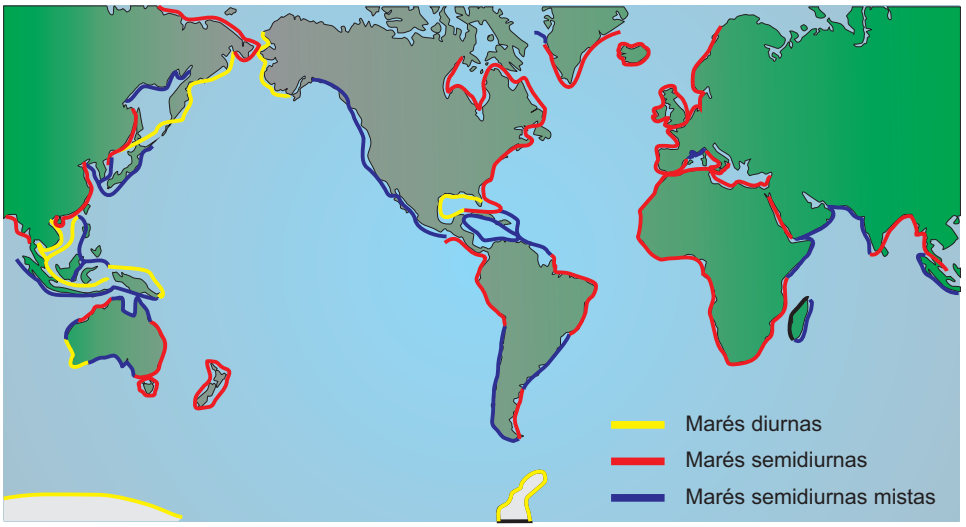


Figura 9.7 Tipos de maré em função dos períodos dominantes de oscilação.

Considerando a existência de amplitudes de maré bastante diferentes, de local para local, como evidenciado na Figura 9.8, é oportuno mencionar que o formato de algumas bacias oceânicas propicia a ocorrência de fenômenos de ressonância, fazendo com que as amplitudes da maré sejam bastante elevadas. Mares semifechados e golfos também podem apresentar características peculiares. Além desses efeitos, a geometria das plataformas continentais pode alterar significativamente a onda de maré, bem como a presença de estuários e desembocaduras de rios.

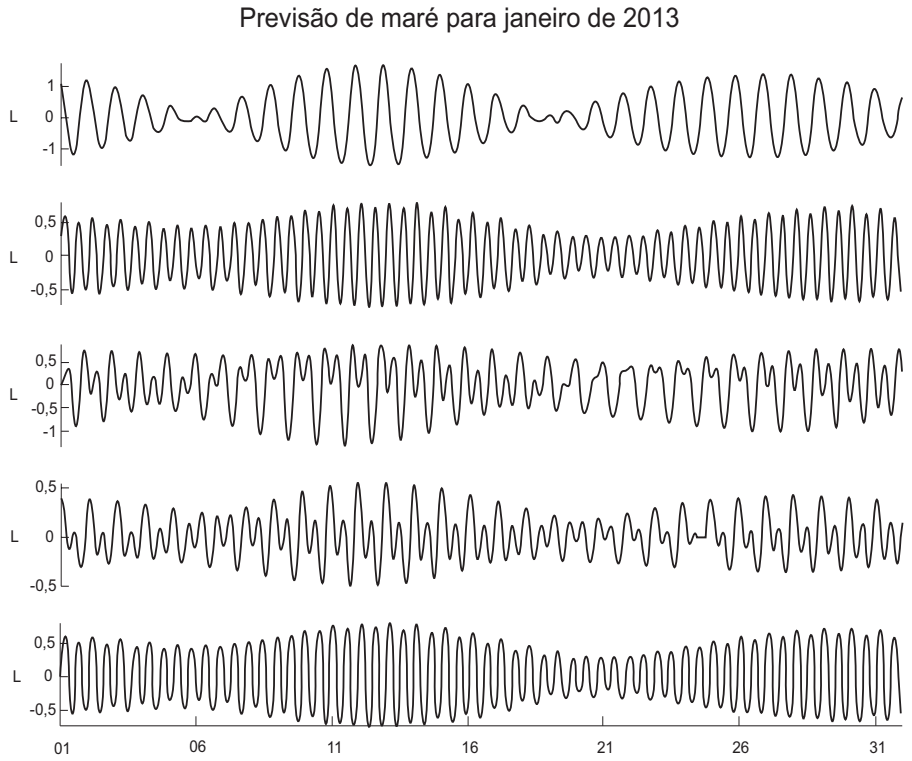


Figura 9.8 Previsões de maré para diversos locais do globo para o mês de janeiro de 2013. Destaca-se a diferença na periodicidade dominante conforme a localidade, bem como as diferenças na amplitude das oscilações. De cima para baixo: Hai Phong (Vietnan, 20°N 108°E); Santo Domingo (República Dominicana, 18°N 070°W); Bahr Hadri (Omã, 19°N 058°E); Lima (Peru, 12°S 078°W); e Walvis Bay (Namíbia, 23°S 014°E).

3 Marés sobre a Plataforma Continental e Regiões Costeiras

A transição da onda de maré do oceano profundo para a plataforma continental é caracterizada como uma propagação de onda longa. Dessa forma, a diminuição da profundidade, à medida que o talude e a plataforma continental são atingidos, implica efeitos dinâmicos bastante importantes, que requerem formulações matemáticas específicas. Cabe mencionar que a variação do nível do mar nas plataformas continentais ocorre através de cooscilação com a maré do oceano profundo, dadas as restrições dinâmicas impostas à propagação da maré em função da morfologia de cada local. Essas peculiaridades dependem da inclinação do fundo e da extensão da plataforma continental. Nas regiões costeiras, há também forte influência da presença de embaiamentos ou penínsulas, assim como de estuários e canais.

Em decorrência do aumento do atrito com o fundo, as regiões rasas modificam sensivelmente as ondas de maré, dando origem a oscilações não diretamente relacionadas aos movimentos astronômicos, as quais são formadas por interações não-lineares entre

duas ou mais ondas diferentes ou até mesmo por interações de uma onda consigo própria. Estes aspectos serão abordados mais detalhadamente no item **Análise de maré**.

As elipses de maré sobre as plataformas continentais muitas vezes possuem alta excentricidade, quando o giro da corrente de maré é caracterizado por intensidades bem maiores em determinada direção, assinalando condições típicas de maré enchente e de maré vazante. O sentido de rotação das elipses de maré sobre as plataformas é normalmente controlado pela inclinação do fundo e também pela reflexão de ondas costeiras. Outra influência importante na definição do sentido de giro da elipse de maré numa região costeira é a presença de baías e golfos. À medida que as restrições geométricas aumentam, como em canais estreitos, por exemplo, as correntes de maré podem se tornar praticamente retilíneas, do tipo vaivém.

Um importante aspecto sobre a propagação da maré em regiões próximas à costa refere-se ao comportamento da oscilação em termos de elevação da superfície livre do mar e de correntes. Uma onda é dita progressiva quando os valores máximos de elevação ocorrem no mesmo instante dos valores máximos de velocidade de corrente. Por outro lado, é dita estacionária quando os valores máximos de elevação ocorrem associados a valores nulos de correntes. O aspecto progressivo normalmente caracteriza oscilações sem qualquer influência de efeitos que impeçam sua livre propagação, enquanto o aspecto estacionário é encontrado em regiões onde a característica da onda é deformada pelos efeitos locais.

No caso das ondas de maré, aspectos progressivos podem ser observados em oceano profundo e nas porções centrais das bacias oceânicas, longe do efeito do atrito dos continentes e do fundo. Já em baías e estuários, a onda de maré normalmente se comporta de maneira diferente, pois os extremos de elevação ocorrem simultaneamente aos valores nulos de corrente, e vice-versa, o que caracteriza as ondas estacionárias. Assim, nos instantes de preamar ou baixa-mar, não há atuação de correntes, situação normalmente conhecida como estofa de maré. Para esses casos, as correntes máximas irão ocorrer próximas à metade do intervalo entre preamar e baixamar, caracterizando a alternância de regimes de maré enchente e de maré vazante.

Em um sistema costeiro ou estuarino, a onda não é progressiva pura e nem estacionária pura. Além disso, os correspondentes sistemas de correntes podem apresentar variações significativas entre locais próximos, em função da mudança de profundidade, da irregularidade na linha de costa, na presença de canais e ilhas, etc. Em estuários com vazão de água doce significativa, para os quais o escoamento de vazante inclui a drenagem continental, pode haver situações com correntes mais intensas de vazante ou então períodos mais longos de maré vazante, o que caracteriza uma assimetria no ciclo da maré. Um exemplo de assimetria de maré é encontrado na costa Norte do Brasil, em Bragança, Estado do Pará (Fig. 9.9), onde o intervalo de tempo que caracteriza a enchente é menor do que aquele de vazante.

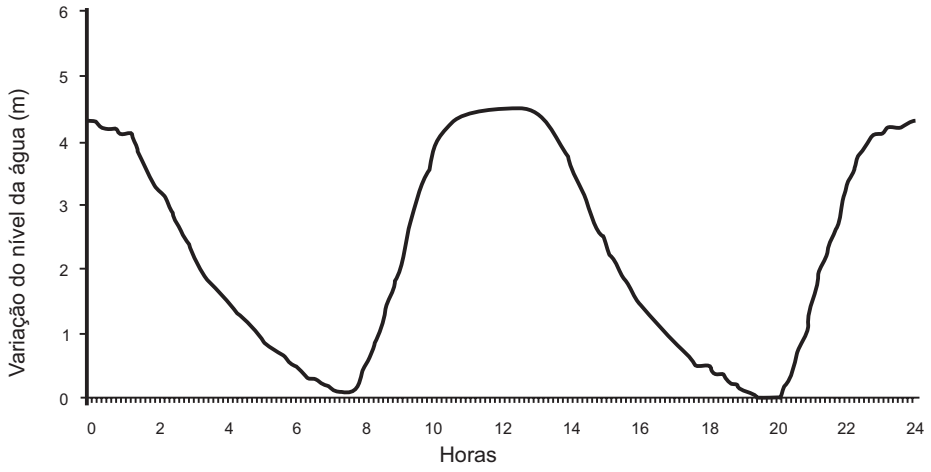


Figura 9.9 Série temporal observada durante maré de sizígia no estuário do Rio Caeté, município de Bragança (PA). [Fonte: PEREIRA et. al., 2010].

Mesmo em situações com drenagem continental menos relevante, regiões estuarinas geralmente apresentam, em função de sua geometria, enorme variabilidade horizontal do campo de correntes de maré, assim como reversões de fluxos entre enchente e vazante, que não apresentam as mesmas intensidades em todos os pontos do estuário. Esses aspectos são responsáveis por efeitos residuais na circulação de maré, fazendo com que determinadas áreas possam ser mais comumente caracterizadas por correntes de enchente, enquanto outras são mais propícias à vazante. Esse comportamento dá origem aos chamados vórtices de maré, que são estruturas residuais causadas pelo vaivém assimétrico ao longo de vários ciclos de maré. Situações desse tipo podem ser encontradas em estuários relativamente largos e extensos, como é o caso da Baía de Paranaguá, Estado do Paraná. Na Figura 9.10, obtida através de médias de vários ciclos de maré representados em simulações numéricas, é possível notar regiões com dominância de enchente e outras de vazante, de modo que sua combinação dá origem a estruturas vorticais, de grande importância para a qualidade da água e para o transporte de sedimentos. Essas estruturas normalmente localizam-se próximo aos afunilamentos presentes no estuário, os quais interferem nos escoamentos de enchente e de vazante, deformando a onda de maré.

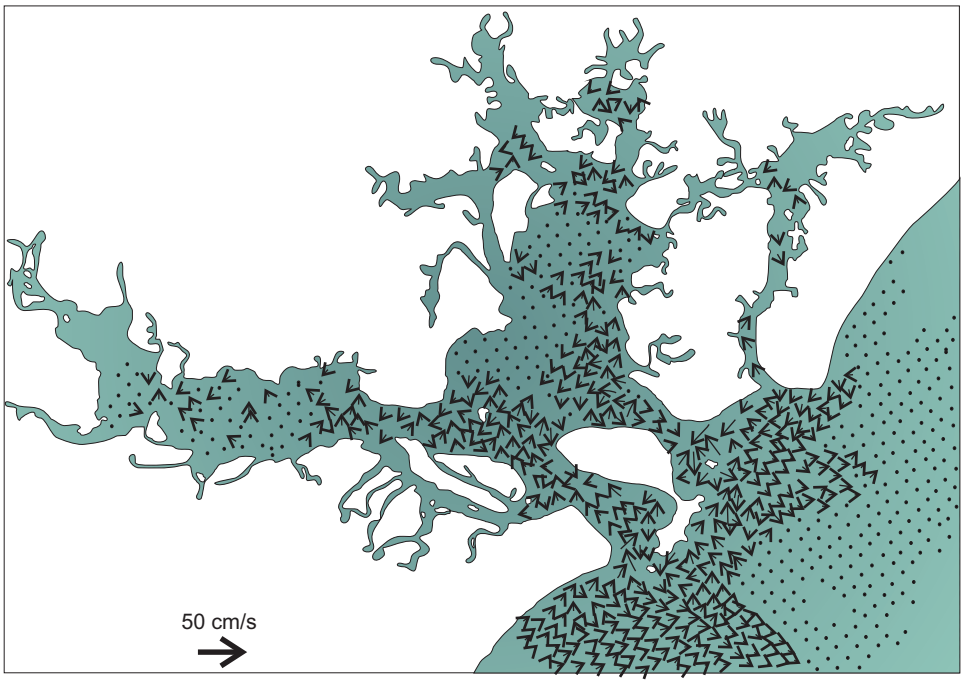


Figura 9.10 Campo vetorial de correntes residuais de maré para a Baía de Paranaguá (PR), obtido a partir de médias ao longo de vários ciclos de maré simulados numericamente [Fonte: Harari, 2003].

5 Caracterização da Maré Astronômica ao Longo da Costa Brasileira

Dada a extensão da costa brasileira e a diferenciação entre os tipos existentes de maré apresentados anteriormente (Fig. 9.7), é altamente relevante expor as características do fenômeno das marés em distintas regiões da costa do Brasil. Há grande variação do regime das marés ao longo da costa, desde um regime dominado por oscilações semidiurnas bastante amplificadas na costa da Região Norte até um regime misto com pequena amplitude de maré no extremo sul do país, conforme a ilustração que segue (Fig. 9.11).

A Figura 9.11 traz as previsões de maré para seis estações costeiras do Brasil para o mês de janeiro de 2013 (maiores detalhes sobre a elaboração destas previsões serão apresentadas na sequência do capítulo). Todas essas estações encontram-se em locais abrigados, não expostas diretamente ao mar aberto, o que certamente leva a comportamentos bastante peculiares. Independente disso, ao comparar essas distintas localidades destacam-se tanto a amplitude da maré quanto o número de baixa-mares e preamares em um mesmo dia.

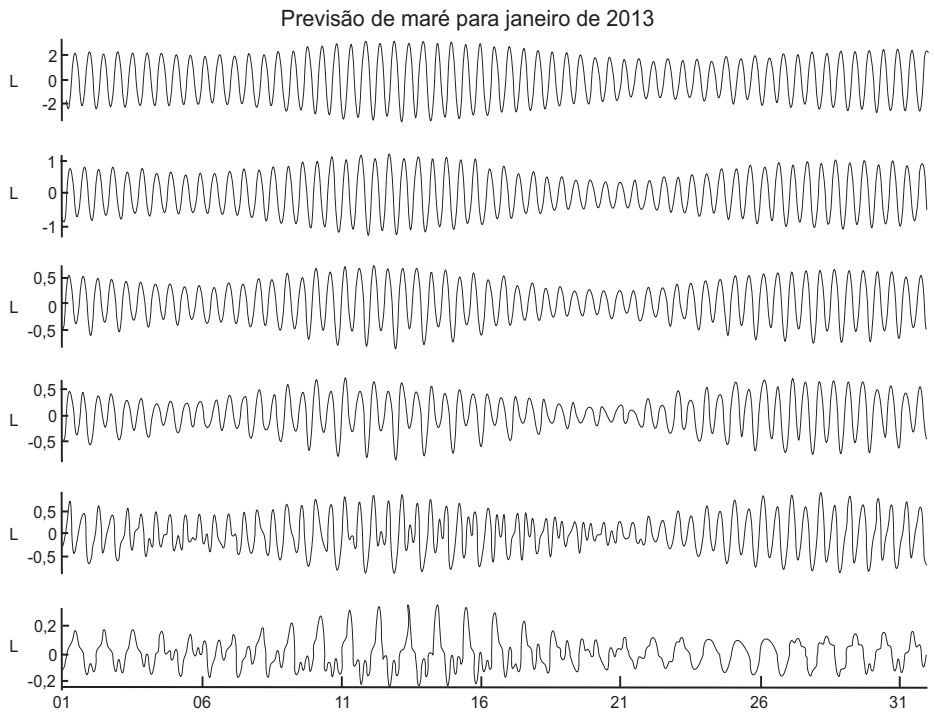


Figura 9.11 Previsões de maré para diversos portos brasileiros para o mês de janeiro de 2013. De cima para baixo: São Luís (MA), Recife (PE), Vitória (ES), Santos (SP), São Francisco do Sul (SC) e Rio Grande (RS). Observe a mudança na escala vertical entre os diferentes locais.

A oscilação em São Luís apresenta-se consideravelmente amplificada em relação às demais, apresentando duas baixa-mares e duas preamares simétricas em relação ao nível médio por dia. Já em Recife, a amplitude não é tão elevada, mas o regime continua sendo dominado pelas oscilações semidiurnas. Em Vitória, por sua vez, passa a existir a chamada desigualdade diurna, que caracteriza os regimes mistos, pois as oscilações diurnas são mais relevantes em Vitória do que em São Luís e Recife. Nas estações de Santos e São Francisco do Sul, o regime misto ainda é evidente, mas aparecem também situações com três (ou até quatro) baixa-mares por dia, o que caracteriza explicitamente a modificação que a plataforma continental e as regiões costeiras exercem na onda de maré. Em Rio Grande, são observadas amplitudes de maré relativamente baixas em relação aos outros locais descritos, caracterizando a pouca importância das oscilações de maré na região.

Na costa da Região Norte do Brasil, onde ocorrem grandes amplitudes de maré causadas por ressonâncias da maré em escala de bacia oceânica, a invasão dos estuários do Rio Amazonas e do Rio Araguari pelas águas do mar, nas condições de maré de sizígia em período de enchente, causa o fenômeno conhecido como **pororoca** (do

tupi *poro'roka*, de *poro'rog*, estrondar). Apesar de ser bastante elevado o volume da drenagem continental, a inércia das marés oceânicas é suficiente para se contrapor à descarga fluvial, o que faz com que a água doce seja "empurrada" de volta para as porções interiores do estuário. Nessas situações, é comum ocorrer a formação de uma ondulação exatamente na fronteira da água salgada com a água doce, a qual viaja em direção às porções interiores do estuário (Fig. 9.12). Fenômeno semelhante ocorre em outros locais do planeta, sendo o mais intenso no Rio Qiantang na China.

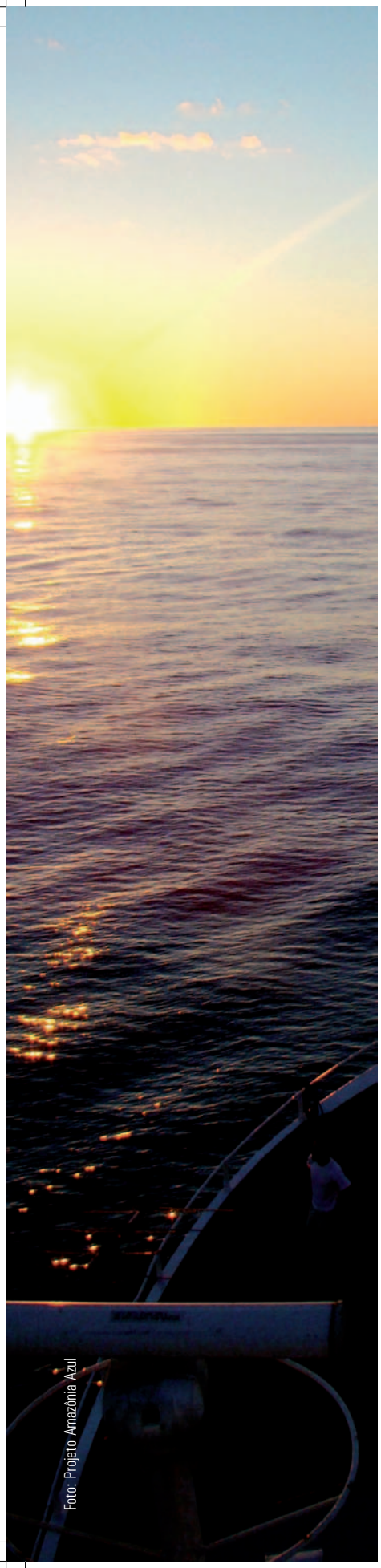


Figura 9.12 Foto ilustrativa do fenômeno da pororoca no Rio Araguari, Estado do Amapá. [Fonte: <www.flogao.com.br>].

6 Medições do Nível do Mar (*in situ* e por altimetria)

Marégrafos são aparelhos que registram o nível do mar. Na costa, podem ser de flutuador, de pressão ou de radar, enquanto no oceano aberto são utilizados marégrafos de pressão ou medições de altímetros a partir de satélites ou aviões.

A Figura 9.13a mostra o esquema de um marégrafo de flutuador. O flutuador opera dentro de um tubulão (ou poço) com furo, move-se verticalmente com a variação do nível do mar, girando uma roda, que, por sua vez, arrasta uma roda menor concêntrica e solidária, movimentando um fio ligado a uma pena registradora. Essa pena registra a maré num papel que envolve um tambor, o qual gira acionado por um relógio. O movimento alternativo da pena produzido pela oscilação do


Foto: Projeto Amazônia Azul

flutuador, aliado à rotação das rodas, reproduz sobre o papel a **curva de maré** ou **maregrama**. Para que uma estação maregráfica possa ser recuperada em qualquer época, é imprescindível que, mediante um nivelamento geométrico, o zero da régua seja referido a uma marca fixa em terra, chamada Referência de Nível (RN). Convém mesmo tomar várias RN, de preferência em edifícios seculares e com pequenas probabilidades de destruição.

Marégrafos de pressão são normalmente sensores de pressão colocados no fundo do mar, que medem a pressão (ou a altura) da coluna de água e a registram internamente a determinados intervalos de tempo. Dessas medidas deve ser subtraída a pressão atmosférica. Em locais profundos, esses aparelhos são fundeados por longos períodos de tempo com âncoras. Na sua recuperação, são liberados das âncoras por meio de comunicação acústica, com bóias a eles acopladas, levando-os até a superfície, onde são coletados pelos navios. Marégrafos de pressão são também utilizados na linha da costa, juntamente com barógrafos, o que facilita a subtração da pressão atmosférica.

Atualmente, também são utilizados marégrafos de radar, que operam fora da água e enviam pulsos eletromagnéticos para a superfície do mar, da qual voltam refletidos. O intervalo de tempo entre a emissão dos pulsos e a recepção dos ecos indica a distância do emissor à superfície do mar, da qual se extrai a informação sobre o nível da superfície do mar (Fig. 9.13b).

O nível da superfície do mar também pode ser medido por meio de altímetros (sensores ativos) colocados em satélites ou aviões, que enviam sinais (eletromagnéticos) e os recebem refletidos. O intervalo de tempo para a recepção do eco, a intensidade e a forma do mesmo indicam o nível da superfície do mar, a intensidade do vento e a altura significativa das ondas de superfície (Fig. 9.13c). A concepção da medição de nível do mar pelo altímetro é similar à do marégrafo de radar.

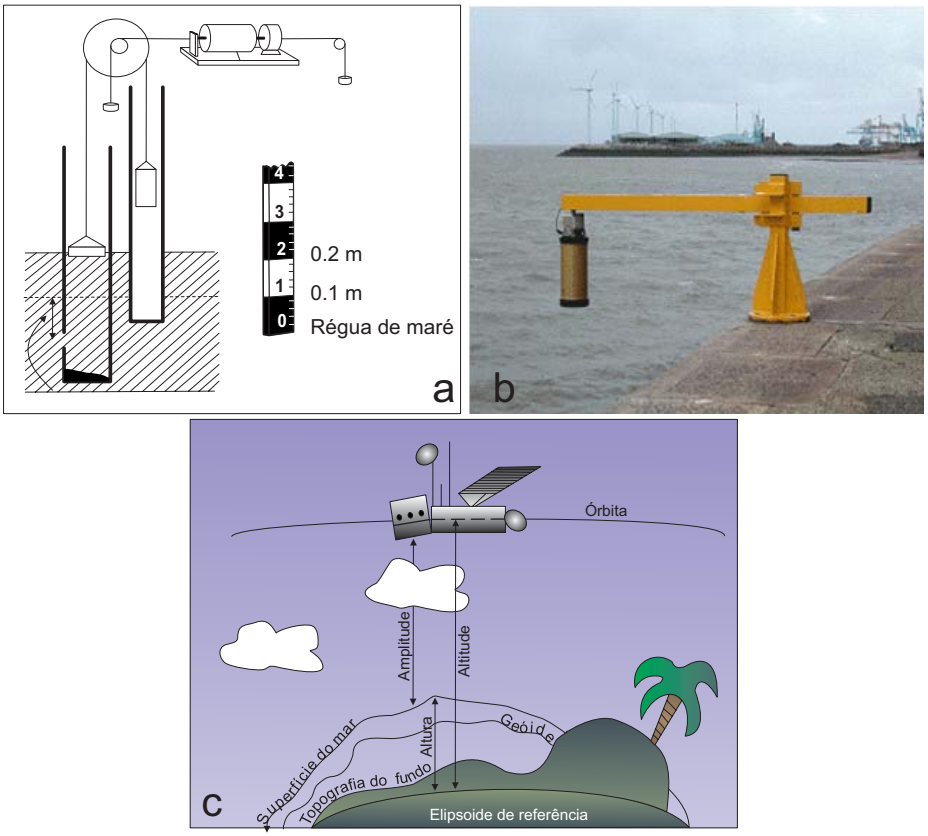


Figura 9.13 Diferentes maneiras para medir a variação vertical do nível do mar; (a) marégrafo de boia; (b) marégrafo de radar e (c) medidas altimétricas por satélites.
[Fonte: Apostilas de Joseph Harari].

O registro da maré de um local por um longo período de tempo (vários anos) permite a análise precisa da maré nesse local. Com os resultados da **análise de maré**, é possível estabelecer a **previsão de maré**, normalmente apresentada na **tábua de maré**, a qual contém as previsões dos instantes precisos de ocorrência de preamares e baixa-mares, assim como os respectivos níveis. A análise de maré permite também determinar certos níveis de referência da maré, sendo os principais:

Nível médio do mar: corresponde à média das alturas de maré observadas num longo período;

Nível médio de preamares: é o valor médio das elevações observadas nas preamares, em períodos adequadamente longos;

Nível médio das baixa-mares: análogo ao anterior, mas para as baixa-mares;

Nível médio das preamares de sizígia: corresponde ao valor médio das preamares observadas nos períodos de sizígia;

Nível médio das baixa-mares de sizígia: análogo ao anterior, mas para as baixa-mares;

Nível médio das preamares de quadratura: corresponde ao valor médio das preamares observadas nos períodos de quadratura;

Nível médio das baixa-mares de quadratura: análogo ao anterior, mas para as baixa-mares;

Nível de redução de sondagens: é um nível suficientemente abaixo do nível médio do mar, que informa aos navegantes as condições mínimas de segurança de um porto para suas embarcações e navios. Esse nível normalmente é publicado nas cartas náuticas.

Para descrever as características das oscilações de maré em determinado local, além de preamar, baixamar, *range* e amplitude acima citados, os seguintes termos específicos são bastante utilizados:

Maré astronômica: gerada exclusivamente pela atração gravitacional;

Componentes de maré: ondas com frequências ou períodos bem definidos (dados pelos movimentos dos astros), as quais possuem amplitudes e fases definidas para cada ponto no oceano, sendo as fases relativas a uma origem de tempo arbitrária;

Maré de Sizígia (na lua nova e cheia): maré que ocorre em período com range da oscilação amplificado pelo efeito construtivo dos bulbos;

Maré de quadratura (na lua crescente e minguante): maré que ocorre em período com *range* da oscilação reduzido pelo efeito destrutivo dos bulbos;

Maré meteorológica: diferença entre a maré astronômica e a efetivamente observada, gerada por influências meteorológicas (pressão atmosférica e vento).

7 ANÁLISE HARMÔNICA DE MARÉ E AS TÁBUAS DE MARÉ

Estudos práticos de maré, com o objetivo de prever as elevações da superfície (e as correntes) no decorrer do tempo, envolvem a análise harmônica de registros em locais de interesse e em determinados períodos de tempo. A Teoria do Equilíbrio[1] determina as forças e o potencial gerador de marés nos pontos de observação nos períodos correspondentes.

Matematicamente, o potencial pode ser resolvido num número finito de componentes periódicas. São listados cerca de 390 componentes, chamadas **componentes de maré**, sendo 100 de longo período, 160 diurnas, 115 semidiurnas e 14 terdiurnas. As componentes diurnas têm período em torno de 24 h solares

[1] Teoria do equilíbrio das marés de THURMAN, 1997.

(velocidade angular em torno de 15°/h); as semidiurnas têm período aproximado de 12 h (velocidade angular aproximadamente igual a 30°/h); as terdiurnas têm período em torno de 8 h (velocidade angular 45°/h), e as de longo período possuem lapsos de tempo maiores que um dia. Para cada componente, com velocidade angular ϖ_j, há uma amplitude de equilíbrio A_j e uma fase de equilíbrio α_j, em cada ponto do oceano. Portanto, a variação da elevação de equilíbrio h_e no instante de tempo t, em cada ponto do oceano, é dada por:

$$n_e = \Sigma_j A_j \cos (w_j t + \alpha_j)$$

As amplitudes de equilíbrio das componentes de maré são usualmente relacionadas com a amplitude de equilíbrio da principal componente lunar semidiurna. Cada componente está fisicamente relacionada a alguma combinação dos movimentos dos astros. Assim, os movimentos dos astros e seus correspondentes períodos são a base para a determinação das frequências angulares das componentes harmônicas de maré. A Tabela 9.1 apresenta os movimentos astronômicos e suas características mais relevantes para o fenômeno das marés. É interessante perceber como os conceitos envolvidos na Teoria do Equilíbrio entram no cômputo das frequências angulares das componentes de maré.

Tabela 9.1 Períodos e frequências básicos dos movimentos astronômicos. O dia médio solar e o ano tropical são usados em nossas atividades diárias. Note que $\varpi_0+\varpi_3=\varpi_1+\varpi_2=\varpi_5$, os valores de ϖ são usualmente expressos em radianos por unidade de tempo. As velocidades em graus por unidade de tempo são representadas pelo símbolo σ [Fonte: Pugh, 1987].

		Frequência		Velocidade angular	
	Período	Frequência	Frequência angular	Símbolo	Taxa de variação
Dia médio solar	1,00 dia médio solar	1,00 ciclos por dia médio solar	15,0 graus por hora média solar	w_0	C_s
Dia médio lunar	1,0351	0,9661369	14,4921	w_1	C_j
Mês sideral	27,3217	0,0366009	0,5490	w_2	s
Ano tropical	365,2422	0,0027379	0,0411	w_3	h
Perigeu	8,85 anos Julianos	0,00030937	0,0046	w_4	p
Nodo ascendente da Lua	18,61 anos Julianos	0,0001471	0,0022	w_5	N
Peri-hélio	20942 anos Julianos			w_6	p'

Cada uma dessas componentes de maré tem sua frequência angular expressa por uma expansão do tipo $\varpi_n=i_a\varpi_1+ i_b\varpi_2+ i_c\varpi_3+ i_d\varpi_4+ i_e\varpi_5+ i_f\varpi_6$, onde os "$\varpi$" são as frequências angulares astronômicas apresentadas na Tabela 9.1 e os "i" são os números de Doodson de cada componente de maré (definidos por valores inteiros próximos de zero):

i_a : espécie de maré; 0 – longo período; 1 – diurna; 2 – semidiurna;

i_b : longitude média da Lua;

i_c : longitude média do Sol;

i_d : longitude do perigeu lunar;

i_e : longitude do nodo ascendente lunar; e

i_f : longitude do peri-hélio.

Além do dia médio solar C_s e do dia médio lunar C_p, os parâmetros *s*, *h*, *p*, *N* e *p'* são aqueles que caracterizam a conjunção entre os astros. Sendo assim, possuem expressões algébricas que permitem obtê-los para qualquer instante de tempo, as quais estão mostradas na Tabela 9.2.

Tabela 9.2 Elementos orbitais usados para as expressões harmônicas da **Maré de Equilíbrio**. Pequenas tendências seculares nas velocidades estão incluídas nos termos T^2

Longitude média da Lua	$s=277{,}01^\circ+481267{,}89^\circ T+0{,}0011^\circ T^2$
Longitude média do Sol	$h=280{,}19^\circ+36000{,}77^\circ T+0{,}0003^\circ T^2$
Longitude do perigeu	$p=334{,}39^\circ+4069{,}04^\circ T-0{,}0103^\circ T^2$
Longitude do nodo ascendente da Lua	$N=259{,}16^\circ-1934{,}14^\circ T+0{,}0021^\circ T^2$
Longitude do peri-hélio	$p'=281{,}22^\circ+1{,}72^\circ T+0{,}0005^\circ T^2$

T representa o tempo em unidades de séculos julianos (ou seja, séculos de anos com 365,25 dias médios solares) desde 00 GMT de 01 de janeiro de 1900. Para 00 GMT de um dia qualquer *D,* num ano qualquer *Y*, a variável *T* é dada pela expressão:

$$T = \frac{365\ .\ (Y - 1900) + (D - 1) + i}{36525}$$

onde *i* é a parte inteira de *(Y-1901)/4*. Observe que 1900 não é ano bissexto, enquanto 2000 é um ano bissexto.

O principal objetivo da análise harmônica do registro de maré de um local é conhecer as amplitudes e fases das componentes de maré e poder prever a altura de maré naquele ponto do oceano. Para isso, um registro do local é analisado para componentes de determinadas frequências, usando a análise de Fourier[2]. Utilizando também resultados da **Teoria de Equilíbrio**, são determinadas uma amplitude H_j e uma fase G_j para cada componente, os quais são chamados constantes harmônicas de uma componente naquele local e são características de uma posição no mar. Então, a elevação η naquele ponto do oceano pode ser prevista para um instante de tempo *t* qualquer, usando a expressão:

$$n = \sum_j f_j H_j \cos(w_j t + \beta G_j)$$

[2] Matemático francês que em 1822 elaborou procedimentos para a descrição e análise de ondas complexas.

onde σ_j são as velocidades angulares das diversas componentes de maré, constantes, dadas pela Teoria do Equilíbrio; f_j e β_j são características de cada componente, funções do tempo *t*, sendo denominados fatores nodais de amplitude e de fase, os quais também são determinados pela Teoria do Equilíbrio; e, finalmente, H_j e G_j são as constantes harmônicas de cada componente, no local das medições. Portanto, H_j e G_j são funções da posição do ponto de observação das marés no oceano, constantes no tempo, sendo o produto final da análise harmônica de maré.

Dessa forma, a Teoria do Equilíbrio fornece os valores de σ_j , f_j e β_j. A análise harmônica da maré de um local, baseada na análise de Fourier de um registro, informa como a geometria dos continentes, a topografia do fundo dos oceanos, a progressão das ondas de maré, a força de Coriolis e os modos naturais de oscilação modificam a maré de equilíbrio naquele local, dando os valores de H_j e G_j. As principais componentes, seus símbolos, frequências angulares, períodos e amplitudes de equilíbrio são listados na Tabela 9.3.

Tabela 9.3 Principais componentes de maré, com seus símbolos, frequências angulares, períodos e amplitudes de equilíbrio (referentes a M_2, de amplitude = 100).

Componente	Símbolo	Frequência angular (°/hora)	Período (horas)	Amplitude de equilíbrio
Maior elíptica lunar	Q_1	13,39866	26,87	7,9
Principal lunar diurna	O_1	13,94304	25,82	41,5
Principal solar diurna	P_1	14,95893	24,07	19,4
Luni-solar diurna	K_1	15,04107	23,93	58,04
Maior elíptica lunar	N_2	28,43973	12,66	19,2
Principal lunar	M_2	28,98410	12,42	100,0
Principal solar	S_2	30,00000	12,00	46,6
Luni-solar semidiurna	K_2	30,08214	11,97	12,7

A combinação dos efeitos das componentes de maré astronômica de cada ponto do oceano, principalmente M_2, S_2, O_1, K_1, N_2, K_2, P_1 e Q_1, é a principal responsável pelas marés de sizígia e quadratura, assim como pela desigualdade diurna e desigualdade no intervalo da maré. Deve-se notar que a determinação das forças e acelerações na Teoria Dinâmica das Marés (que será vista no próximo item deste capítulo), considerando a Terra real (com continentes e topografia do fundo dos oceanos) e demais efeitos não considerados pela Teoria do Equilíbrio, é muito difícil, devido à extrema complexidade do sistema de equações e de suas condições de contorno. Assim, a análise harmônica da maré estuda o fenômeno evitando a formulação matemática das causas e ocupando-se do efeito. Dessa forma, a análise de Fourier dos

registros de altura de maré nos pontos do oceano determina como cada componente de maré é afetada, na amplitude e fase, pelos efeitos não considerados na Teoria do Equilíbrio.

As áreas oceânicas respondem de modos diferentes às forças geradoras de maré, de forma que vários tipos de maré são encontrados, conforme apresentado na Figura 9.7 e nas séries temporais simultâneas para janeiro de 2013, representadas nas Figuras 9.8 e 9.11. Na maré do tipo semidiurna predominam as componentes M_2, S_2 e N_2, caracterizando-se por duas preamares (aproximadamente iguais) e duas baixa-mares (idem) num dia. A maré do tipo diurno é produzida principalmente pelas componentes M_1, O_1 e P_1, resultando em uma preamar e uma baixa-mar em cada dia. Nas marés do tipo misto, na parte do mês lunar em que a Lua cruza o Equador (declinação pequena), a maré é principalmente semidiurna. Quando a declinação da Lua é grande, as componentes diurnas são suficientemente fortes para produzir uma preamar e uma baixa-mar por dia.

A maré de desigualdade diurna caracteriza-se por ser basicamente semidiurna, mas as componentes diurnas são notáveis quando a declinação da Lua é grande, de modo que a combinação resulta numa desigualdade diurna importante. A classificação da maré de um local requer o conhecimento das constantes harmônicas de amplitude das componentes M_2, S_2, K_1 e O_1. Denotando-as como $H(M_2)$, $H(S_2)$, $H(K_1)$ e $H(O_1)$, determina-se a razão denominada "número de forma da maré":

$$f_m = \frac{H(k_1) + H(O_1)}{H(M_2) + H(S_2)}$$

Sendo que o tipo de maré de um local é definido pelo valor de f_m, segundo a Tabela 9.4.

Tabela 9.4 Classificação do tipo de maré em função do número de forma

f_m	Tipo de maré
$f_m \leq 0{,}25$	Semidiurna
$0{,}25 < f_m \leq 1{,}5$	Mista, de desigualdades diurnas
$1{,}5 < f_m \leq 3{,}0$	Mista, com predominância diurna
$f_m > 3{,}0$	Diurna

É necessário ressaltar que existem efeitos não-lineares na interação entre componentes de maré em regiões de pequena profundidade, os quais dão origem a um conjunto de componentes com frequências distintas das originais, denominadas

componentes de pequeno fundo. Essas componentes são bastante importantes para previsões confiáveis de maré, e sua determinação depende basicamente do intervalo de amostragem e do número de dados das séries de maré analisadas. Um ponto importante a considerar é que as componentes de pequeno fundo possuem frequências angulares que são combinações lineares das principais componentes que interagem. Por exemplo, uma interação das componentes M_2 e S_2 pode gerar uma componente MS_4, que possui velocidade angular que é a soma das velocidades angulares das componentes originais (o índice 4 indica que essa componente se repete cerca de quatro vezes por dia). Em outro exemplo de formação de componentes de pequeno fundo, pode-se considerar a MN_6, cuja frequência angular é formada por quatro vezes a da M_2 menos uma vez a da N_2, repetindo-se seis vezes a cada dia.

Registros de correntes podem também ser analisados de forma similar às elevações, considerando as componentes de corrente EW e NS separadamente. A partir dessas análises, são obtidas as constantes harmônicas das correntes de maré (amplitudes e fases das componentes EW e NS), cuja combinação define os parâmetros das elipses de maré de cada componente de corrente de maré (semieixos, excentricidade, orientação etc.).

8 Teoria Dinâmica das Marés

A Teoria Dinâmica das Marés trata da resposta hidrodinâmica do oceano real às forças geradoras de maré, considerando os limites dos oceanos (continentais e do fundo), a progressão das ondas de maré e a aceleração de Coriolis. Devido à complexidade das equações não-lineares resultantes e à dificuldade de expressão das condições de contorno, as soluções só são possíveis por meio de técnicas computacionais.

O conjunto de equações representativas da circulação de maré é dado a seguir, onde: *(x,y,z)* é o sistema de coordenadas (para Leste, para Norte e para baixo); *(u,v,w)* são as componentes de correntes segundo *(x,y,z)*; *t* é o tempo; *g* é a aceleração da gravidade; *H* é a profundidade média do mar; *f* é o parâmetro de Coriolis; η é a elevação do nível da superfície; ϕ é o potencial de maré, e (A_h, A_v) são os coeficientes de viscosidade turbulenta (horizontal e vertical).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -g\frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial \phi}{\partial x} + A_h\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + A_v\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial \phi}{\partial y} + A_h\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + A_v\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$w = -\frac{\partial}{\partial x}\int_z^H u\,dz - \frac{\partial}{\partial y}\int_z^H v\,dz$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\int_{-\eta}^H u\,dz + \frac{\partial}{\partial y}\int_{-\eta}^H v\,dz = 0$$

Esse sistema de equações é barotrópico, ou seja, não leva em conta variações da densidade da água do mar. Sua solução é obtida por métodos numéricos, em escala global ou para áreas limitadas do oceano, de modo a calcular as correntes de maré *(u,v,w)* e as elevações de maré η. Em soluções de macroescala, é indispensável incluir o gradiente do potencial de maré ϕ das duas primeiras equações, o qual é calculado por meio da Teoria do Equilíbrio. Por outro lado, em estudos de áreas limitadas, há a necessidade adicional de especificar condições de contorno para as equações, as quais representam as oscilações de maré nos limites abertos das áreas.

9 Previsão do Nível do Mar na Costa – Marés Meteorológicas

A Teoria Harmônica das marés permite a elaboração de tábuas de maré e, consequentemente, a previsão no nível do mar, com precisão da ordem de centímetros. No entanto, desvios sistemáticos dos valores observados em relação à previsão harmônica ocorrem frequentemente, principalmente devido à influência meteorológica de campos de pressão atmosférica e de vento sobre a superfície do oceano, especialmente sobre a plataforma continental e regiões costeiras. Efeitos de correntes de densidade, associados a variações de temperatura e salinidade no oceano, bem como vazões fluviais significativas, também contribuem para os desvios das previsões em relação a observações. Geralmente esses desvios são da ordem de alguns centímetros, positivos ou negativos. Ocasionalmente, podem atingir dezenas de centímetros ou mais. Assim, se houver a conjunção de um grande desvio positivo com marés de sizígia, podem ocorrer grandes inundações em regiões costeiras.

Esses efeitos não estão necessariamente relacionados às estações do ano, uma vez que os sistemas transientes atmosféricos intensos podem ocorrer em qualquer época. De qualquer forma, deve ser ressaltado que em latitudes médias os sistemas meteorológicos são, em geral, mais intensos durante os meses de inverno. Embora seja dada importância maior para os distúrbios positivos mais relevantes, em razão da invasão da água do mar em locais desprotegidos (ocasionando eventuais prejuízos materiais, principalmente em regiões agrícolas e em polos industriais), os casos de desvios negativos podem representar sérios riscos à navegação de grande porte, seja no que diz respeito aos canais de acesso aos portos ou mesmo no tocante a encalhes em bancos de areia ou choques com o fundo rochoso.

Os termos onda de tormenta e maré de tempestade (do inglês *storm surge*) são comumente reservados para eventos de aumento do nível do mar, gerados por tempestades severas sobre o mar, que costumam provocar sérios inconvenientes na região costeira. Deve ser salientado que as mudanças na pressão atmosférica atuam igualmente em toda a coluna do fluido, enquanto os efeitos do vento dependem de sua intensidade e do tempo de atuação (ou pista), bem como da estratificação da coluna de água, que controla o transporte vertical de momento horizontal. Em geral não é possível **separar** um efeito do outro, mas pode-se afirmar que o efeito dinâmico

associado à influência do vento é mais efetivo em promover alteração no nível médio do mar do que as variações da pressão atmosférica.

Previsões da variação residual do nível do mar, em geral, são realizadas por modelagem numérica da circulação induzida por forçantes meteorológicas e de densidade. Essas previsões não possuem o caráter determinístico das marés e das correntes de maré, que podem ser previstas para períodos extremamente longos. Comumente, previsões das variações do nível médio do mar são restritas a poucos dias.

A análise de longos registros de nível do mar permite obter séries temporais do nível médio do mar, cuja variabilidade indica alterações interanuais e decadais do oceano, bem como as mudanças do nível médio do mar associadas ao aquecimento global. Um ponto importante a frisar é que variações climáticas globais podem afetar o nível médio do mar, o que pode ocorrer de uma forma tal que resulte em alterações das constantes harmônicas de amplitude e fase das componentes de maré.

10 Modelagem Numérica das Marés

As técnicas de modelagem numérica permitem resolver as equações que descrevem os fenômenos físicos, assim como realizar experimentos relativos aos processos que interagem e compõem as características observadas dos oceanos. De maneira bastante simplificada e objetiva, essa metodologia envolve a substituição das derivadas presentes nas equações por diferenças finitas, as quais são calculadas tomando como base uma malha discreta de pontos que abrange a região de interesse. A Figura 9.14 apresenta o resultado da simulação por modelagem numérica da circulação na área costeira ao Sul do Estado de São Paulo, compreendendo o sistema estuarino de Cananéia-Iguape. A simulação compreende as forçantes de maré, meteorológica e de densidade, mas o resultado demonstra claramente a importância da circulação de maré no estuário, com a onda de maré adentrando-o pelas duas extremidades de comunicação com o mar.

Entre as utilidades da modelagem numérica das marés encontra-se a possibilidade de análise harmônica de séries temporais do nível do mar em cada ponto da grade, possibilitando o traçado das linhas cotidais de amplitude e fase das componentes de maré, com a localização dos respectivos pontos anfidrômicos. Exemplo de um mapa cotidal de maré encontra-se na Figura 9.15, referente ao resultado do modelo global de marés TPXO 7.1 para o Atlântico Sul. Características das correntes de maré e respectivas elipses também podem ser obtidas a partir da análise de séries temporais de correntes em pontos de grade de modelos numéricos de maré.

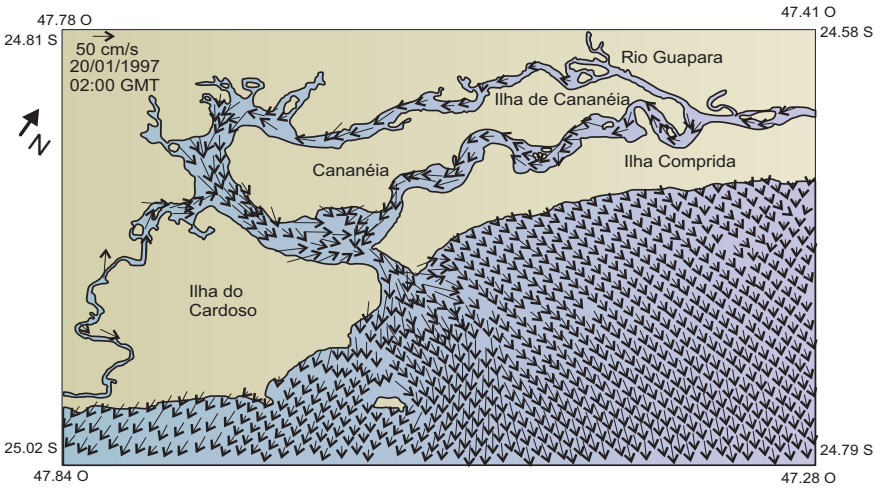


Figura 9.14 Simulação da circulação costeira por modelagem numérica hidrodinâmica, considerando as forçantes de maré, vento e densidade no litoral Sul do Estado de São Paulo. [Fonte: Harari et al., 2006].

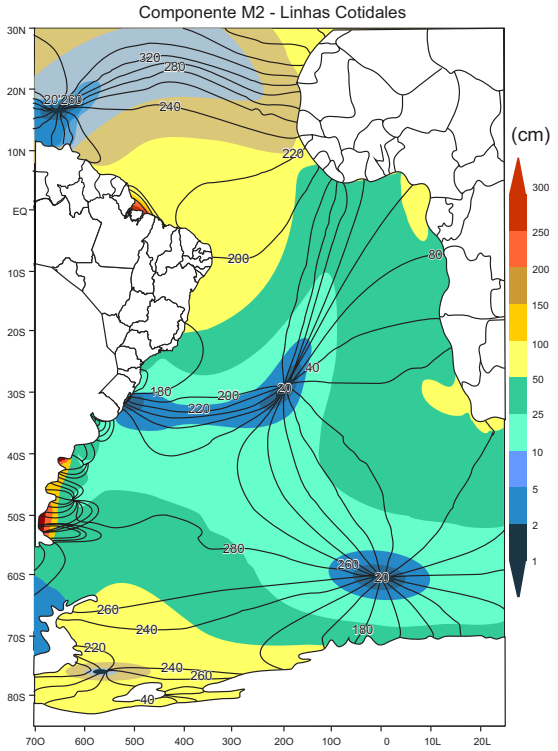


Figura 9.15 Mapa cotidal da M_2 para o Atlântico Sul, obtido a partir de resultados do modelo global de maré TPXO 7.1 (amplitudes em cm e fases em graus, referentes ao meridiano de Greenwich).

11 Energia das Marés

Os oceanos podem produzir energia térmica, a partir do calor do sol, e energia mecânica, pela ação de ondas e marés. Os oceanos cobrem mais de 70% da superfície da Terra, constituindo eficientes coletores solares. Como a energia do sol aquece a camada da superfície muito mais do que as águas profundas do oceano, essa diferença de temperaturas gera energia. A energia mecânica é muito diferente da térmica. As ondas são impulsionadas principalmente pelos ventos e as marés são geradas pela atração gravitacional do Sol e da Lua, envolvendo grandes quantidades de energias cinética e potencial, que podem ser convertidas em eletricidade. Em geral, ondas e marés são fontes de energia intermitentes, enquanto a energia térmica do oceano é contínua. Estimativas do potencial energético no oceano indicam 40 bilhões de MW na exploração da energia térmica, 2,5 milhões de MW para as ondas e 2,7 milhões de MW para as marés.

A geração de eletricidade a partir das marés (ver Capítulo 15: Recursos Marinhos Não-Vivos), para outras formas de gerar energia) é semelhante à geração hidrelétrica, embora nas marés a água flua em dois sentidos (as pás das turbinas são reversíveis). O sistema mais simples para gerar energia das marés envolve uma barragem, em geral numa enseada, com portões que regulam a vazão das águas nas marés enchentes e vazantes. Na subida da maré a água enche o reservatório, passando através das turbinas e produzindo energia elétrica. Na descida da maré, o reservatório é esvaziado e a água, ao sair, passa novamente através das turbinas, produzindo mais energia elétrica.

Para que esse sistema funcione bem, são necessárias marés e correntes fortes (um desnível da água de pelo menos 5,5 m da preamar para a baixa-mar), uma área de bacia suficientemente grande e um número de turbinas que tornem o empreendimento viável. Existem poucos locais no mundo onde se verificam essas condições (entre 20 e 40), entre os quais La Rance (França), Baía de Fundy (Canadá) e Estuário de Severn (Inglaterra). A Figura 9.16 apresenta um esquema com a localização das regiões com grandes amplitudes de maré, nas quais há potencial uso da energia das marés.

Outro fator importante é a proximidade do local gerador da energia de uma área com demanda. Evidentemente, a construção de uma barragem em uma enseada pode ter impactos ambientais consideráveis, como, por exemplo, mudar o nível das marés na bacia e afetar os padrões de sedimentação, erosão e turbidez da água, assim como prejudicar a navegação, a recreação, a cadeia alimentar marinha local e a migração dos peixes.



Figura 9.16 Localização das regiões com maiores amplitudes de maré ao longo do Globo. [Fonte: <window.state.tx.us>].

Outro problema com o aproveitamento da energia das marés encontra-se nas variações de amplitude no tempo, como, por exemplo, entre as marés de sizígia (na lua nova ou cheia), com grandes amplitudes, e as de quadratura (na lua crescente ou minguante), de pequenas amplitudes. A usina de maré de La Rance é a mais completa do seu tipo no mundo, localizada no norte da França, no Rio La Rance, no Canal da Mancha. A usina foi concluída em 1967, com 24 turbinas, cada uma capaz de produzir 10 MW de potência. A barragem propriamente dita tem 750 m de comprimento e 13 m de altura. Para construir essa única planta, foram necessários 25 anos de estudos e seis anos de construção.

O local foi escolhido porque tem uma das maiores amplitudes de maré do mundo, acima de 6,5 m, produzindo cerca de 550 GW anualmente. A unidade também é equipada com bombas que permitem bombear água para a bacia, de modo a poder gerar mais eletricidade se houver aumento de demanda.

Como alternativa às usinas com barragens, há a opção de utilizar **cercas de maré**. Nesse caso, barreiras conduzem fortes correntes de maré (algo entre 1 e 2 m/s) que passam por turbinas montadas em canais, as quais podem ser entre o continente e uma ilha vizinha ou entre duas ilhas. Como resultado, as cercas de marés têm menos impacto sobre o ambiente, pois não exigem a inundação de bacias, além de terem

instalação significativamente mais barata. Vários projetos-piloto com essa alternativa têm sido implantados no Reino Unido.

No Brasil, há alguns locais adequados à construção de usinas maremotrizes, como na foz do Rio Mearim (Maranhão), na foz do Tocantins (Pará) e na margem esquerda da foz do Amazonas (Amapá). Nesses locais, o impacto ambiental seria mínimo, pois as águas represadas pelas barragens não inundariam terras novas, apenas aquelas que a própria maré já cobre. No país, grandes alturas (*ranges*) de maré são observadas em São Luís, na Baía de São Marcos (Maranhão, com 6,8 m) e em Igarapé do Inferno, na Ilha de Marajó (Amapá, com 11,5 m). Nessas regiões, no entanto, a topografia do litoral não favorece a construção de reservatórios, o que exigirá dos brasileiros a capacidade de superação do grande desafio científico e tecnológico que propiciará o aproveitamento econômico da energia das marés.



Foto: Projeto Amazônia Azul



CAPÍTULO 10

A Vida Marinha

Paulo da Cunha Lana

1 Introdução

A vida na Terra, que depende diretamente da existência de água em estado fluido, quase certamente originou-se na margem dos oceanos primitivos. A maioria dos grupos de animais e plantas hoje existentes evoluiu nesses ambientes e muitos continuam restritos à água salgada. Esta longa história evolutiva explica, pelo menos em parte, a elevada diversidade animal, vegetal e microbiana encontrada nos mares e oceanos atuais. Embora nem todos os grupos animais tenham conseguido colonizar os meios terrestres, aqueles que o conseguiram foram extremamente bem-sucedidos e diversificaram-se em milhões de espécies, como é o caso dos insetos. Além da maior disponibilidade de oxigênio na atmosfera, que foi determinante para o sucesso da vida nos continentes, a elevada diversidade de animais terrestres está relacionada à grande variabilidade e heterogeneidade espacial desses domínios, que favorecem o isolamento reprodutivo e a diferenciação de novas espécies. Por outro lado, os oceanos são considerados espaços relativamente uniformes e com um menor número de barreiras geográficas, que poderiam servir como um instrumento de especiação. Isso ajuda a compreender por que apenas uma pequena fração de todas as espécies marinhas atualmente descritas e conhecidas (cerca de 226.000) pertence ao chamado sistema



Foto: Projeto Amazônia Azul

pelágico, em oposição àquelas que vivem ou estão associadas ao fundo do mar, constituindo o chamado sistema bêntico ou bentônico.

Saber o número de espécies existentes na Terra é uma das questões mais básicas e também de mais difícil resposta para a ciência contemporânea. As melhores estimativas indicam que há cerca de 1.500.000 a 2.000.000 de espécies conhecidas e formalmente descritas. Não há maneiras inteiramente confiáveis para se estimar o número de espécies ainda não descritas, particularmente naqueles ambientes menos acessíveis, como a maior parte da coluna de água e do fundo dos oceanos profundos. Apesar das incertezas envolvidas nesses cálculos, há suposições de que ainda existam vários milhões de espécies por serem descritas na Terra, das quais entre 500.000 e 750.000 seriam marinhas.

Sem considerar os insetos, o grupo animal com maior sucesso evolutivo em ambientes terrestres, perto de 65% das espécies animais atuais são marinhas. Essa percentagem tende a aumentar com o crescente conhecimento de hábitats marinhos mais profundos (>3.000 m), como as planícies abissais e as fossas hadais, onde certamente existem dezenas a centenas de milhares de espécies ainda não descritas. Há boas razões para essas extrapolações e inferências, pois com muita frequência os taxonomistas descobrem que 50 a 85% das espécies coletadas em uma amostra, tomada nos fundos abissais, são novas para a ciência.

2 Categorias

Os naturalistas de ontem e os cientistas de hoje habituaram-se a categorizar a vida no mar em três grandes compartimentos – o plâncton, o nécton e o bentos[1] – em função das relações espaciais que os organismos mantêm com seu entorno. Em contraposição, os dois outros grandes compartimentos biológicos, o plâncton e o nécton, são representados por organismos que vivem na coluna de água ou domínio pelágico (derivado do grego *pélagos*, que significa abismo, profundidade). Organismos do nécton são maiores e conseguem nadar ou se locomover tipicamente sob altos coeficientes de *Reynolds*, nos quais os fluxos inerciais são a regra e os vórtices ou contracorrentes facilmente transpostos. Por outro lado, os organismos do plâncton são pequenos ou microscópicos e mesmo quando conseguem nadar ou se locomover ativamente, fazem-no tipicamente sob baixos coeficientes de *Reynolds* (Box 10.1), nos quais predomina o comportamento viscoso da água e os fluxos reversíveis são a regra. Animais como as águas-vivas são considerados planctônicos quando juvenis, flutuando ou nadando sob baixos coeficientes de *Reynolds*, e nectônicos quando adultos e muito maiores, nadando contra as correntes, sob coeficientes de *Reynolds* igualmente maiores.

BOX 10.1
O COEFICIENTE DE *REYNOLDS*

O *coeficiente de Reynolds* (abreviado como **Re**) é um número adimensional usado para calcular o escoamento de determinado fluido sobre uma superfície. O seu significado físico é um quociente entre forças de inércia e forças de viscosidade. O coeficiente de *Reynolds* permite avaliar se o escoamento ou deslocamento de um organismo na água se dá de forma laminar (como é o caso, por exemplo, de um pequeno organismo flagelado, com valores de *Reynolds* por volta de 100) ou de maneira turbulenta (como uma pessoa nadando, com valores por volta de 4.000.000).

Essas divisões da vida marinha em compartimentos, como muitas outras da ecologia marinha, são relativamente arbitrárias, mas têm uma razão de ser. Existem técnicas de amostragem, triagem e processamento de materiais específicas para cada um desses compartimentos biológicos marinhos, o que explica e justifica a progressiva especialização dos estudiosos da vida no mar, que podem ser chamados de bentólogos, planctólogos ou nectólogos. No entanto, a comunicação entre esses estudiosos é de

[1] O termo bentos é empregado para designar de forma coletiva animais, vegetais e microrganismos que vivem diretamente associados aos fundos marinhos, lacustres ou fluviais, devendo ser sempre empregado na forma plural.

fundamental importância nos dias de hoje, quando se pretende uma visão compreensiva e abrangente das maneiras como a vida se estrutura e funciona nos ambientes marinhos.

Apesar da conveniência prática dessas categorizações, nem sempre é fácil definir o que é um organismo bêntico ou pelágico, já que muitos animais alternam sua vida entre esses dois compartimentos marinhos. Isso deu origem a uma série de divisões ou categorias biológicas alternativas, que procuram reconhecer tipos de relação espacial que os organismos mantêm com os fundos e com a coluna de água. Fauna demersal é a fauna nectônica, em geral de elevada mobilidade, que vive associada aos fundos marinhos, à procura de refúgio ou alimento. Hiperbentos é o nome dado aos organismos bênticos muito móveis, que eventualmente deixam o fundo e nadam na coluna de água. Muitos organismos bênticos podem passar fases de sua vida no plâncton, principalmente no estágio larval, constituindo o chamado meroplâncton, em oposição ao holoplâncton, formado por organismos que vivem permanentemente na coluna de água. O pseudoplâncton compreende espécies bênticas que adotaram um modo de vida planctônico indireto, ao utilizar estruturas flutuadoras, como madeiras ou algas, para se fixarem.

3 A Diversidade da Vida nos Fundos Marinhos

A palavra bentos vem do grego *bentós* e significa **a profundeza**. Por derivação, originou os termos **bêntico** ou **bentônico** na literatura científica em português. Essas palavras são indistintamente utilizadas pelos chamados ecólogos bênticos ou bentólogos, embora a primeira forma deva ser preferida, por representar a derivação linguística correta. Como visto acima, o elevado número de espécies bênticas, pelo menos em comparação com as pelágicas, sugere que as características geográficas ou texturais dos fundos marinhos podem fornecer oportunidades de especiação não registradas nas massas de água sobrejacentes, que tendem a ser mais contínuas e uniformes, pelo menos em termos de nichos tróficos a serem ocupados.

Os animais bênticos compreendem uma infinidade de espécies pertencentes a todos os grandes filos animais, destacando-se, pela riqueza de espécies, os cnidários, nematoides, moluscos, crustáceos, anelídeos e equinodermas. Podem ser coletados desde a região entre marés até as maiores profundidades marinhas, formando, em geral, associações ou comunidades muito ricas e diversificadas.

Uma das maneiras mais convenientes de classificar os animais bênticos é pelo tamanho, que define, em linhas gerais, as técnicas para sua visualização, coleta e processamento de amostras. De maneira convencional, os ecólogos bênticos categorizam os animais bênticos em distintas classes de tamanho, determinadas pelo espaçamento entre as malhas das peneiras utilizadas para separá-los dos sedimentos marinhos durante os processos de triagem, que consistem na retirada e separação dos organismos dos sedimentos ou substratos em que se encontram.

A macrofauna compreende os animais maiores, raspados ou arrancados de substratos duros ou retidos por peneiras com distância entre malhas de 0,5 ou 1,0 mm, como esponjas, ascídias, corais coloniais, poliquetas, moluscos, equinodermas e cefalocordados (Fig. 10.1 e 10.2).



Figura 10.1 Octocoral do gênero *Renilla*, animal colonial comum em praias arenosas do litoral brasileiro. [Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].



Figura 10.2 Anelídeo poliqueta do gênero *Spirographus*.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

A macrofauna bêntica marinha pode ser adicionalmente categorizada a partir das interações espaciais que os animais mantêm com o substrato (Fig. 10.3). A infauna compreende os organismos cavadores (em substratos moles) e perfuradores (em substratos duros). Devido à maior facilidade de escavação, organismos infaunais são mais abundantes em sedimentos lamosos ou arenosos do que em substratos consolidados ou duros, como rochas. A epifauna inclui animais que vivem fixados à superfície dos substratos ou se movem sobre ela. Mais comum em substratos rochosos, a epifauna é formada por animais sésseis, sedentários ou móveis. Finalmente, a fauna intersticial compreende espécies muito modificadas, pequenas, longas e afiladas, adaptadas para viver entre os grãos de sedimento. Milhares de novas espécies intersticiais devem ser descritas nas próximas décadas por meio de novas técnicas e intensificando-se o esforço de amostragem.

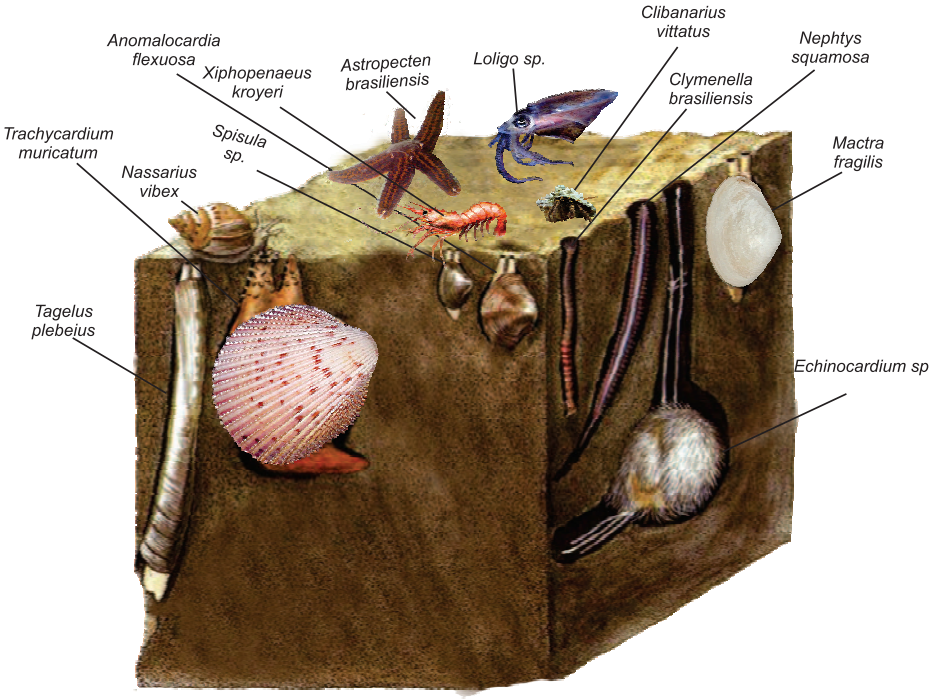


Figura 10.3 Interação dos animais bênticos com o substrato.

[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

A meiofauna compreende os animais retidos por peneiras de 40 μm, sendo geralmente composta por animais metazoários com corpos alongados, adaptados para a vida intersticial, ou seja, entre os grãos do sedimento (Fig. 10.4). A composição da meiofauna depende muito da textura do sedimento. Por exemplo, ciliados,

tardígrados, turbelários, oligoquetas, arquianelídeos, copépodes harpacticoides e ostracodes são comuns em areias finas sem lodo, enquanto nematoides dominam em sedimentos lodosos. Sedimentos anóxicos, em geral desprovidos de macrofauna, podem apresentar uma meiofauna muito diversificada, chamada genericamente de *thiobios* (**vida no enxofre**) e constituída por zooflagelados, nematoides, gnatostomulídeos e gastrotríquios.



Figura 10.4 Imagem de um *Kynorycha* meiofaunal.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Por fim, a microfauna, um termo em desuso, compreenderia os protistas ciliados, não retidos por peneiras convencionais.

A divisão do bentos por grupos de tamanho não deixa de ser arbitrária, na medida em que muitos organismos macrobênticos podem pertencer à meiofauna em seus estágios iniciais de desenvolvimento, ou organismos relativamente grandes, mas finos e longilíneos, podem ser classificados como meiofaunais. No entanto, as técnicas tradicionais de coleta e triagem de animais com tamanhos distintos justificam esse tipo de categorização. Por exemplo, os instrumentos e técnicas utilizados para coletar e estudar uma população de lagostas (macrofauna) são muito distintos daqueles necessários para o estudo de uma população de nematoides ou foraminíferos (meiofauna ou microfauna).

Há uma estreita relação entre as estratégias de mobilidade dos animais marinhos e os seus modos de alimentação (herbivoria, carnivoria, necrofagia, filtração na coluna de água, ingestão seletiva ou não-seletiva de detritos). Por exemplo, animais carnívoros

tendem a ser altamente móveis ou vágeis, porque dependem da capacidade de localizar presas e de caçá-las de modo rápido e eficiente. Por outro lado, animais filtradores não precisam ser necessariamente móveis. Podem ser sésseis, vivendo permanentemente fixos – sobre ou dentro do substrato – ou sedentários, com capacidade de locomoção restrita. A importância relativa das diversas categorias de tamanho do bentos para a produção secundária marinha é ainda tema de polêmicas científicas. Muitos autores especializaram-se em meiofauna ou microfauna, considerando-as compartimentos biológicos autossuficientes e relativamente autônomos e sem maiores interações com a macrofauna. No entanto, uma melhor compreensão dos processos estruturantes da fauna bêntica é alcançada quando o assunto é abordado de maneira integrada.

Embora as densidades absolutas (numerosidade) da micro e meiofauna sejam muito mais elevadas, a biomassa da macrofauna tende a ser frequentemente maior. Por outro lado, há estimativas de que as bactérias podem ser responsáveis por pelo menos 50% da respiração bêntica. Ciliados da microfauna podem ter, por sua vez, metabolismo superior ao da meio e macrofauna em praias arenosas expostas, mas sua maior importância estaria no aumento da taxa de decomposição de detrito vegetal, através do pastoreio ou pastagem (*grazing* em inglês) sobre as populações bacterianas. As plantas bênticas compreendem algas unicelulares ou filamentosas, que crescem sobre substratos moles, algas filamentosas ou incrustantes, que crescem sobre substratos duros ou consolidados, e angiospermas marinhas, que podem formar importantes comunidades vegetais, como manguezais, marismas e pradarias marinhas (ver Capítulo 12: Ambientes Marinhos).

As bactérias bênticas constituem um grupo muito importante e pouco estudado de formas heterotróficas (que utilizam alimento já produzido por outros organismos) ou quimiossintéticas (que produzem biomassa a partir de compostos como o carbono e o enxofre, sem utilizar diretamente a energia solar) (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos). Um único litro de água do mar pode conter mais de um bilhão de micróbios e cerca de 20.000 unidades taxonômicas operacionais (categorias não-nominais que servem como maneiras expeditas de reconhecer espécies distintas). A diversidade nos fundos marinhos é certamente ainda maior. As bactérias são muito importantes por transformar material vegetal pouco palatável ou digerível em detrito que pode ser mais facilmente utilizado pelos outros organismos bênticos. Graças a seu metabolismo, são ainda importantes por propiciar a remineralização dos nutrientes essenciais para os produtores primários que vivem na coluna de água. Estudos pioneiros sobre as bactérias bênticas marinhas não têm muita validade, porque se baseavam principalmente em contagens de placas de cultivo, metodologia que tende a ignorar as bactérias não-saprófitas (que se alimentam de matéria orgânica morta). Técnicas mais recentes, com o uso de corantes especiais como o laranja de acridina, aumentaram o conhecimento da ecologia microbiana marinha. As bactérias marinhas podem ocorrer em densidades elevadíssimas por grama de sedimento seco, sendo particularmente abundantes em sedimentos de granulometria fina, com alto conteúdo orgânico. A biomassa bacteriana pode chegar a 60 g/m^2 nos fundos marinhos de sedimento mais

fino, atingindo valores similares ou mesmo maiores do que a biomassa dos animais bênticos. Existem muitas nomenclaturas para dividir o bentos em função da profundidade. Aqui serão reconhecidas algumas divisões primárias (FIG. 10.5a): o bentos supralitoral (acima da linha das marés mais altas); o bentos intertidal, mediolitoral ou da região entre marés; o bentos infralitoral ou sublitoral (em baías, estuários e plataforma continental rasa); o bentos circalitoral ou de plataforma profunda, e o bentos de planícies abissais e profundidades hadais (FIG. 10.5b).

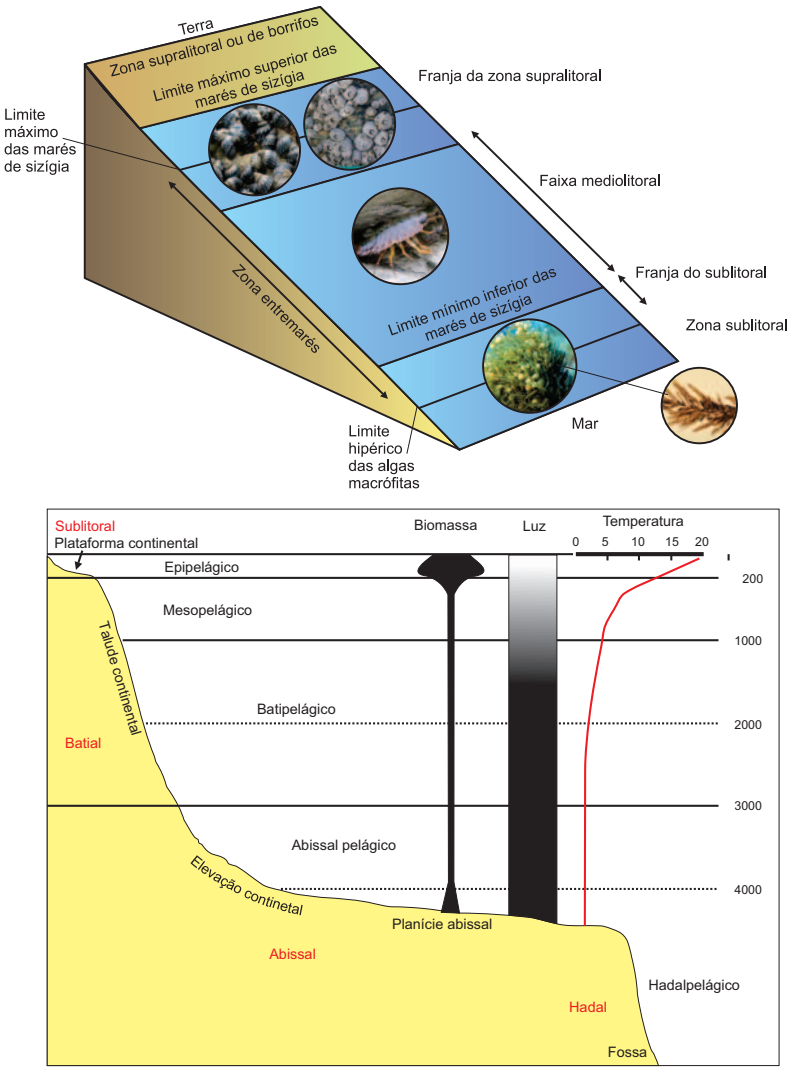


Figura10.5 (a) Categorização espacial dos bentos de regiões entremarés e rasas e (b) categorização dos domínios bênticos e pelágicos em regiões oceânicas.
[Fonte: (a) do autor; (b) SILVA NETO, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo/7332/>].

4 A Diversidade da Vida na Coluna de Água

Os condicionantes ambientais e os estilos ou estratégias de vida das espécies que vivem na coluna de água são muito diferentes daqueles que influenciam as espécies bênticas. Sejam grandes ou pequenos, animais e plantas pelágicos dependerão sempre da capacidade de flutuar, ou seja, de controlar, de alguma forma, sua posição na coluna de água. Essa capacidade de flutação foi dada, ao longo da história evolutiva, pela presença de reservatórios internos ou externos de gás, ou pelo desenvolvimento adaptativo de corpos moles, com densidades reduzidas em relação à densidade da água, geralmente associados a elevadas razões entre superfície e volume do corpo, ou, ainda, pela presença de lipídios em forma de gotas. Muitos organismos pelágicos beneficiam-se com o fato de que mesmo pequenas quantidades de ar em seus corpos aumentam extraordinariamente a sua capacidade de boiar. É o caso, por exemplo, dos **gastrópodes pterópodes** que armazenam e regulam ativamente a quantidade de ar em suas conchas externas (Fig. 10.6), o que lhes permite manter-se em profundidades ótimas na coluna de água.



Figura 10.6 Gastrópode pterópode.

[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Em animais nectônicos maiores, como os peixes, a flutuabilidade neutra é atingida graças à presença de bexigas natatórias cheias de gases. Bexigas natatórias estão tipicamente ausentes em nadadores muito ativos, que se mantêm na coluna de água graças à sua permanente capacidade de deslocamento, por atividade muscular intensa.

O nome plâncton vem do grego *planktós*, que significa **flutuante**, **à deriva**. Nesse contexto, a derivação correta seria **organismo plânctico** e não **organismo planctônico**, mas esta é a grafia já consolidada em português. O plâncton compreende os organismos que, por seu tamanho ou seu modo de vida, não conseguem geralmente se contrapor às correntes, sendo por elas passivamente transportados. É preciso reconhecer, no entanto, que a capacidade de movimentação dos organismos planctônicos é uma questão da escala espacial abordada. Por exemplo, animais planctônicos como copépodes, quetognatos e hidromedusas são capazes de movimentação muito ativa, podendo realizar migrações verticais de centenas de metros por dia, geralmente à procura de alimento nas camadas mais superficiais do oceano. Quando essas migrações estão relacionadas com a intensidade da luz, são chamadas de nictemerais.

Os organismos planctônicos incluem animais, plantas, archaea, algas e bactérias. Nesse sentido, o conceito refere-se mais a um grupamento funcional do que a um conjunto de organismos filogeneticamente relacionados. Três grandes categorias, definidas pelas suas formas de produzir ou assimilar carboidratos, podem ser reconhecidas no plâncton. O fitoplâncton compreende os protistas e plantas fotossintetizantes, ou seja, os organismos produtores, em geral unicelulares ou sob a forma de cadeias de células. Constituem o principal **reservatório vivo** de carbono no domínio marinho (ver Capítulo 11: Produtividade Primária no Oceano). O zooplâncton (ou organismos planctônicos consumidores) compreende protistas e animais não-fotossintetizantes, que podem ser unicelulares ou metazoários relativamente pequenos, como copépodes, ou mesmo vertebrados, como larvas de peixes. De maneira geral, apesar da sua limitada capacidade de movimentação e de natação ativa, o transporte dos organismos planctônicos depende das correntes, da turbulência e da sua própria densidade específica, que lhes confere maior ou menor capacidade de flutuação. O bacterioplâncton, formado por bactérias, archaea e pelos procariontes fitoplanctônicos, desempenha um importante papel na remineralização da matéria orgânica na coluna de água, atuando, portanto, como decompositores da matéria orgânica.

Duas outras categorias de organismos planctônicos podem ser reconhecidas em função de seu tamanho e estratégias de vida: o nêuston compreende os organismos planctônicos diretamente associados à película superficial da água, como os filmes bacterianos; já o plêuston compreende o plâncton que se projeta acima da interface da água, incluindo organismos gelatinosos, como águas vivas e caravelas. Outra maneira prática de classificar os organismos planctônicos é pelo tamanho, que geralmente vai condicionar as técnicas utilizadas para sua coleta e observação. As classes convencionalmente utilizadas para separar o plâncton por classes de tamanho são:

Ultraplâncton: com menos de 0,2 μm, formado por vírus, bactérias, pequenos protistas eucarióticos e crisófitas;

Nanoplâncton: entre 0,2 e 20 μm, formado por pequenos protistas eucarióticos, pequenas diatomáceas e flagelados (Fig. 10.7);



Figura 10.7 Dinoflagelado do gênero *Dinophysis*.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Microplâncton (20-200 μm): com grandes protistas eucarióticos, a maior parte do fitoplâncton, foraminíferos, ciliados, rotíferos, crustáceos copépodes, juvenis de animais maiores (Fig. 10.8);



Figura 10.8 *Subeucalanus pileatus*, um crustáceo copépode.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Macroplâncton: entre 200-2.000 µm, formado por pterópodos, quetognatas, eufausiáceos (*krill*), ctenóforos, medusas, salpas, tunicados pelágicos (Fig. 10.9 e 10.10), e

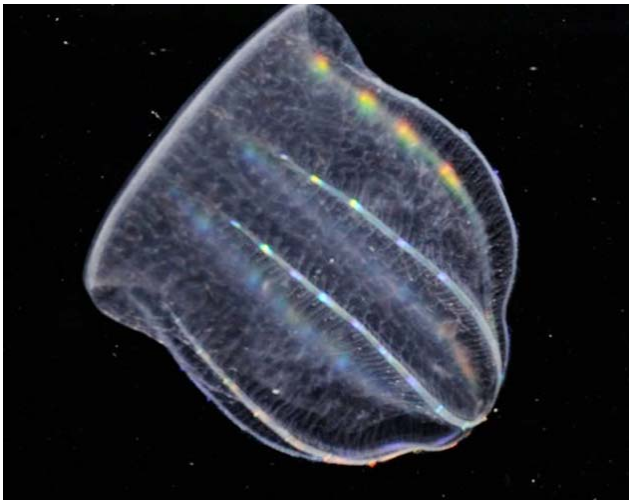


Figura 10.9 *Beroe ovata*, um ctenóforo comum em águas brasileiras.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

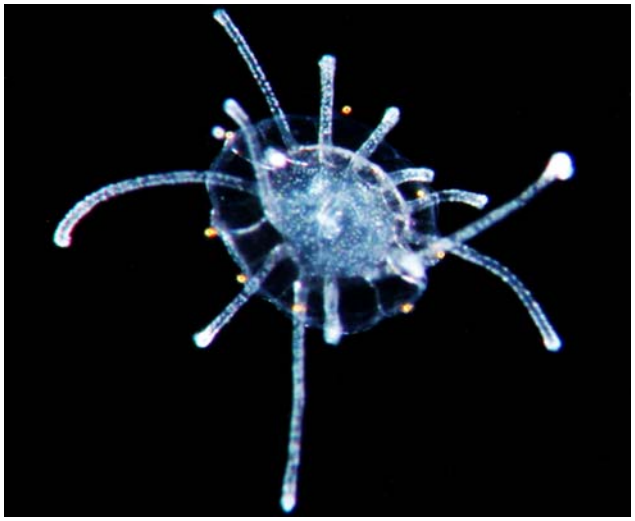


Figura 10.10 Hidromedusa do gênero *Cunina*.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Megaloplâncton: com mais de 2.000 µm, formado por águas-vivas, salpas e tunicados pelágicos de maior porte.

Assim como os organismos bênticos, os planctônicos são encontrados nos mares e oceanos, lagoas e rios. Embora a sua abundância e riqueza de espécies varie ao longo de muitos gradientes horizontais, verticais e sazonais, a forçante ambiental, primariamente responsável pela variabilidade observada, é sempre a disponibilidade de luz. Nesse sentido, os sistemas planctônicos são regulados basicamente pelas taxas de insolação ou energia solar, o que restringe a produção primária às águas superficiais e àquelas regiões e estações do ano em que há luz solar abundante.

Uma segunda forçante ambiental relevante para a regulação do plâncton é a concentração de nutrientes. Por exemplo, apesar da disponibilidade de luz solar durante todo o ano, a produção primária de muitas áreas oceânicas tropicais e subtropicais é muito baixa, justamente por causa das baixas concentrações de nitrato, fosfato e silicato, acarretadas pela circulação de larga escala e pelos processos de estratificação térmica, como já abordado neste livro (ver Capítulos 5: Propriedades Física da Água de Mar e 6: Propriedades Químicas da Água de Mar).

O zooplâncton é um compartimento importante das redes tróficas marinhas, primariamente por se alimentar do fitoplâncton (pastagem ou pastoreio) ou servir de alimento para larvas de peixes e outros consumidores de topo, como alguns grandes cetáceos, mas também por se transformar em detrito particulado após sua morte. A matéria orgânica particulada **morta** é tipicamente mais densa do que a água do mar, tendendo a sedimentar nos fundos marinhos, na ausência de correntes ou fluxos turbulentos. Esse é, por exemplo, o mecanismo mais importante de transporte de carbono particulado das camadas superficiais para as mais profundas nas áreas de mar aberto. Esse processo, chamado de **bomba biológica**, explica o fato de os fundos oceânicos serem considerados o principal sorvedouro de carbono no planeta Terra.

Os efeitos do aquecimento global associado com atividades humanas sobre a produção planctônica tem sido uma área muito ativa de pesquisas nos últimos anos. Mudanças nos padrões de estratificação da coluna de água e nas taxas de pastoreio do fitoplâncton pelo zooplâncton, assim como a aceleração do metabolismo, associadas ao aumento da temperatura média da água, provavelmente terão impactos profundos sobre a produtividade dos oceanos.

Como visto acima, o nécton compreende todos os animais cuja capacidade de deslocamento ou natação supera a força das correntes, permitindo que se desloquem ativamente nos planos horizontal e vertical. O termo nécton foi utilizado pela primeira vez pelo naturalista alemão Ernst Haeckel (1886), derivando-se do adjetivo grego *nektós* (nadador, capaz de nadar). Nectologia é o nome convencionalmente dado ao estudo desses animais pelágicos capazes de nadar. A compreensão desse processo envolve várias disciplinas, como a dinâmica de fluidos, a biomecânica e a morfologia funcional.

Assim como o bentos e o plâncton, o nécton não compreende necessariamente um conjunto de organismos relacionados do ponto de vista evolutivo. Pelo contrário,

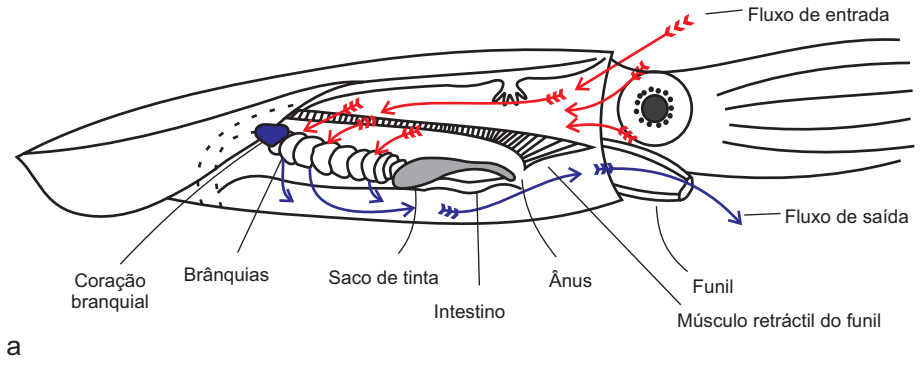
é integrado por uma vasta diversidade de grandes animais, como moluscos cefalópodes, peixes, répteis, aves e mamíferos marinhos. Alguns desses organismos podem percorrer dezenas de quilômetros em um único dia, ou realizar migrações transoceânicas de milhares de quilômetros, para encontrar sítios de reprodução ou alimentação mais adequados, como acontece com atuns e baleias.

5 Natação

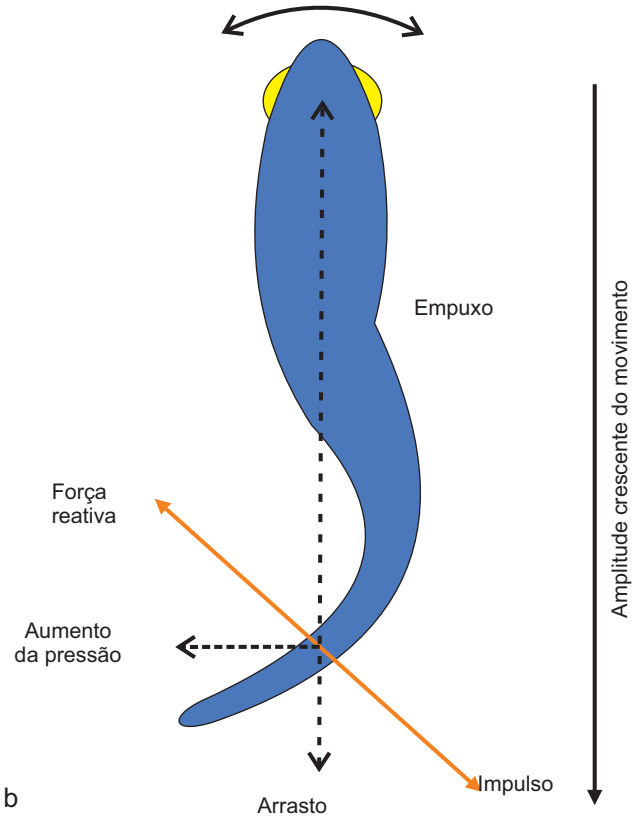
A habilidade de natação de animais nectônicos difere adaptativamente entre vertebrados e invertebrados. Moluscos cefalópodes, como as lulas, podem nadar tão bem quanto muitos peixes e mamíferos marinhos, graças a um engenhoso sistema de sucção e recalque, aprisionando e expelindo alternadamente água em cavidades que ficam entre seus corpos moles e suas conchas internas rígidas (Fig. 10.11a). A locomoção dos peixes é muito mais complexa, envolvendo a passagem de ondas musculares das porções anteriores para as posteriores do corpo, associada à presença estabilizadora ou impulsionadora de nadadeiras. Essas ondas são possibilitadas pela contração e relaxamento alternado de verdadeiros segmentos ou seções musculares ao longo do corpo, chamados miômeros.

Organismos nectônicos têm importância econômica direta para populações humanas. Ao longo da história, peixes e mamíferos marinhos foram frequentemente os principais recursos alimentares de muitas sociedades marítimas, o que colocou aquelas populações em risco de colapso e extinção. É por isso que muitas espécies de cefalópodos, peixes, aves, répteis (principalmente tartarugas) e mamíferos marinhos recebem hoje atenção especial para fins de conservação, já que seus estoques se encontram ameaçados pela sobrepesca (ver Capítulo 13: Recursos Vivos). As tartarugas marinhas, incluindo as cinco espécies registradas ao longo da costa brasileira (*Caretta caretta, Chelonia mydas, Eretmochelys imbricata, Lepidochelys olivacea* e *Dermochelys coriacea*), têm ciclos de vida muito longos e crescem muito lentamente, levando de 20 a 50 anos para atingir a idade reprodutiva. As taxas de mortalidade dos seus juvenis são excepcionalmente altas, mesmo na ausência de perturbação por atividades humanas, o que as torna particularmente vulneráveis à degradação dos seus sítios preferenciais de alimentação e de reprodução.

Apesar de ser um país de megadiversidade, as águas costeiras brasileiras sustentam um número proporcionalmente baixo de aves marinhas (cerca de 130 espécies), provavelmente porque são pouco produtivas. Muitas dessas espécies são migratórias, vindo do Hemisfério Norte, entre setembro e maio (Fig. 10.12), ou de regiões mais austrais, entre maio e agosto, para se alimentarem e se reproduzirem, principalmente em ilhas costeiras e oceânicas mais isoladas. Essas espécies migratórias também costumam usar áreas lagunares costeiras para alimentação, descanso e reprodução, como é o caso da Lagoa do Peixe, no litoral sul do Rio Grande do Sul.



a



b

Figura 10.11 (a) Mecanismos de natação em uma lula e (b) em um peixe teleósteo.

[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

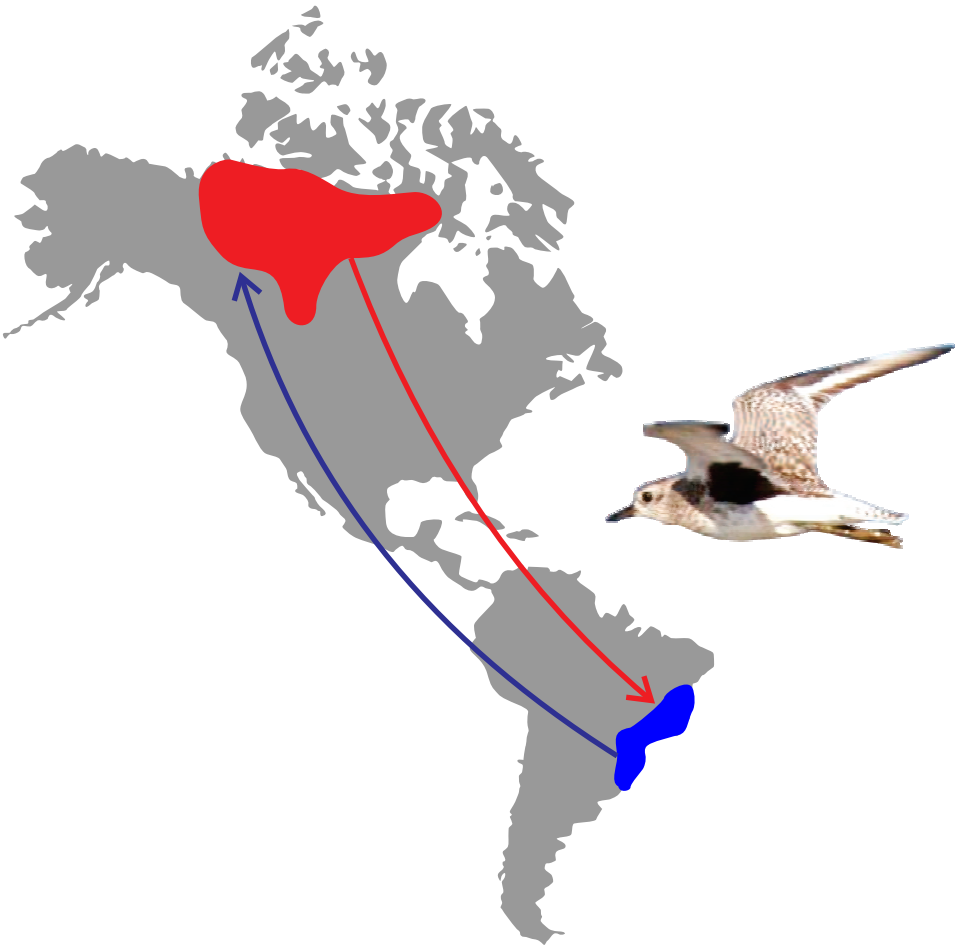


Figura 10.12 Rota de migração de *Pluvialis dominica,* conhecida como batuiruçu ou maçarico-do-campo, que nidifica e procria no norte da América do Norte, migrando nos meses de inverno para a América do Sul, onde chega até o sul do Brasil e Patagônia.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Além dos cetáceos, com aproximadamente 40 espécies registradas ao largo do litoral brasileiro (Fig. 10.13), outros mamíferos marinhos como o manati, *Trichechus manatus,* são ainda encontrados em áreas de manguezal das regiões Norte e Nordeste, apesar de bastante ameaçados pela caça ao longo das últimas décadas. Pinípedes são menos comuns ao longo do litoral brasileiro, mas existem dois refúgios conhecidos no Rio Grande do Sul. O leão-marinho *Otaria flavescens* é aparentemente a espécie mais afetada por atividades humanas (interage com as redes de espera dos pescadores, assim como a franciscana – *Pontoporias* sp.), sendo objeto de programas especiais de conservação.

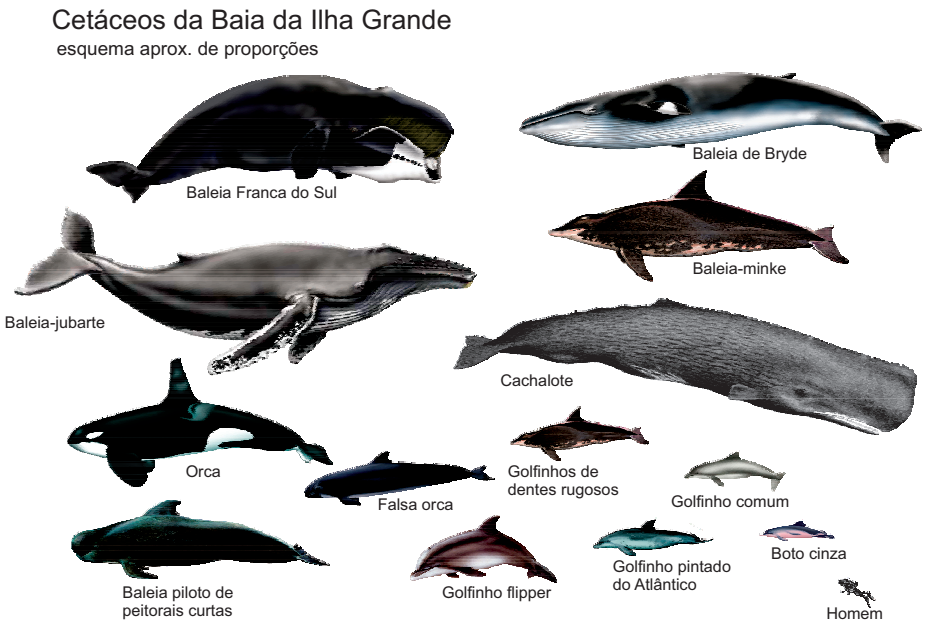


Figura 10.13 Cetáceos observados em águas da região Sudeste do Brasil.
[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

6 Entendendo o Modo de Estruturação e Funcionamento da Vida Marinha

Desde muito cedo na história evolutiva ocorreu uma grande divisão dos organismos em autótrofos, aqueles capazes de **produzir** a sua própria energia, e heterótrofos, aqueles que dependem da energia fixada pelos autótrofos. Os organismos autótrofos da biosfera atual são em sua maioria fotossintéticos, ou seja, **fixadores** de energia a partir da energia luminosa. Toda a geração de energia desses organismos é baseada na fotofosforilação e na redução fotoquímica do dióxido de carbono para produzir compostos orgânicos, basicamente açúcares. No caso dos eucariontes (organismos que têm núcleos celulares individualizados) e de algumas algas azuis (cianofíceas), a água é usada como um composto redutor do gás carbônico, de forma que a energia luminosa, na presença de nutrientes, fornece energia para que H_2O se combine com CO_2, formando açúcares simples, como a glicose. Em muitos organismos procariontes (como as bactérias sem núcleo individualizado), os compostos redutores podem ser o hidrogênio, os sulfetos e compostos orgânicos, como o metano. Em casos excepcionais, algumas comunidades marinhas atípicas, como as das fendas geotermais marinhas, podem ser sustentadas por processos quimiossintéticos, não dependentes diretamente da energia luminosa solar. Outras comunidades, principalmente nas camadas subsuperficiais de sedimentos marinhos ou terrestres, podem se manter graças à oxidação de sulfeto de hidrogênio, na ausência de luz. Nesses casos, o sulfeto é sempre

originado da degradação anaeróbica (na ausência de oxigênio) de material produzido através da fotossíntese.

Os organismos fitoplanctônicos são os principais produtores primários marinhos, embora a produção das plantas superiores ou macrófitas marinhas possa ser proporcionalmente mais importante em alguns sistemas costeiros, principalmente nos estuários, como é o caso dos manguezais e marismas. A relevância desse processo para a vida na Terra é muito evidente, uma vez que a fotossíntese marinha produz anualmente 36 bilhões de toneladas de oxigênio, que correspondem a aproximadamente 70 % do oxigênio presente na atmosfera.

Produtores primários importantes nas regiões costeiras rasas são os manguezais, as marismas e as pradarias, tratados mais detalhadamente em outro capítulo deste livro (ver Capítulo 12: Ambientes Marinhos). Os manguezais (*mangroves* ou *mangals* na literatura inglesa) são as formações vegetais dominantes em planícies entremarés abrigadas de regiões tropicais e subtropicais, recobrindo uma área de 150.000 – 181.000 km^2, o que representa 1% do total das florestas continentais mundiais. Embora as palavras manguezal e mangue sejam usadas de forma quase indistinta na literatura científica em português, a palavra **mangue** deveria ser reservada para designar as diferentes espécies de árvores que compõem o ecossistema **manguezal**. As marismas (substantivo feminino, correspondendo aos *salt marshes* ou *saltmarshes* da literatura americana e inglesa, aos *marais salés* da literatura francesa e aos *humedales* da literatura em espanhol) são formações vegetais marinhas encontradas na região entremarés de praticamente todo o globo, com exceção das regiões polares e tropicais. Nas regiões subtropicais podem coexistir com os manguezais, desenvolvendo-se preferencialmente em áreas abrigadas, onde o impacto direto das ondas é reduzido. São também reconhecidas como sistemas de elevada produtividade, que podem atingir até 4 kg de peso seco por m^2 por ano. As marismas são as formações dominantes nas zonas entremarés de regiões temperadas, tendendo a ser **substituídas** por manguezais em áreas tropicais e subtropicais. As pradarias marinhas são encontradas em numerosas áreas costeiras de todo o mundo. São formadas por plantas superiores adaptadas à vida no mar, com flores e rizomas dos quais brotam eixos com folhas eretas e raízes para fixação. Além de ajudar a estabilizar os sedimentos, suportam grande variedade de organismos. São áreas de recrutamento para muitas espécies comerciais de peixes e moluscos e têm níveis de produção primária entre os maiores registrados para comunidades aquáticas submersas, podendo produzir cerca de 500 a 1.000 g C/m^2/ano. Normalmente as pradarias marinhas não existem na natureza como compartimentos ecológicos isolados de outras plantas marinhas, estando geralmente associadas a outras formações, como manguezais ou sistemas de recifes de corais, no caso dos trópicos.

Seja nas margens rasas ou em áreas oceânicas, a fotossíntese (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos) está restrita ao limite máximo de penetração da energia luminosa e muito raramente se estende a profundidades maiores do que 100 m. No

entanto, a produção marinha não está limitada a essa estreita película de água. As comunidades biológicas quimiossintéticas, nas fendas geotermais e nos *cold seeps*, e a rica vida microbiana que pode se estender por até 100 m na coluna sedimentar dos fundos oceânicos, são descobertas relativamente recentes, que modificaram a maneira de se entender os processos de produção de matéria nos oceanos e a própria origem da vida na Terra.

Uma boa parte da produção fitoplanctônica na coluna de água acaba sendo utilizada por outros organismos pelágicos, em particular pelo zooplâncton ou pelo nécton. Parte dessa produção é reciclada e reaproveitada na própria coluna de água, através da chamada alça microbiana (Fig. 10.14). No entanto, uma quantidade significativa da biomassa produzida sob a forma de detritos vegetais, pelotas fecais, cadáveres e exoesqueletos, vai para o fundo e sustenta a abundante e diversificada fauna bêntica, que, de modo não surpreendente, é dominada por espécies detritívoras ou comedoras de depósito. É por isso que o bentos é formado principalmente por bactérias ou animais especializados nesse tipo de alimentação ou assimilação de carbono. Essa é reconhecidamente uma das funções básicas do bentos no metabolismo marinho – receber detrito orgânico de origem animal ou vegetal e convertê-lo em biomassa, principalmente de invertebrados, que serve, por sua vez, de alimento para peixes e outros predadores demersais. Esse processo de conversão é, energeticamente, relativamente ineficiente, mas imprescindível para o funcionamento dos sistemas marinhos. O aproveitamento dos detritos pelos organismos bênticos gera uma série de subprodutos, como dióxido de carbono, nitrogênio inorgânico, fósforo e sílica, que são remineralizados e **recuperados** para a coluna de água, tornando-se novamente disponíveis para os produtores primários. Há estimativas de que essa verdadeira **chuva de detritos** varie de 100 a 300 g C/m²/ano em regiões costeiras diretamente influenciadas pela produção primária e secundária pelágicas e pelos aportes continentais. Pode-se, por exemplo, fazer a estimativa otimista de que 20% da biomassa produzida estaria disponível de um nível trófico para outro, ao longo da cadeia que vai dos detritos orgânicos até os organismos bênticos maiores. Dessa forma, presumindo-se a existência de cinco níveis tróficos (detrito orgânico – bactérias – ciliados – meiobentos – macrobentos), é possível estimar que 100 g de detritos seriam convertidos em apenas 0,16 g de biomassa macrobêntica. Portanto, a eficiência geral do processo, apesar da sua vital importância para o metabolismo marinho, seria de apenas 0,16%. Há evidências, no entanto, de que a eficiência da conversão de detritos em biomassa de invertebrados pode ou deve ser muito maior, atingindo valores de até 20%, considerado o mínimo necessário para sustentar a produção pesqueira em níveis tróficos mais elevados.

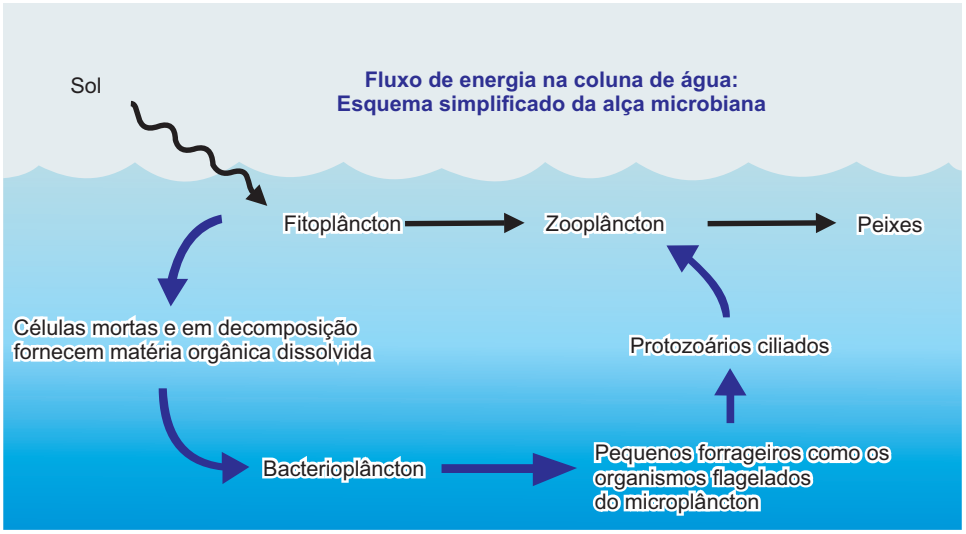


Figura 10.14 Alça microbiana em ambientes marinhos.
[Fonte: SILVA NETO, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

À medida que os produtores primários são pastados pelos herbívoros ou consumidores primários (principalmente o zooplâncton) e esses, por sua vez, são comidos pelos carnívoros, a energia solar fixada pela fotossíntese é transferida para níveis sucessivos, em geral de maneira unidirecional.

6.1 Cadeia e rede trófica

Cada nível na hierarquia das relações de alimentação é denominado de nível trófico. O conjunto de interações e níveis tróficos forma as redes alimentares. O termo cadeia alimentar deve ser reservado apenas para situações extremamente simples, com poucos níveis e interações, pouco usuais na natureza (FIG. 10.15). Na verdade, as interações tróficas são extraordinariamente complexas nos ecossistemas marinhos, fato que justifica o uso do conceito de redes tróficas ou conjuntos entrelaçados de cadeias alimentares, caracterizados por um grande número de espécies e uma diversidade de interações tróficas.

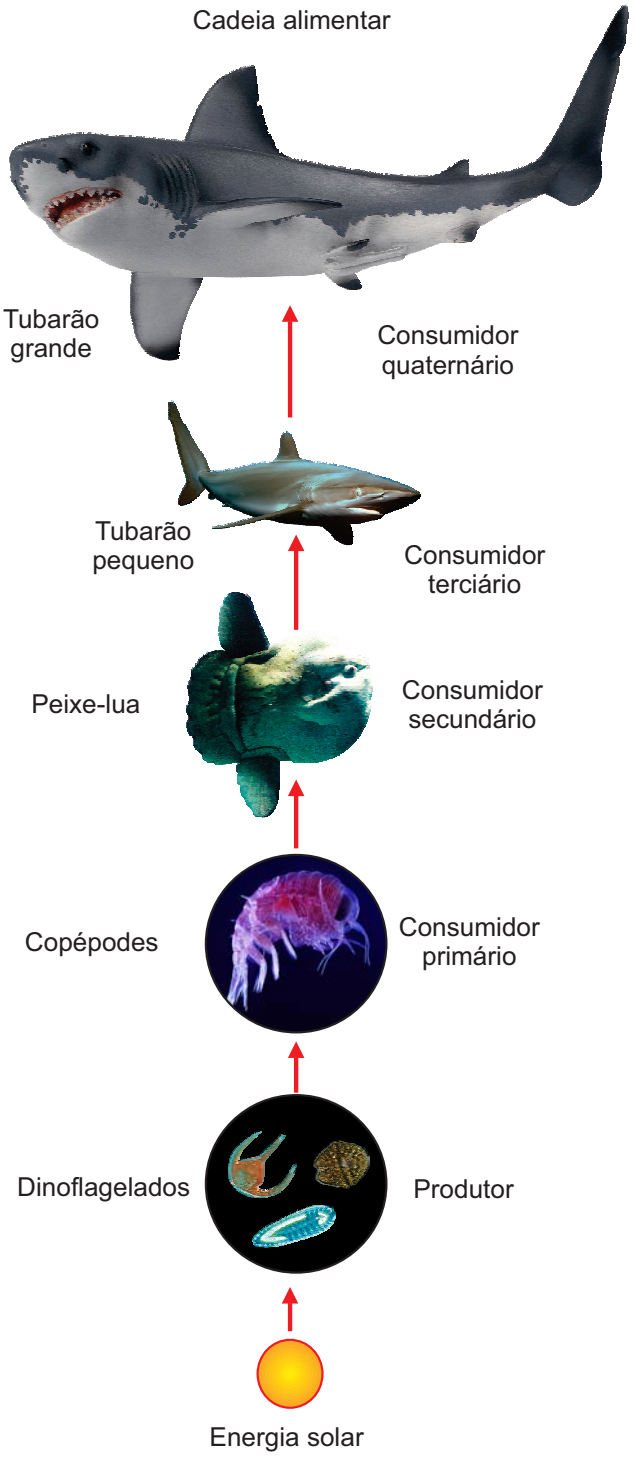


Figura 10.15 Uma cadeia alimentar relativamente simples, com cinco níveis tróficos. [Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

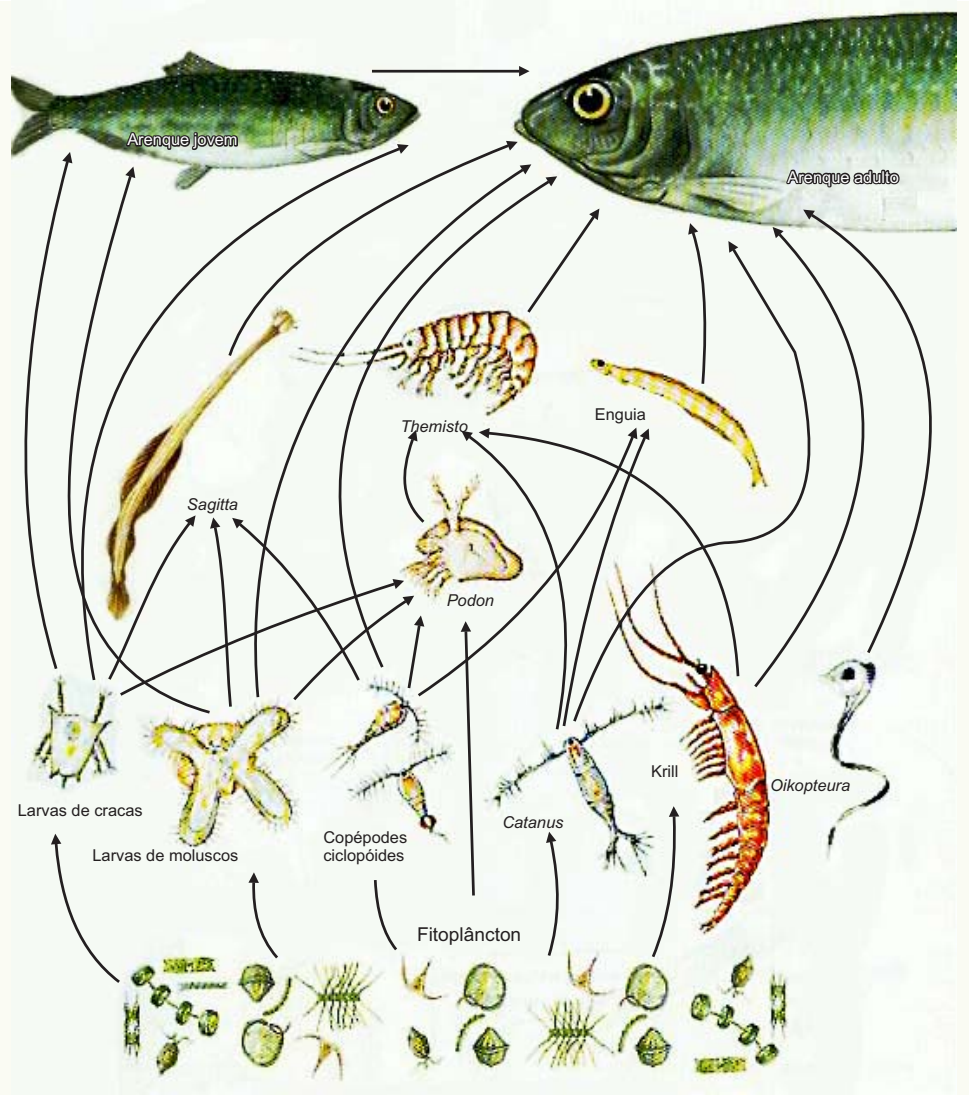


Figura 10.16 Uma rede ou teia trófica, ilustrando a complexidade das relações de alimentação entre organismos marinhos.

[Fonte: Silva Neto, Inácio Domingos da; <http://cifonauta.cebimar.usp.br/photo>].

Além de representarem uma importante fonte de alimento, seja diretamente para o homem ou para organismos intermediários nas redes alimentares marinhas, os organismos bênticos são também essenciais para a recuperação ou regeneração dos nutrientes, como o nitrogênio, fósforo e potássio, indispensáveis para os produtores primários. Há estimativas de que esses organismos **recuperem** ou regenerem, a partir dos detritos que processam, dez vezes mais nitrogênio do que aquele trazido pela



Foto: Luciano Dalla Rosa

descarga fluvial. É bastante provável que os nutrientes regenerados pela atividade bêntica em regiões costeiras rasas sejam proporcionalmente mais importantes para os produtores primários do que os nutrientes regenerados pelo zooplâncton na própria coluna de água. A regeneração intermediada pelo zooplâncton é particularmente importante durante os florescimentos algais ou *blooms* (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos). Por outro lado, à medida que vão para o fundo, os detritos produzidos na coluna de água passam a ser utilizados pelo bentos, que, por meio do processo de quebra de grandes moléculas em compostos mais simples, liberam novamente esses nutrientes para os produtores primários.



CAPÍTULO 11

PRODUÇÃO PRIMÁRIA NOS OCEANOS

Frederico Pereira Brandini

1 A SÍNTESE DE MATÉRIA ORGÂNICA NOS OCEANOS

Produção primária designa o processo de formação da matéria orgânica pelos autótrofos em um determinado ecossistema a partir da redução de um composto doador de carbono, geralmente o gás carbônico. Também pode ser definida como a matéria orgânica que se acumula nos organismos autótrofos em um determinado intervalo de tempo e determinada área ou volume. A produção total resultante da fotossíntese da comunidade autótrofa é denominada **produção bruta**, da qual se subtrai a respiração e o consumo da mesma comunidade para se estimar a **produção líquida**. A taxa de produção primária (**produtividade**) de um determinado ecossistema pode ser expressa em gramas de carbono por metro quadrado por dia ($gC/m^2/dia$) ou por ano ($gC/m^2/ano$). No hábitat pelágico considera-se a produção por metro quadrado de zona eufótica, isto é, desde a superfície até o nível do ponto de compensação da fotossíntese, equivalente a aproximadamente 1% da radiação solar incidente na superfície.



Foto: Projeto Amazônia Azul

O carbono é o elemento básico da vida em nosso planeta, contribuindo, respectivamente, com aproximadamente 40 e 18% da biomassa seca vegetal e animal, formando diversos reservatórios na atmosfera, na hidrosfera, na litosfera e na biosfera. Os fluxos entre estes reservatórios variam enormemente, desde escalas geológicas e planetárias até milésimos de segundos no nível celular. A produtividade primária não representa apenas a fixação do carbono, pois os ciclos globais do carbono, hidrogênio, oxigênio, nitrogênio, fósforo e enxofre, que são os elementos mais abundantes da biosfera, conhecidos como o grupo CHONPS, encontram-se interligados na síntese da matéria orgânica (Fig. 11.1). A produção primária é uma das etapas do ciclo biogeoquímico desses elementos, na qual o carbono fixado inicialmente pela fotossíntese (ou quimiossíntese) combina-se com os demais para formar a biomassa de algas, bactérias e vegetais superiores.

As microalgas e as bactérias fotoautótrofas do plâncton (fitoplâncton e bacterioplâncton, respectivamente) representam a principal reserva de energia química da base da pirâmide trófica oceânica. Em condições satisfatórias de luz e nutrientes, crescem rapidamente (uma a duas divisões por dia) e a energia acumulada é diretamente consumida por protistas e metazoários do zooplâncton, que servem de alimento para os carnívoros, e assim por diante, até os níveis superiores da pirâmide trófica marinha.

A matéria orgânica produzida pela produção primária é classificada em quatro categorias bioquímicas: carboidratos, ácidos graxos (lipídeos), proteínas e ácidos nucléicos. Nos autótrofos marinhos, cadeias de carboidratos (polímeros) formam membranas e paredes celulares ou são estocadas no interior da célula vegetal, como

amido e glicogênio, para uso nos processos metabólicos que requerem energia química na forma de ATP (Fig. 11.2).

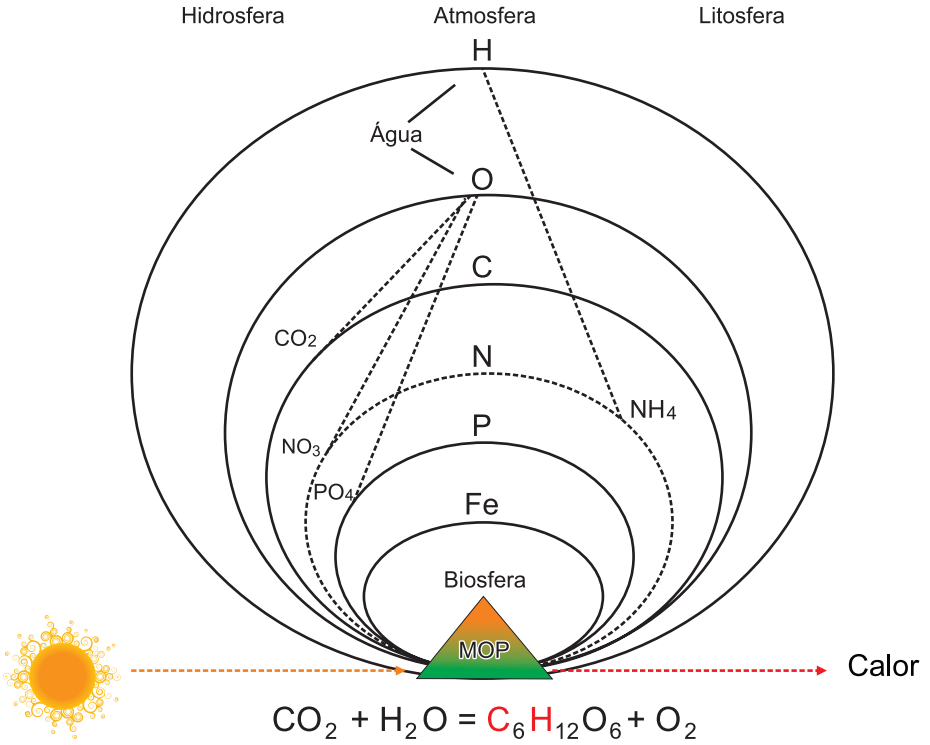


Figura 11.1 Ilustração da interação dos ciclos biogeoquímicos com a pirâmide trófica.

Nem todo o carbono fixado pela fotossíntese é incorporado em biomassa, devido à carência dos outros elementos do grupo CHONPS, necessários para a síntese completa da matéria orgânica. Em macroalgas, o excesso de carboidratos transforma-se em um polímero mucoso, que se acumula na superfície do talo como proteção contra a bioincrustração e ataque bacteriano. Em microalgas e bactérias, a matéria orgânica dissolvida excretada é utilizada por bactérias heterótrofas, que são consumidas por protistas flagelados e ciliados, que por sua vez servem de alimento para invertebrados planctônicos e, portanto, transferidos de volta para a teia alimentar clássica dos oceanos. Essa via alternativa do carbono é denominada **alça microbiana**. Os ácidos graxos combinam-se por meio de reações de desidratação, formando longas cadeias de lipídeos como reservas de energia. Em diatomáceas, a reserva de lipídeos é importante na flutuabilidade das células, ajudando a mantê-las em suspensão na zona eufótica.

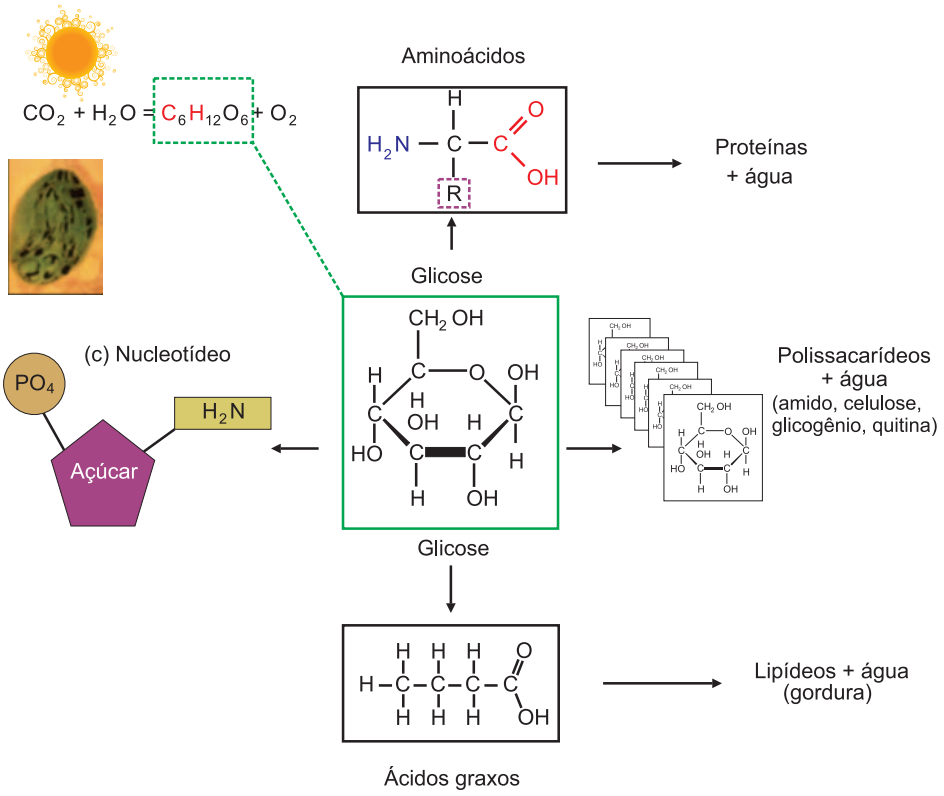


Figura 11.2 Esquema da estrutura molecular dos compostos orgânicos produzidos na produção primária.

A produção primária usa a energia solar absorvida por pigmentos fotossintéticos (fotossíntese) ou a energia química (quimiossíntese) oriunda da oxidação de compostos reduzidos (p. ex., H_2S, CH_4, H_2). Assim como nos ecossistemas terrestres, os autótrofos marinhos em geral crescem através da **fotossíntese oxigênica**, na qual o elemento redutor do CO_2 atmosférico dissolvido na água do mar é o elétron cedido pelo átomo de hidrogênio resultante da separação da molécula de água durante a **Fotólise de Hill**. Nessa reação, o oxigênio é liberado para o meio aquático (Equação 11.1). Em ambientes eutrofizados, que se tornam anóxicos, a fotossíntese anoxigênica é feita exclusivamente por bactérias anaeróbicas, que usam elétrons da redução de compostos oxidados para reduzir o CO_2 e obter carboidrato. As bactérias mais comuns desse processo são as sulfobactérias e metanobactérias, que usam sulfetos e metano provenientes da degradação da matéria orgânica em condições anóxicas. Na quimiossíntese, as bactérias usam elétrons da redução de metais e outros compostos reduzidos e liberam O_2 no meio, como na fotossíntese oxigênica dos autótrofos eucariontes. A quimiossíntese representa menos que 1% da matéria orgânica particulada (MOP) estocada anualmente nos oceanos.

Fotossíntese oxigênica: $6CO_2+12H_2O \rightarrow C_6H_2O_6+6O_2+6H_2O$

Fotossíntese anoxigênica: $6\ CO_2 + 12\ H_2S \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 12S + 6\ H_2O$

Quimiossíntese: $6CO_2 + 6H_2O + \text{energia} \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2$

Equações dos três processos associados com a fixação de C: 11.1: Fotossíntese oxigênica; 11.2: fotossíntese anoxigênica; 11.3: quimiossíntese.

No fluxo de energia ao longo da teia alimentar, os autótrofos são chamados de **produtores primários**, uma vez que são a principal (do inglês *primary*) fonte de matéria orgânica dos ecossistemas. A produção primária anual dos oceanos varia aproximadamente entre 35 e 50 Pg C/ano (Pg: Petagrama = 10^{15} g = 10^9 ton), que representa cerca da metade da produção autótrofa total da biosfera terrestre, repartida entre as zonas oceânicas e mares rasos sobre as plataformas continentais, incluindo as áreas costeiras de ressurgência, que são as mais produtivas por unidade de área. Apesar da alta produtividade, as zonas costeiras e de ressurgência representam 15% da superfície dos oceanos e contribuem com <10% da produção global, enquanto a zona tropical oligotrófica, formada pelos giros convergentes dos Oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, representa cerca de 70% da superfície oceânica, contribuindo com a maior biomassa de carbono nos oceanos (Tab. 11.1).

Tabela 11.1 Produtividade global dos oceanos, com indicação das áreas marinhas e taxas de produtividade por dia e por ano.

Região	Setor	gC/m²/dia	gC/m²/ano
Oceano global Oceano global	Plat. continental Zona oceânica	0,25-0,50 0,10	91-182 36
O. Índico O. Atlântico O. Pacífico	Plataforma Continental	0,71 0,41 0,52	259 149 189
O. Índico O. Atlântico O. Pacífico	Zona oceânica	0,23 0,28 0,15	84 102 54
NO África: Plataforma continental Zona oceânica		0,2-1,0* 0,10-0,2	73-365 36-73
Atlântico Equatorial		0,01-0,05	4-18
SO Atlântico (SE Brasil) Plataforma continental Plataforma continental Plataforma continental Zona oceânica		<0,1-0,45 0,34 0,5 0,1-0,5	36-164 125 182 36-182
Cabo Frio		0,5*	182

*Zona de ressurgência

2 A Origem dos Autótrofos Marinhos e a Formação da Atmosfera Atual

Existem três grandes grupos de classificação taxonômica de organismos vivos reconhecidos pela Ciência Biológica: os domínios Bacteria, Archaea e Eucarya. Os dois primeiros formam o grupo mais primitivo dos **procariontes**, organismos sem membrana nuclear ou organelas diferenciadas e que supostamente surgiram no mar há cerca de 3,6 bilhões de anos. O domínio Eucarya é dividido nos reinos *Protista*, *Fungi*, *Plantae* e *Animalia*. Tanto em terra como na água, a paisagem natural do nosso dia a dia é dominada pelos representantes macroscópicos dos reinos Plantae e Animalia. Protistas são formados por organismos unicelulares autótrofos (por exemplo, microalgas) ou heterótrofos (por exemplo, protozoários flagelados ou ciliados). Por mais de 2,5 bilhões de anos o mar foi praticamente um hábitat anóxico, habitado por fermentadores anaeróbicos, que usavam a matéria orgânica dissolvida formada através de reações químicas endotérmicas induzidas por raios e vulcanismo. Em 1953, Stanley Miller comprovou experimentalmente a formação da matéria orgânica a partir de compostos inorgânicos que se encontravam na atmosfera primitiva terrestre.

BOX 11.1
A ORIGEM

Entre 2 e 1,5 bilhões de anos atrás a molécula de clorofila evoluiu dentro de bactérias, tornando-a capaz de absorver energia da luz solar para reduzir o CO_2 e sintetizar glicose, a primeira molécula orgânica produzida por processos exclusivamente bioquímicos. As hipóteses sobre a origem dos autótrofos eucariontes passam necessariamente pela teoria da **endossimbiose**, na qual uma bactéria heterótrofa teria fagocitado uma bactéria autótrofa clorofilada. Ao invés de digeri-la, estabeleceu-se um vínculo fisiológico entre as duas, no qual uma fornecia proteção e matéria-prima (por exemplo, nutrientes) para que a outra (a que deu origem ao cloroplasto) produzisse glicose como alimento para ambas. No entanto, a relação também produzia um veneno mortal (o oxigênio) para o metabolismo anaeróbico global de então, que se acumulava dentro da bactéria hospedeira mais rapidamente do que ela era capaz de eliminá-lo através da membrana plasmática. A oxidação praticamente inutilizava todos os processos biológicos, como ainda faz com infecções anaeróbicas tratadas com água oxigenada. A solução deve ter vindo concomitantemente com o surgimento das mitocôndrias, uma organela responsável por utilizar o oxigênio na combustão da matéria orgânica formada pelo cloroplasto. A combustão deixava de ser espontânea e passava a ser controlada por essa **microusina de força**, que libera energia conforme a necessidade do metabolismo aeróbico. Assim, surgiram os autótrofos fotoxigênicos, que passaram a liderar a produção orgânica nos oceanos primitivos. Eles dependiam da luz solar e, portanto, só poderiam

BOX 11.1

ter habitado na **zona eufótica**, na capa superior iluminada dos oceanos. A paleontologia sugere que os primeiros fotoautótrofos oxigênicos, que dominaram a margem costeira dos continentes primitivos, foram bactérias filamentosas, formadoras de pequenos recifes calcários denominados **estromatólitos**, cujos remanescentes ainda podem ser vistos nas costas da Austrália (FIG. 11.3).



Figura 11.3 (a) Imagem da baía Shark (Austrália) com estromatólitos; (b) microfotografia do talo filamentoso da bactéria, e (c) detalhe da deposição laminar de um estromatólito. [Fonte: Columbia University - Lamont-Doherty. Disponível em: <http://www.ldeo.columbia.edu/~small/personal/Images/Stromatolites.jpg>].

Durante milhões de anos, essas bactérias coloniais fotoautotróficas absorveram diariamente milhões de toneladas de CO_2 atmosférico, reduzindo o efeito estufa de nossa Terra primitiva, tornando a temperatura média do planeta mais amena, ao mesmo tempo em que o oxigênio produzido formou a camada de ozônio que hoje protege a Terra contra a radiação ultravioleta (UV). Pouco a pouco foram sendo criadas as condições ambientais adequadas para a evolução da vida mais complexa no mar e posteriormente nos continentes. Além do papel no fluxo de energia, a fotossíntese no mar libera anualmente cerca de 50% do oxigênio atmosférico oriundo da atividade fotossintética na biosfera.

2.1 Os autótrofos marinhos contemporâneos

Ao contrário dos ecossistemas terrestres, onde os principais autótrofos fixadores de carbono vegetal são as árvores, a base da pirâmide trófica oceânica é sustentada pela biomassa dos procariontes (bactérias fotossintetizantes ou **bacterioplâncton**) e dos **microautótrofos** eucariontes (microalgas planctônicas ou **fitoplâncton***).* Macroalgas e plantas superiores (por exemplo, manguezais e gramas marinhas) são importantes em escala local e restritas aos hábitats rasos costeiros, onde representam 35-50% da biomassa autótrofa e contribuem com 75% da produção primária na zona costeira. A comunidade planctônica é classificada nas seguintes categorias de tamanho (Tab. 11.2):

Tabela 11.2 Classificação dos organismos do plâncton conforme seu tamanho.

Categoria	Tamanho (μ)
Picoplâncton	< 2
Nanoplâncton	2 - 20
Microplâncton	20 e 200
Macroplâncton	200 - 2000
Megaplâncton	> 2000

Os autótrofos planctônicos geralmente ocupam as menores classes de tamanho entre o pico e o microplâncton. Quanto menor a classe de tamanho, maior a densidade celular por unidade de volume e maior a biomassa produzida. O bacterioplâncton marinho é dominado pelos gêneros *Prochorococcus* e *Synechococcus*, que ocupam as classes de tamanho celular do picoplâncton, entre 1-2 μm, e são os autótrofos mais abundantes da biosfera terrestre, ocorrendo em média em densidades acima de 10^6 céls/ml na água do mar. São os principais produtores primários na zona eufótica dos oceanos tropicais e subtropicais oligotróficos, que ocupam 60-70% da superfície dos oceanos. Em termos absolutos, a biomassa produzida pelo picoplâncton foi estimada em 60% da matéria orgânica viva dos oceanos. Outros grupos taxonômicos do bacterioplâncton são ocasionalmente importantes em regiões tropicais, tais como as bactérias filamentosas livres do gênero *Trichodesmium*, fixadoras de nitrogênio molecular atmosférico. Seus filamentos (*trichomas*) são responsáveis por cerca de 50% da fixação anual de N_2 do planeta e, portanto, têm papel importante no ciclo global do nitrogênio.

Apesar do domínio do bacterioplâncton autotrófico na produção de matéria orgânica nos oceanos em escala global, a contribuição relativa do fitoplâncton é maior

em plataformas continentais, onde os mecanismos de fertilização em massa por ressurgências continentais e os processos de regeneração da matéria orgânica no sedimento marinho disponibilizam nutrientes dissolvidos na zona eufótica. Os grupos principais do fitoplâncton são as diatomáceas (Bacillariophyceae), os dinoflagelados (Dinophycea) e os cocolitoforídeos (Prymnesiophycea) (Fig.11.4).

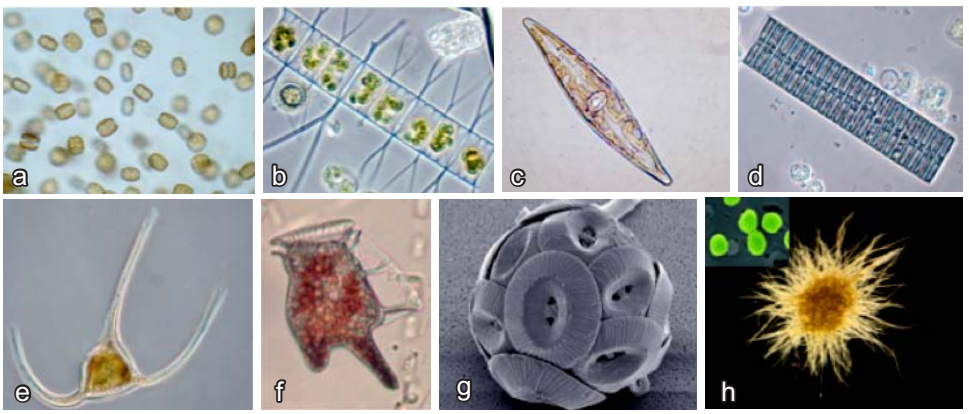


Figura 11.4 Exemplos de microautótrofos marinhos do plâncton: (a) grupo de diatomáceas cêntricas não coloniais do gênero *Thalassiosira*; (b) cadeia com 8 células de uma diatomácea cêntrica colonial do gênero *Chaetoceros*; (c) diatomácea penada não colonial do gênero *Pleurosigma*; (d) diatomácea penada colonial do gênero *Fragilaria*; (e, f) Dinoflagelados dos gêneros *Ceratium* e *Dinophysis;* (g) microfotografia eletrônica de um cocolitoforídeo do gênero *Coccolithus*, mostrando as placas de carbonato de cálcio (cocólitos); (h) bacterioplâncton colonial do gênero *Trichodesmium* e a cianobactéria cocóide não colonial *Prochlorococcus*, considerada o autótrofo marinho mais abundante.
[Fonte: (a, c, d) Duxbury & Duxbury. Disponível em: <http: blog.greendepot.com/environments/ants-go-marching>; (b) Fonte: *The Crisholm Lab*. Disponível em: <http://proportal.mit.edu/project/prochlorococcus/>; (e, f) Duxbury & Duxbury. Fonte: <http://www.oilgae.com/ref/glos/trichodesmium_erythraeum.html>; (g) Kuo-Yen Wei & Li-Ling Chen. Disponível em: <taibif.org.tw>].

2.1.1 Diatomáceas

Diatomáceas são protistas autótrofos, com os pigmentos clorofilas *a* e *c* e fucoxantina nos cloroplastos. São os principais autótrofos marinhos em plataformas continentais, sobretudo em áreas de ressurgência e zonas costeiras naturalmente fertilizadas com nutrientes da drenagem continental. Produzem cerca de 25% da matéria orgânica particulada nos oceanos e sustentam a maior parte da economia pesqueira global. Existem atualmente 100.000 espécies, distribuídas em 200 gêneros. O produto da fotossíntese estocado no citoplasma é um polissacarídeo específico denominado **crisolaminarina**. A principal característica taxonômica é um exoesqueleto de sílica denominado frústula, composto por duas metades (as **valvas**) superpostas,

que se encaixam como uma placa de Petri. A epivalva, com diâmetro maior, superpõe-se sobre a hipovalva. Existem atualmente descritos dois grupos taxonômicos principais de acordo com a simetria da frústula: **cêntricas** e **penadas**, com simetria radial em vista valvar e bilateral, respectivamente. Ambos ocorrem como células isoladas ou em colônias (Fig. 11.4a). Em geral, as cêntricas dominam no hábitat pelágico e as penadas no hábitat bêntico, que pode ser arenoso, rochoso ou sobre organismos vivos. Nos fundos arenosos crescem sobre o sedimento (**epipélicas**) ou entre os grãos de areia (**epipsâmicas**). Comunidades que crescem sobre rochas são denominadas **epilícas**. Sobre o talo de macroalgas ou folhas de vegetais marinhos superiores crescem diatomáceas **epífitas** e sobre conchas de moluscos e equinodermas crescem diatomáceas **epizóicas**.

As diatomáceas, em geral, dividem-se assexuadamente por mitose, quando as valvas se separam e cada **célula filha** forma uma nova hipovalva, que completa toda a frústula jovem (Fig. 11.5a). Também ocorre reprodução sexuada, mas apenas em um determinado momento do ciclo reprodutivo. A divisão contínua produz células diplóides cada vez menores, até atingir um determinado **tamanho crítico**, no qual, ao invés de se dividir por mitose, a pequena célula se divide por meiose, formando gametas flagelados masculinos (**anterozóides**), que são liberados no meio aquático, onde nadam em busca de uma célula feminina que se modificou em um gameta feminino (**oogônio***)*. Esse mecanismo de fusão gamética anisogâmica é mais comum nas diatomáceas cêntricas (Fig. 11.5b). No caso das penadas, quando atingem o tamanho crítico mínimo, após várias divisões mitóticas, ocorre a meiose e a formação de dois gametas amebóides em cada célula parental. Essas células reprodutoras se acoplam e um dos gametas é transferido para a célula vizinha, fundindo-se com o outro gameta. Essa fusão de gametas chama-se **singamia** e origina um zigoto auxósporo, que cresce e restaura uma nova célula diplóide com tamanho inicial característico de cada espécie, formando uma nova frústula (Fig. 11.5c).

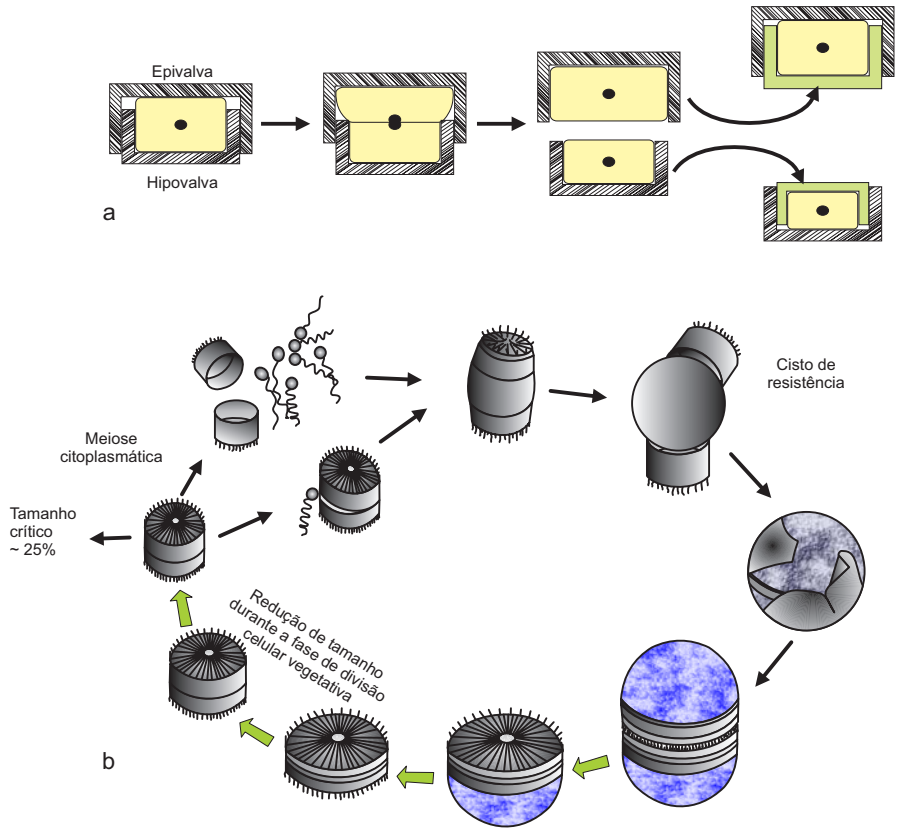


Figura 11.5 Ciclo de vida de uma diatomácea: (a) divisão celular assexuada, com separação das frústulas e formação de uma nova hipovalva; (b) ciclo reprodutivo alternado, com redução de tamanho e formação de cisto de resistência na fase diplóide e (c) reprodução assexuada e meiose do citoplasma com liberação de gametas flagelados haplóides no meio externo.
[Fonte: Wikipedia].

2.1.2 Dinoflagelados

Dinoflagelados são protistas unicelulares de nutrição extremamente diversificada. Além de autótrofos fotossintetizantes, podem ser mixótrofos e heterótrofos. Reproduzem-se assexuadamente por divisão celular, mas também por fusão gamética e formação de cistos de resistência (**hipnozigoto**) nos sedimentos marinhos de regiões costeiras, quando as condições ambientais não são favoráveis (FIG. 11.6). Alguns são parasitas ou simbiontes, como as zooxantelas em cnidários (corais) e moluscos, atingindo cerca de 30.000 céls/mm^3 do tecido hospedeiro. Suas características morfológicas principais são: (1) dois flagelos em planos transversais; (2) parede celular denominada **anfiesma**, formada por placas de celulose com arranjo e ornamentação e poros e espinhos de acordo com o gênero ou espécie; (3) células em geral isoladas; (4) tamanhos entre 5-200 μm. O grupo tem cerca de 1.500 espécies conhecidas, a

maioria do ambiente marinho, sendo 50% delas autótrofos clorofilados de vida livre (por exemplo, *Ceratium* spp.) (Fig. 11.4e). Além de sua importância na teia alimentar dos oceanos, o grupo se destaca do ponto de vista socioeconômico e ambiental, uma vez que algumas espécies são produtoras de toxinas que causam diarreia, problemas respiratórios e paralisia muscular em mamíferos aquáticos, e, indiretamente, no homem, através do consumo de frutos do mar, sobretudo de moluscos filtradores. Em determinadas condições ambientais, as espécies nocivas formam florações conhecidas como **marés vermelhas** (Fig. 11.7a). O esgotamento dos nutrientes, causado pelo número excessivo de células, provoca o declínio da floração, liberando as toxinas diretamente no meio aquático e resultando na morte de peixes e mamíferos.

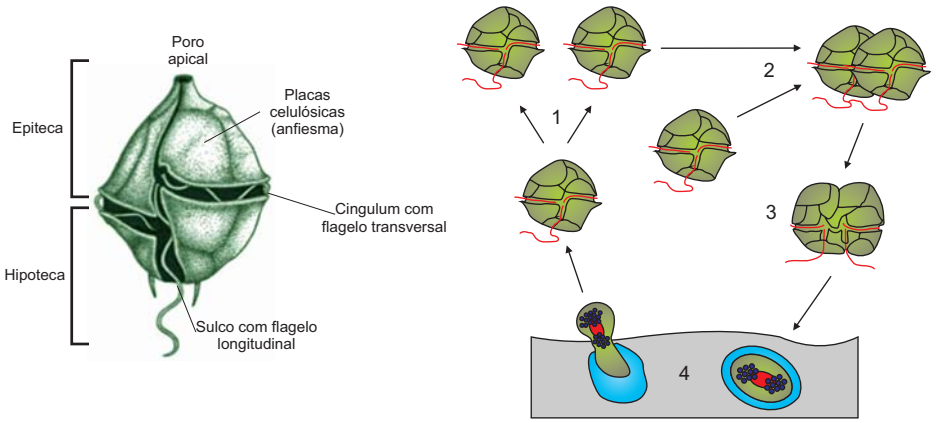


Figura 11.6 (a) Microfotografia de um dinoflagelado tecado mostrando as placas celulósicas e a posição do cingulum, sulco e poro apical. A epiteca e a hipoteca são formadas, respectivamente, pelas placas acima e abaixo do cingulum; (b) Ciclo de vida de um dinoflagelado: divisão celular assexuada (1); reprodução sexuada (2); planazigoto (3), e forma de resistência no sedimento (hipnozigoto) (4). [Fonte: Wikipedia].

2.1.3 Cocolitoforídeos

Cocolitoforídeos são protistas fotossintéticos flagelados com um exoesqueleto formado por escamas de carbonato de cálcio (**cocólitos**) que, como no caso da frústula silicosa das diatomáceas, superpõe-se formando uma armadura que protege a membrana plasmática. A ornamentação dos cocólitos com espinhos, hastes, espessamentos e perfurações é utilizada na classificação taxonômica. Os gêneros mais abundantes pertencem ao nanoplâncton (*Emiliana huxleyi*) e ao microplâncton (*Umbilicosphera*), crescendo preferencialmente em ambientes oceânicos tropicais e na superfície de mares temperados. A reprodução é assexuada, por divisão longitudinal, na qual as meias-células oriundas da divisão são **reformadas** em uma nova célula. Formam florações extensas, que podem ser identificadas do espaço por satélites, cujo

papel na reflexão da radiação solar (albedo) tem sido apontado como importante na amenização do aquecimento global. Após a morte celular, os cocólitos separam-se e sedimentam rapidamente, formando enormes reservatórios carbonáticos no assoalho das bacias oceânicas, com até 10^6 cocólitos/mm^3 (ver Capítulo 4: Sedimentação Marinha). Portanto, além do papel ecológico como alimento, os cocolitoforídeos são importantes na **bomba biológica** oceânica, exportando carbonatos para o fundo marinho. *Emiliana huxleyi* frequentemente forma florações de 500 a 1000 km de extensão no Oceano Atlântico Norte e ao longo da plataforma argentina (Fig. 11.7 b, c).

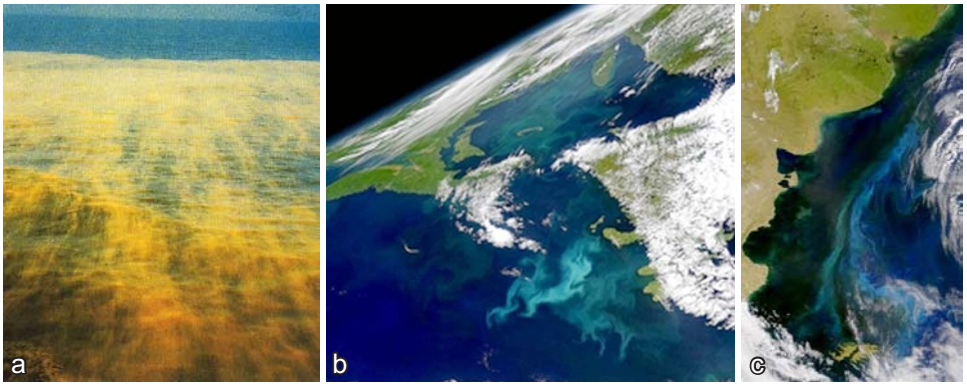


Figura 11.7 Fotos aéreas de blooms de (a) dinoflagelados, (b) cocolitoforídeos no Oceano Atlântico Norte e (c) na plataforma argentina. [Fonte: SeaWIFs].

2.1.4 Macroalgas

Macroalgas marinhas predominam, sobretudo, em regiões costeiras e de plataforma. São vegetais inferiores do ponto de vista evolutivo, porque não têm tecidos especializados como raízes, caule e folhas, apesar do tamanho e semelhança com a vegetação terrestre. Em vez disso, têm um **talo** parenquimatoso (ou pseudoparenquimatoso), onde se concentram as funções básicas para o crescimento, tais como absorção de luz, água, nutrientes e trocas gasosas. Por essa razão, são chamadas **talófitas**. O talo é composto por **rizóides**, cuja única função é a fixação em substratos duros, e **filóides**, onde ocorre a maioria dos processos metabólicos. Em alguns grupos de macroalgas gigantes (*kelps*) uma parte do talo diferencia-se em um **estipe**, integrando todos os elementos do talo (Fig.11.8).

Macroalgas também se desenvolvem na superfície do hábitat pelágico oceânico, independente dos fundos consolidados da zona costeira. No giro anticiclônico do Atlântico Norte, elas são visualmente detectadas por sua cor amarelo-pardo ou marrom, formando um tapete algal flutuante. Essa região é conhecida como Mar dos Sargaços e se estende por aproximadamente sete milhões de quilômetros quadrados (Fig. 11.9a).

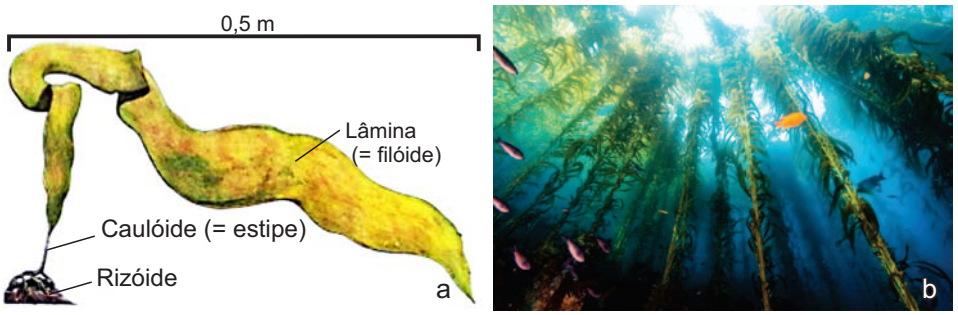


Figura 11.8 (a) Ilustração mostrando as partes principais que formam o talo algal de uma macroalga; (b) imagens submarinas de uma floresta da *kelp Macrocystis* na costa oeste norte-americana.

BOX 11.2
MAR DOS SARGAÇOS

Sargassum natans e *S. fluitans* são espécies abundantes na costa leste norte-americana, constantemente arrancadas pelos furacões do Caribe que atingem o Sudeste dos Estados Unidos da América. *Sargassum* também é um gênero comum de algas pardas, crescendo fixas nos costões rochosos do litoral brasileiro. Podem ser distinguidos por pequenos flutuadores de ar, cuja principal função é manter a sustentação da planta no meio aquático, quando submersas na maré cheia ou permanentemente submersas no infralitoral. A sustentação e a distensão do talo aumentam a eficiência de captação de luz e nutrientes, mantendo taxas de fotossíntese suficientemente elevadas para compensar as perdas pela **pastagem** de invertebrados e vertebrados herbívoros.

Os flutuadores mantêm as algas boiando, enquanto são levadas pela Corrente do Golfo. Muitas terminam caindo no centro do giro e nunca mais saem, mantendo o crescimento vegetativo do talo. Se morrerem é pela decomposição lenta, que pode levar séculos, dependendo das condições ambientais. A longevidade dessas algas é uma das maiores entre os seres vivos, talvez perdendo apenas para algumas árvores de clima frio (sequoias), que vivem milhares de anos. Hoje é teoricamente possível ver talos de sargaço que foram literalmente atropelados pelos galeões de Cristóvão Colombo e outros navegadores europeus que tentavam alcançar as Índias Orientais e temiam encalhar nesse amontoado vegetal (Fig. 11.9a, b).

BOX 11.2

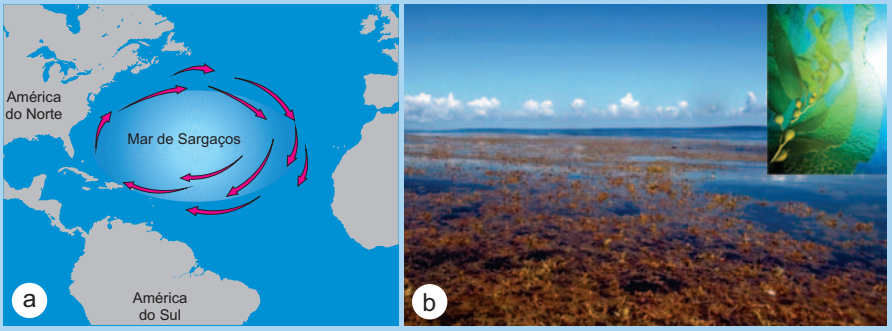


Figura 11.9 (a) Localização geográfica do Mar dos Sargaços no setor tropical do Oceano Atlântico Norte; (b) imagem de talos de *Sargassum natans* ao largo das Ilhas Bermudas, com detalhe dos flutuadores.

Outro grupo de macroalgas importantes na produção primária e na estruturação de biomas costeiros e oceânicos são as macroalgas calcárias verdes e vermelhas, que precipitam carbonato de cálcio em suas paredes celulares, dando rigidez ao talo. No Brasil, são mais abundantes nas áreas tropicais oligotróficas das regiões central e Nordeste com elevada transparência da água, onde formam recifes calcários de grande extensão, como, por exemplo, nos bancos de Abrolhos, no litoral sul da Bahia, um dos biomas mais diversificados da costa brasileira. A rigidez e complexidade estrutural desses bancos algais oferecem substrato de sustentação e abrigo para várias espécies de peixes e invertebrados que compõem a teia alimentar dos hábitats calcários tropicais (FIG. 11.10).

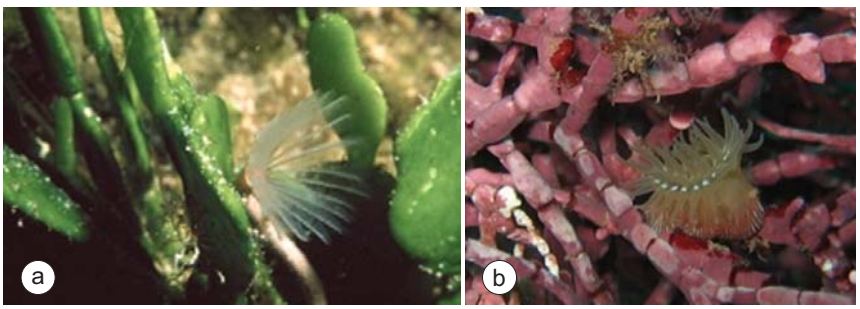


Figura 11.10 Bancos de algas calcárias são focos de elevada produtividade e fixação de carbono sob a forma inorgânica (carbonatos) formando recifes biogênicos que abrigam elevada biodiversidade; (a) algas calcáreas dos gêneros *Halimeda* e (b) *Amphiroa* são produtores primários importantes no fluxo de energia em sistemas tropicais e também servem de susbtrato de sustentação de várias espécies de invertebrados bênticos. [Fonte: do autor].

2.1.5 Plantas marinhas

Plantas marinhas têm a mesma estrutura morfológica dos vegetais terrestres, com tecidos especializados para cumprir funções fisiológicas específicas. Nas folhas, a energia solar é absorvida pelos cloroplastos e as trocas gasosas ocorrem através do tecido foliar e o meio externo. As raízes, além de fixar a planta no sedimento inconsolidado, absorvem água e nutrientes, enquanto o caule os transporta até as folhas. Ao contrário das plantas terrestres, as plantas marinhas adaptaram-se a altas salinidades por meio de estruturas específicas (**glândulas de sal**), que eliminam o excesso de sal absorvido pelas raízes. Também produzem flores e frutos, com sementes monocotiledôneas adaptadas para a flutuação e dispersão no meio aquático através das correntes de marés. Nesse grupo, destacam-se os **manguezais**, que formam florestas densas nas margens de sistemas estuarinos e lagunares, os bancos de *Spartina* (marismas), que beiram os manguezais e dominam em regiões temperadas, e as **gramas marinhas**, vegetação subaquática que forma extensas pradarias submersas sobre fundos rasos arenosos, em latitudes tropicais e temperadas, cuja produtividade chega a 340 $gC/m^2/ano$ (Fig. 11.11). As folhas dessas macrófitas que caem na água são colonizadas por fungos e bactérias, enriquecendo o detrito vegetal com nitrogênio, que é aproveitado por invertebrados comedores de detrito na síntese de suas proteínas. Além disso, também são importantes estruturadores de biomas, fornecendo suporte e refúgio para espécies costeiras.

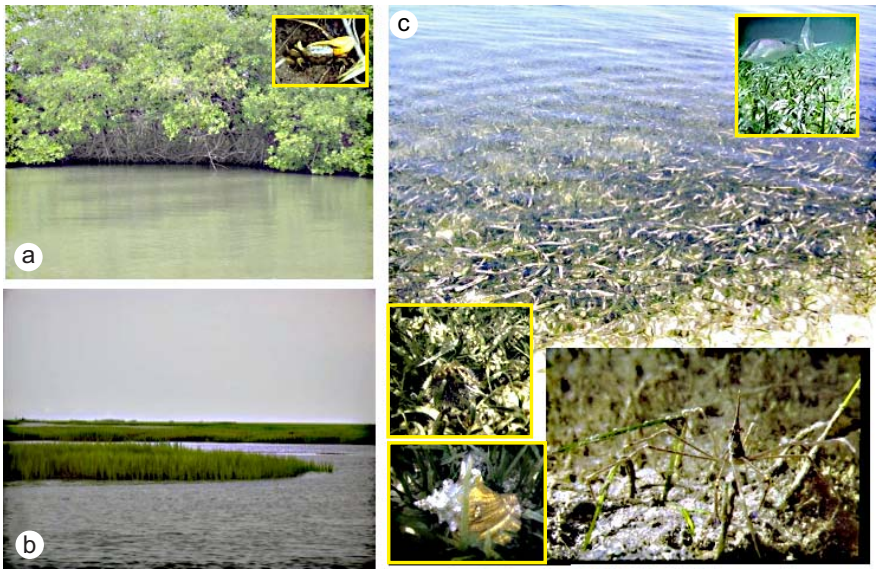


Figura 11.11 Vegetais superiores também formam biomas costeiros importantes: (a) no Brasil, os manguezais, (b) os bancos intermareais de *Spartina* e (c) as pradarias submersas de *Halodule* são comuns em hábitats costeiros estuarinos subtropicais e tropicais, onde produzem matéria orgânica e detrito utilizado como alimento para várias espécies de invertebrados e peixes (detalhes). [Fonte: do autor].

3 Fatores Limitantes da Produção Primária Marinha

A produção primária varia de região para região e também com a estação do ano, sobretudo em climas temperados e polares, em função de fatores limitantes que controlam as taxas de produção primária em uma determinada região. **Fatores diretos** afetam diretamente a taxa de fotossíntese, como radiação luminosa, concentração de nutrientes, temperatura e salinidade. **Fatores indiretos** são os que alteram as condições ambientais e indiretamente afetam a produção primária diária. Um dos principais fatores indiretos da produção primária é a circulação vertical da água, que controla a injeção de nutrientes (por exemplo, nas ressurgências) e a permanência do fitoplâncton na zona eufótica. A **herbivoria** por invertebrados bênticos e planctônicos também é considerado um fator indireto, uma vez que regula a biomassa dos autótrofos marinhos em crescimento constante. O balanço crescimento e herbivoria regula o estoque da biomassa autótrofa em um determinado ecossistema. Portanto, os **fatores indiretos** controlam o acúmulo da biomassa dos autótrofos produzida em determinado local e intervalo de tempo e, consequentemente, o fluxo de energia no sistema.

3.1 Radiação solar

O topo da atmosfera terrestre recebe uma porção constante de radiação solar igual a 1,96 cal/cm^2/min, com comprimentos de onda variando entre os extremos de 10^{-18} e 10^3 nm, que correspondem, sucessivamente, aos raios gama, raios X, raios ultravioleta, luz visível, radiação infravermelha, microondas e ondas de rádio. A radiação infravermelha tem comprimentos de onda >700nm e a radiação ultravioleta <400 nm. A luz que enxergamos corresponde à radiação fotossinteticamente ativa (RFA) usada na fotossíntese, variando entre aproximadamente 400 e 700 nm (Fig. 11.12a). Ao atravessar a atmosfera, cerca de 50% da radiação solar é absorvida, espalhada e refletida pelas nuvens, e 4% em média é refletida na superfície do mar (Fig. 11.12b).

Próximo de 46% da radiação penetra na água do mar e é absorvida exponencialmente e de forma seletiva. Os comprimentos de onda maiores, correspondentes aos tons vermelhos e alaranjados, são rapidamente absorvidos nos primeiros metros da zona eufótica. Radiações com comprimentos de onda menores contêm mais energia e, portanto, penetram mais fundo na coluna de água (Fig. 11.12c).

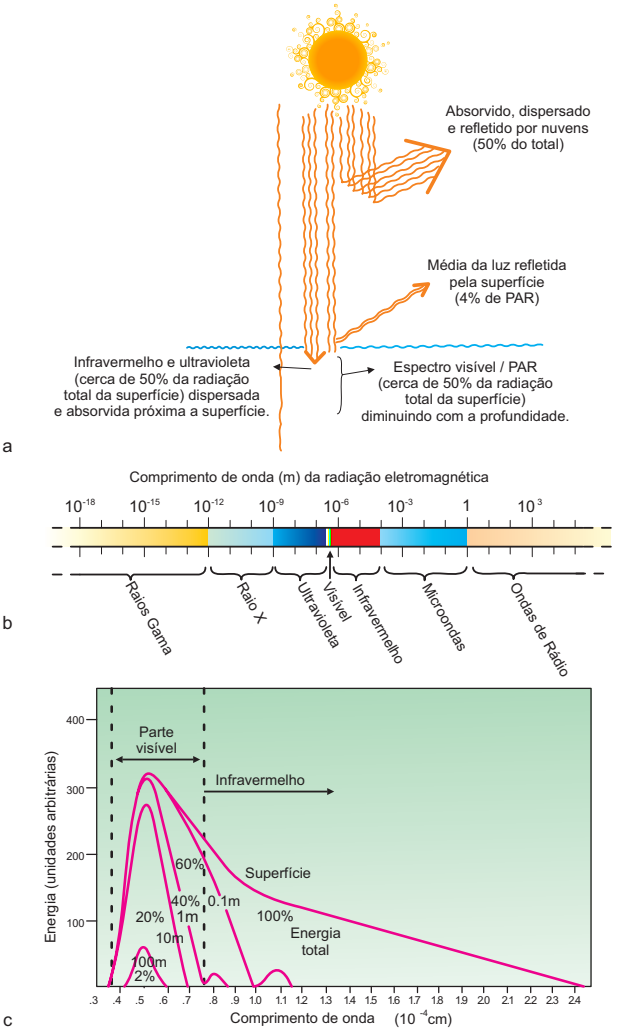


Figura 11.12 (a) Espectro de radiação eletromagnética; (b) incidência da radiação solar na superfície do mar após atravessar a atmosfera terrestre, e (c) extinção exponencial da luz visível e infravermelha na coluna de água em função do comprimento de onda. [Fonte: (a) Lally e Parson, 1997; (b) Stowe, 1996 e (c) Duxbury e Duxbury, 1997].

A luz é o parâmetro ambiental mais limitante dos oceanos. Apenas 2% do volume global dos oceanos são iluminados na capa superior da coluna de água, denominada **zona eufótica** (ZEu), cuja espessura varia aproximadamente entre 10 e 100 m de profundidade, entre a zona costeira e as áreas oceânicas profundas. Na ZEu a luz varia (1) diariamente, alternando o dia com a noite; (2) durante o período diurno, em função da cobertura de nuvens; (3) sazonalmente, com fotoperíodos diurnos mais longos no verão e mais curtos no inverno em regiões de médias e altas latitudes,

chegando aos extremos de períodos diurnos e noturnos de 24 horas nos verões e invernos polares, respectivamente, e (4) em função da latitude, com períodos diurnos longos de 12 horas nas zonas equatoriais, decrescendo ou crescendo em direção às altas latitudes polares, de acordo com o hemisfério e a estação do ano (FIG. 11.13).

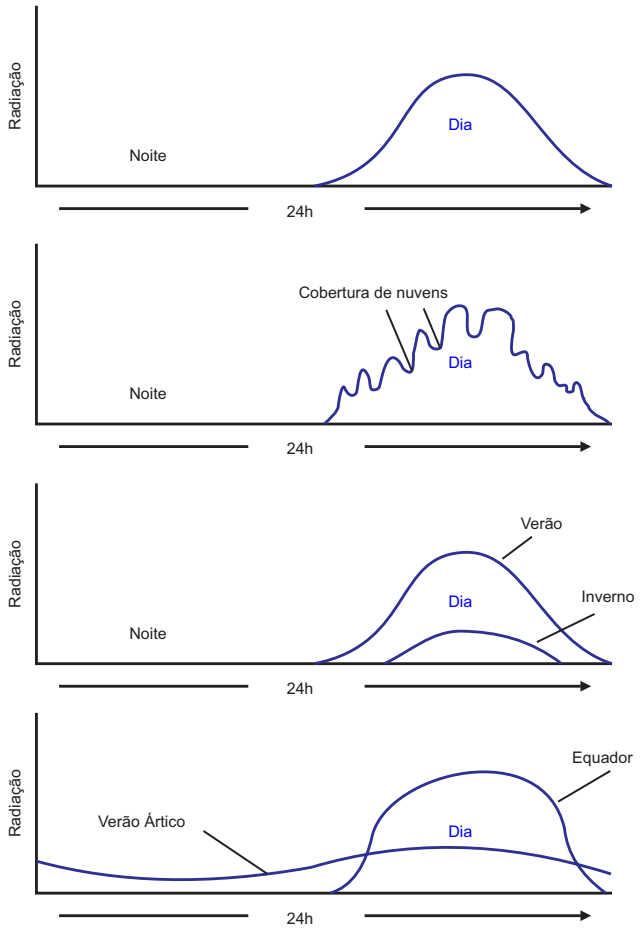


Figura 11.13 Variação da radiação luminosa conforme dia e noite, atmosfera com nuvens e sem elas, verão e inverno e no Equador e Ártico. [Fonte: LALLI e PARSONS, 1997].

A espessura da ZEu deve ser o primeiro parâmetro a ser determinado na coluna de água para estimar a produção primária local, podendo ser medida com o disco de Secchi ou com sensores submarinos de radiação solar. Seu limite inferior equivale ao ponto de compensação da fotossíntese, ou seja, aproximadamente 1% a radiação solar incidente na superfície. O disco de Secchi desaparece em uma profundidade onde a intensidade de luz equivale a 16% da incidência luminosa na superfície e a ZEu equivale a 2,7 vezes essa profundidade (FIG. 11.14).

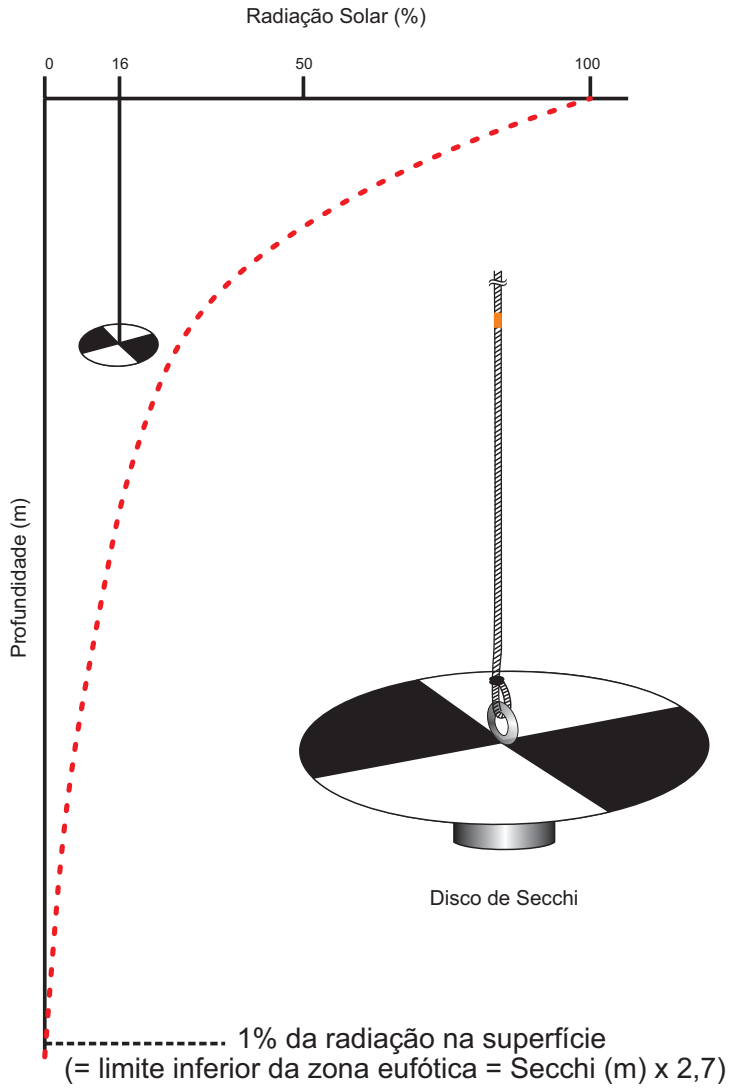


Figura 11.14 Ilustração esquemática da zonação vertical da penetração da radiação luminosa na coluna de água. A equação que relaciona as leituras da transparência da água com a espessura da zona eufótica é obtida através de leituras com o Disco de Secchi. [Fonte: do autor].

A relação entre a taxa de fotossíntese e a intensidade luminosa é conhecida como curva PI (Fig. 11.15). Uma curva PI padrão revela que inicialmente a taxa de fotossíntese cresce linearmente com a luz durante a reação do claro, até atingir um patamar que representa a taxa máxima ($F^{máx}$), quando a intensidade luminosa atinge níveis saturantes e a taxa fotossintética se mantém constante, mesmo com o aumento da intensidade luminosa. O ângulo de inclinação da relação linear no início da curva PI indica a eficiência fotossintética α. Ou seja, quanto maior α, mais rápida a resposta da reação

fotossintética em relação ao gradiente crescente de luz e vice-versa. Autótrofos celulares adaptados a baixas intensidades de luz, na base da ZEu, comportam-se como **plantas de sombra**. A fotoadaptação deve ser considerada nas medidas de produção primária, tendo em vista o acentuado gradiente vertical da luz na ZEu, sobretudo em ambientes fisicamente estratificados e com pouca circulação vertical. De acordo com a curva PI, é fácil compreender por que as taxas de fotossíntese ao longo da ZEu decrescem em função da extinção da luz.

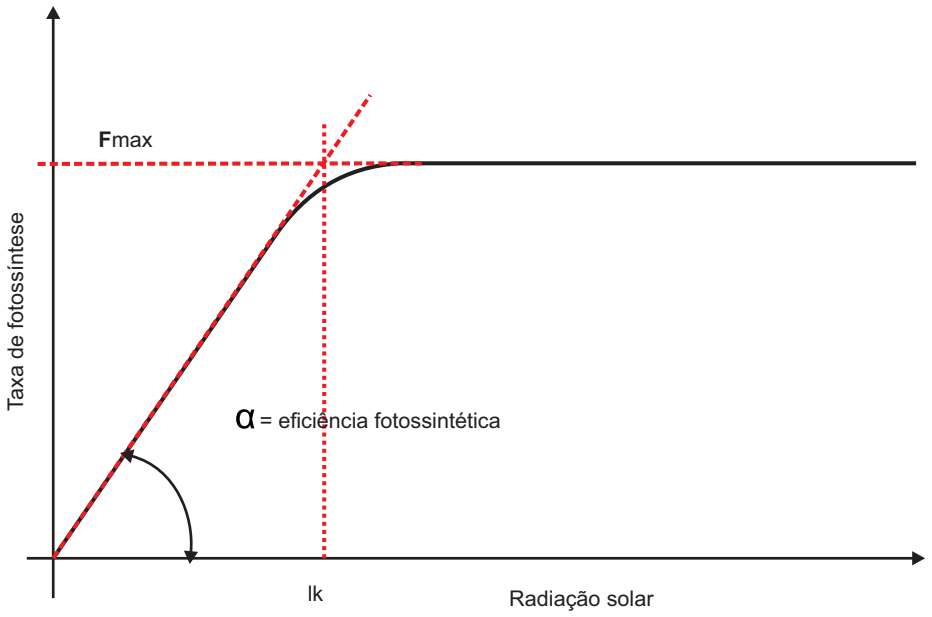


Figura 11.15 Relação entre a taxa de fotossíntese e a intensidade luminosa (curva FxL), indicando os parâmetros fotossintéticos principais: eficiência fotossintética a e taxa máxima de fotossíntese em luz saturante $F^{máx}$. [Fonte: LALLI e PARSONS, 1997].

3.2 Nutrientes

Nos ecossistemas oceânicos, os macro e micronutrientes também são classificados quanto à disponibilidade na zona eufótica em não-limitantes e limitantes. A disponibilidade dos nutrientes depende: (1) da circulação vertical da coluna de água, que os transporta para a zona eufótica, onde podem ser utilizados na produção primária, e (2) da velocidade com que são remineralizados pelas bactérias para que possam ser reaproveitados pelos produtores primários.

BOX 11.3
LIMITAÇÃO POR NUTRIENTES

A limitação por nutrientes foi descoberta pelo químico alemão Justus vonLiebeg (1840), que, estudando as necessidades nutricionais dos cultivos agrícolas, verificou que os nutrientes eram absorvidos pelas plantas em proporções fixas. A partir dessa constatação, estabeleceu um dos primeiros paradigmas da ciência agrícola: "o crescimento vegetal é controlado pelo nutriente que ocorre em menor quantidade" (por exemplo., aquele que se esgota primeiro). Essa **lei dos mínimos**, ou **lei de Liebig**, como ficou conhecida pelos ecologistas terrestres, foi adotada pelos oceanógrafos e limnólogos para estudar o potencial fértil dos ecossistemas marinhos. Posteriormente, verificou-se que os átomos de nitrogênio e fósforo ocorrem em proporções constantes, dissolvidos na água do mar em todos os oceanos e na biomassa do fitoplâncton marinho. Essa razão atômica N:P, conhecida como **razão Redfield**, é igual a 16:1 e determina qual nutriente é limitante em um ecossistema. Se a razão for < 16, o nutriente limitante é nitrogênio, ou seja, o que se esgota primeiro, de acordo com a lei de Liebig. Se a razão for > 16, o elemento limitante é o fósforo.

A produção primária altera a composição relativa dos macronutrientes na ZEu, que ocorrem em baixas concentrações na superfície das regiões oceânicas tropicais e subtropicais, onde o transporte vertical de águas da **camada de fundo**, ricas em nutrientes, é limitado pela presença de uma **termoclina permanente**. O principal macronutriente limitante nos ecossistemas marinhos é o nitrogênio, porque sua disponibilidade depende fortemente da regeneração bacteriana na coluna de água.

BOX 11.4
DINÂMICA DA ABSORÇÃO DE NUTRIENTES

Além da RFA (=luz), os autótrofos marinhos dependem da absorção de nutrientes dissolvidos na água para se multiplicar. A absorção de nutrientes pelos autótrofos marinhos varia de acordo com a espécie e mantém um padrão semelhante à relação Michaelis-Mentem, que descreve a atividade enzimática em função da concentração do substrato (Fig. 11.16).

BOX 11.4

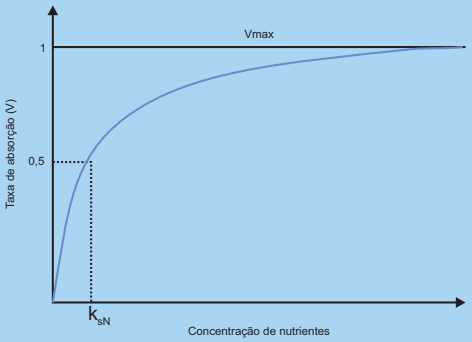


Figura 11.16 Esquema da curva de absorção de nutrientes (V) com os parâmetros Ks e taxa máxima de absorção (Vmx) em concentrações saturantes.

Os parâmetros fisiológicos da relação absorção vs (Nutrientes) são a taxa máxima de absorção (Vmax) em concentrações saturantes e a constante de meia saturação Ks, que é a concentração no meio cuja taxa de absorção equivale a metade da absorção máxima. Grupos taxonômicos e fisiológicos distintos, adaptados a crescer em ambientes pobres e ricos em nutrientes, exibem graus de fotoadaptação diferentes, como indicado pela curva PI e a relação V vs (N). Células menores do nano e do picoplâncton exigem menos nutrientes (por exemplo, <Ks) para satisfazer a demanda nutricional de seus processos metabólicos e, portanto, dominam em mares tropicais oligotróficos pobres em nutrientes. É o caso dos picoprocariontes, flagelados do nano e no microplâncton, tais como cocolitoforídeos e dinoflagelados, em geral relativamente mais abundantes nas zonas oceânicas tropicais permanentemente estratificadas, cuja fertilização com nutrientes de fundo é impedida pelo termoclina permanente. Do mesmo modo, células maiores, tais como diatomáceas do microplâncton, requerem mais nutrientes (por exemplo, >Ks) para atingir as taxas máximas de crescimento e, portanto, dominam em larga escala em plataformas continentais, sobretudo em áreas sujeitas a ressurgências, onde sustentam uma teia alimentar rica em recursos pesqueiros.

A atividade bacteriana usa energia para a atividade de enzimas hidrolíticas, um processo que pode durar de semanas a alguns meses. O fósforo, ao contrário, é regenerado rapidamente, em questão de dias, por processos químicos oxidativos (por exemplo: variações de pH, fotooxidação) e torna-se facilmente disponível no meio aquático na forma de fosfato reativo, ou seja, possível de ser absorvido pelos autótrofos.

4 Distribuição Global da Produção Primária

Os mapas globais de distribuição da produção primária na superfície, obtidos com algoritmos satelitários, coincidem com o padrão de distribuição da clorofila, que

é o principal indicador indireto da biomassa fitoplanctônica (Fig. 11.17a, b). Esses mapas revelam um mosaico de regiões mais e menos produtivas, que serão aqui analisadas separadamente.

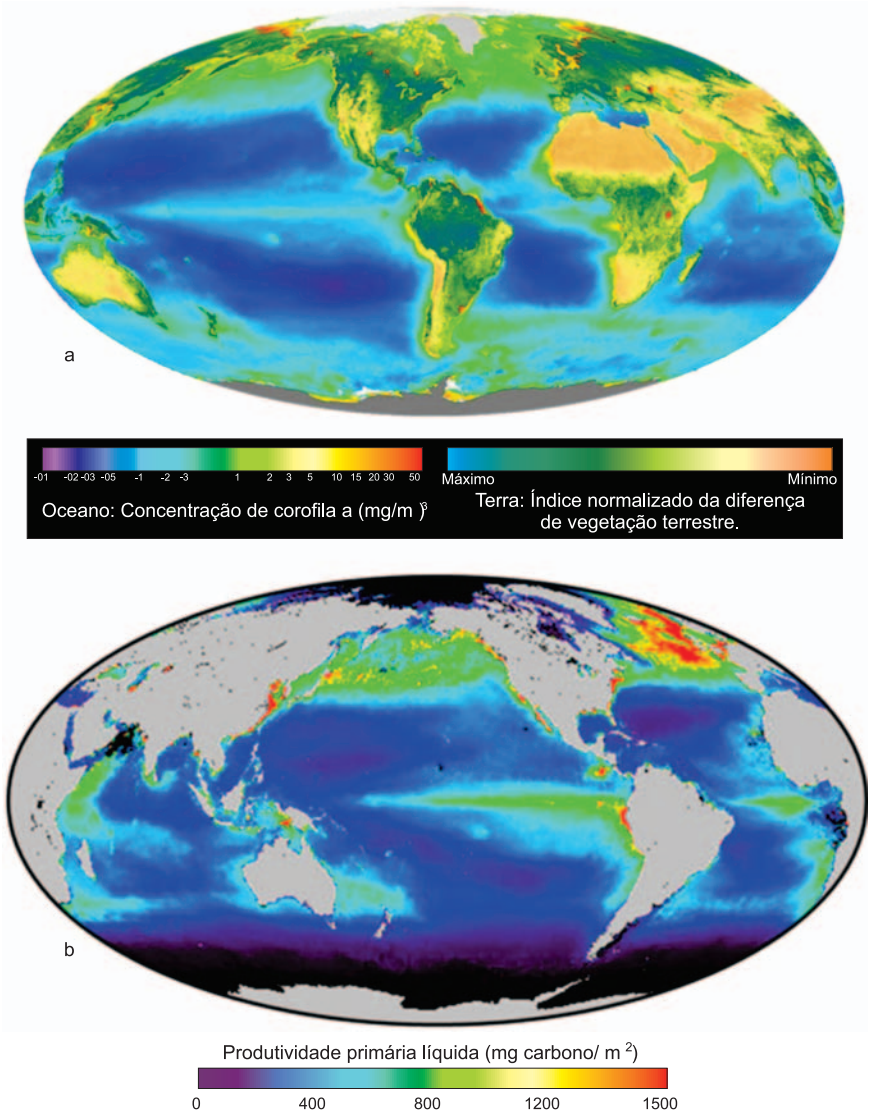


Figura 11.17: (a) Distribuição global da concentração de clorofila e (b) da produção primária fitoplanctônica estimada por algoritmos satelitários baseados na concentração de clorofila, revelando um mosaico de áreas mais e menos produtivas, diretamente associadas com a circulação vertical de massas de água oceânicas ricas em nutrientes. Os giros subtropicais oligotróficos, pobres em produção fitoplanctônica, são permanentemente estratificados e pobres em nutrientes. As áreas mais produtivas são as regiões costeiras e de plataforma continental, sobretudo nas margens oeste dos continentes, e as zonas oceânicas de frentes hidrográficas, como na região equatorial e nas convergências subtropicais. [Fonte: NASA/ SeaWIFS; Lalli e Parsons, 1997].

O balanço entre os vários fatores que controlam as taxas de fotossíntese na ZEu é o que determina a variação geográfica das taxas anuais de produção primária nas bacias oceânicas. Os mesmos fatores controlam a variação sazonal e diária em cada setor específico do ecossistema marinho. Fora das regiões polares e da influência costeira, a produção primária varia latitudinalmente com a estrutura oceanográfica e o regime diário e sazonal da incidência de luz solar. Com base na disponibilidade dos nutrientes na ZEu e no potencial de produção, os ecossistemas pelágicos marinhos podem ser divididos hidrograficamente em: (1) ressurgências; (2) zonas costeiras; (3) frentes oceânicas; e (4) giros subtropicais. Esses setores estão bem representados nos mapas de distribuição global da produção primária e da concentração de clorofila na superfície, gerados por algoritmos satelitários (FIG. 11.17). As zonas de ressurgências continentais localizam-se na margem ocidental das bacias oceânicas, onde os ventos alísios deslocam águas superficiais ao longo da costa (isto é, transporte de Ekman - ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica), que são substituídas por águas profundas e ricas em nutrientes, provocando a fertilização em massa de regiões geográficas extensas ao longo da costa oeste dos continentes. As frentes oceânicas são caracterizadas pela divergência de massas de água na zona equatorial ou pela convergência e mistura de massas de água com propriedades físico-química distintas. Nas divergências equatoriais, a Água Tropical das correntes equatoriais separa-se, devido à ação dos ventos alísios na fronteira entre os dois hemisférios. A partir do Equador, tanto na direção norte quanto sul, a força de Coriolis aumenta, causando o transporte de Ekman da Água Tropical superficial em direções opostas e, consequentemente, a ascenção de camadas fundas ricas em nutrientes próximas da termoclina/nutrioclina, fertilizando a base da ZEu. Outro tipo de frente oceânica muito produtiva, de distribuição circumpolar continua no Hemisfério Sul, é a convergência subtropical. Nessa frente, massas de Água Tropical e oligotróficas ao norte são fertilizadas lateralmente por águas temperadas e ricas em nutrientes do lado sul, intensificando a produção fitoplanctônica.

Essas são as regiões mais produtivas dos oceanos, com potencial entre 300 e 800 $gC/m^2/ano$ (média de 640), sustentando elevada atividade pesqueira comercial. No Hemisfério Sul, destacam-se as ressurgências ao largo do Chile e Peru, no Oceano Pacífico Oriental, e na margem continental africana, no Oceano Atlântico Oriental, sobretudo nas costas da Namíbia. No Hemisfério Norte, ocorrem ressurgências costeiras ao largo da costa oeste americana e no noroeste da África, entre Mauritânia, Senegal e Guiné.

Zonas costeiras fora das ressurgências são fertilizadas pela drenagem continental, sobretudo em plumas estuarinas, mas representam uma fração pequena da superfície dos oceanos (< 10%). São importantes do ponto de vista socioeconômico, uma vez que sustentam a pesca artesanal de pequena escala, além de sustentar a biodiversidade costeira. O potencial de produção orgânica do fitoplâncton costeiro é, em média, 160 $gC/m^2/ano$, podendo variar entre 100 e 500 $gC/m^2/ano$, dependendo da carga de nutrientes de cada

sistema costeiro. Em regiões estuarinas, a produção é bem maior, devido à elevada carga de nutrientes carreados para a zona costeira adjacente (Tab. 11.3). No entanto, apesar da enorme quantidade de nutrientes em solução nas plumas estuarinas, em alguns estuários a carga excessiva de material particulado em suspensão, principalmente silte e argila, diminui a penetração da luz, que se torna o fator limitante da produção primária nesses setores.

Tabela 11.3 Concentração de clorofila e produção primária na zona eufótica de estações selecionadas da plataforma continental e da região Sudeste do Brasil; zona oceânica dominada pela Água Tropical.

Zona-Prof (m)	mgClor-a/m²	gC/m²/dia	gC/m²/ano
55	25,0	0,17	62,05
55	27,4	0,14	51,10
240	10,8	0,16	58,40
140	19,8	0,26	94,90
20	9,3	0,04	14,60
78	8,7	0,32	116,80
2380	18,5	0,30	109,50
136	13,8	0,15	54,75
1925	10,3	0,45	164,25
663	21,4	0,49	178,85
30	16,1	0,32	116,80
139	11,6	0,13	47,45
2340	10,6	0,10	36,50
92	21,7	0,19	69,35
Plataforma rasa	–	–	61,13
Plataforma média	–	–	93,07
Plataforma externa	–	–	109,50

[Fonte: Brandini, 1990]

As áreas oceânicas menos produtivas são os giros tropicais convergentes, margeados pelas correntes de contorno horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica), os quais produzem entre <40-100 $gC/m^{-2}/ano^{-1}$, limitadas pela baixa concentração de nutrientes na ZEu. No entanto, apesar da baixa produtividade por unidade de área, em termos absolutos, os giros oceânicos subtropicais contribuem com mais de 60% da produção primária global, em decorrência do crescimento de picoprocariontes dos gêneros *Synechococcus* e *Prochlorococcus* (Fig. 11.4h), que absorvem nutrientes regenerados no sistema pelágico ou fixam nitrogênio molecular.

5 Os Ciclos Anuais De Produção Primária

Longe da zona costeira, o ciclo anual de produção primária nos ecossistemas marinhos depende do balanço entre a disponibilidade média diária de luz e nutrientes, o qual varia de acordo com a latitude (Fig. 11.18). O fotoperíodo é constante na região tropical, mas varia sazonalmente com a latitude em função do ângulo de incidência solar. Fora das plataformas sujeitas a ressurgências e à drenagem continental, a disponibilidade média diária de nutrientes na ZEu também varia inversamente com a latitude, sendo menor em regiões oceânicas tropicais fisicamente estratificadas e maior em regiões temperadas e polares fisicamente homogêneas e com maior circulação vertical.

Regiões polares são sempre ricas em nutrientes, e a luz é, portanto, o principal fator limitante. Nesse caso, os ciclos de produção sazonal são caracterizados por um único pico de produção no verão, diretamente associado ao degelo. Durante o resto do ano, as temperaturas negativas congelam a superfície do mar e a luz penetra pouco na coluna de água adjacente. A ZEu restringe-se ao próprio gelo marinho, cheio de espaços líquidos e extremamente salgados, onde cresce uma comunidade **epôntica** de diatomáceas adaptadas às baixas temperatura e intensidade de luz. O degelo da primavera/verão libera aos poucos essa comunidade para a coluna de água adjacente, conforme o verão avança e o gelo se retrai, formando um **cinturão verde**, altamente rico em matéria orgânica particulada ao longo das zonas marginais ao gelo, que alimenta gigantescas concentrações de eufausiáceos (*krill*). O que não é consumido pelos herbívoros pelágicos sedimenta e sustenta a comunidade bêntica polar.

Em regiões temperadas, o ciclo sazonal é bem marcado em função das variações sazonais de luz e temperatura, que afetam a estrutura física vertical ao longo da ZEu e, consequentemente, as taxas de produção líquida (Fig. 11.19). No inverno, a coluna de água torna-se isotérmica e a circulação vertical induzida pelos ventos é intensa. A zona de mistura estende-se além da ZEu, diminuindo a disponibilidade média diária de luz. Apesar das altas concentrações de nutrientes trazidos das águas de fundo, a intensidade de luz não é suficiente para manter altas taxas de produção primária na ZEu.

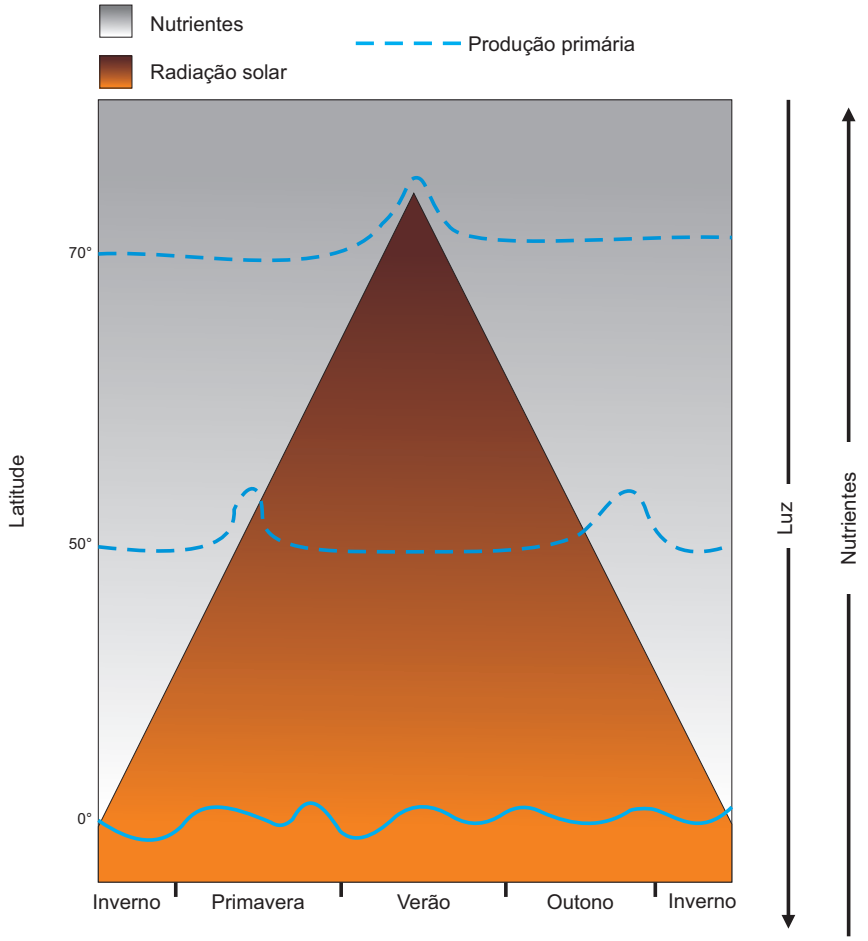


Figura 11.18 Ciclo anual de produção primária fitoplanctônica em mar aberto em função da latitude. A disponibilidade diária de luz e nutrientes difere em regiões polares, temperadas e tropicais, em função da estrutura física da zona eufótica. [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

No início da primavera, com o aumento da radiação solar diária, a temperatura na superfície aumenta, diminuindo a densidade da água e, consequentemente, a ZEu se estratifica fisicamente. A maior estabilidade física da água e as altas concentrações de nutrientes oriundos da circulação vertical do inverno mantém altas taxas de produção primária na ZEu.

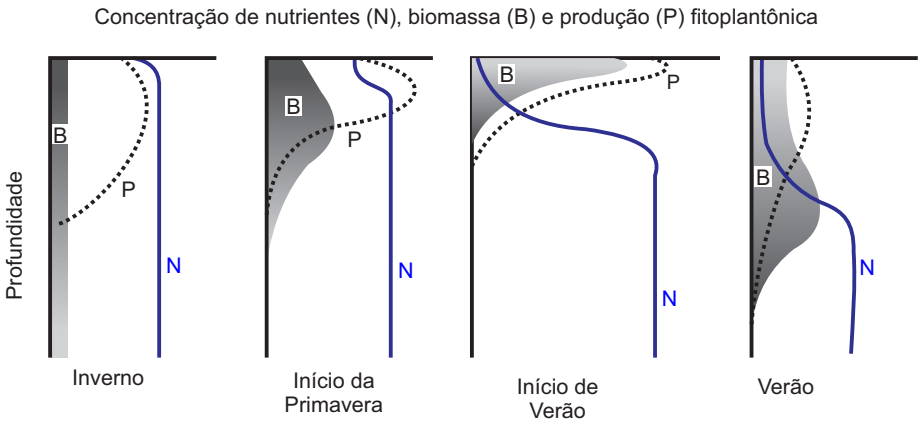


Figura 11.19 Ciclo sazonal da distribuição vertical de nutrientes (N), taxa de produção líquida (P) e biomassa fitoplanctônica (B) na zona eufótica em regiões temperadas.

Esse fenômeno denomina-se **floração de primavera**, porque é análogo às florações dessa estação nos ecossistemas terrestres, em regiões temperadas controladas pela temperatura e fotoperíodo. O *bloom* fitoplanctônico esgota rapidamente os nutrientes na ZEu, de tal modo que no verão o crescimento fitoplanctônico restringe-se aos níveis subsuperficiais, com luz suficiente e estoques restantes de nutrientes no nível da termoclina, onde crescem comunidades de **sombra**, adaptadas às baixas intensidades de luz. No outono, a temperatura na superfície diminui e os ventos aumentam a circulação vertical, disponibilizando mais nutrientes na ZEu, causando um pico secundário de produção primária, não tão elevado quanto o pico de primavera.

Na região tropical a luz nunca é limitante, a não ser em regiões costeiras e estuarinas com elevada turbidez. Quase 70% das regiões oceânicas ocupam um cinturão tropical oligotrófico, onde a produção primária anual é baixa (<50 gC/m^2/ano) e varia pouco no ciclo sazonal, mantendo uma estrutura física vertical permanente. Nesse **perfil tropical típico** (FIG. 11.20), as camadas superficiais da ZEu são bem iluminadas, mas há falta de nutrientes novos, devido à estratificação física permanente. Nutrientes são mais abundantes no nível da termoclina que, em geral, coincide com a nutrioclina. No entanto, a luz é que é insuficiente. Em níveis intermediários, tanto luz quanto nutrientes são suficientes e permitem a formação de máximos profundos de clorofila, resultado do acúmulo de células fitoplanctônicas, que crescem adaptadas às baixas intensidades de luz. Normalmente, essa comunidade autótrofa é formada por picoeucariontes (*Prasinophyceae*, *Cryptophyceae*) e procariontes (*Prochlorococcus, Synechococcus*), que usam mais os nutrientes regenerados na coluna de água do que as fontes de nutrientes novos presentes abaixo da termoclina. Como mencionado anteriormente, esse sistema tropical típico é responsável por pelo menos 60% da produção orgânica dos oceanos.

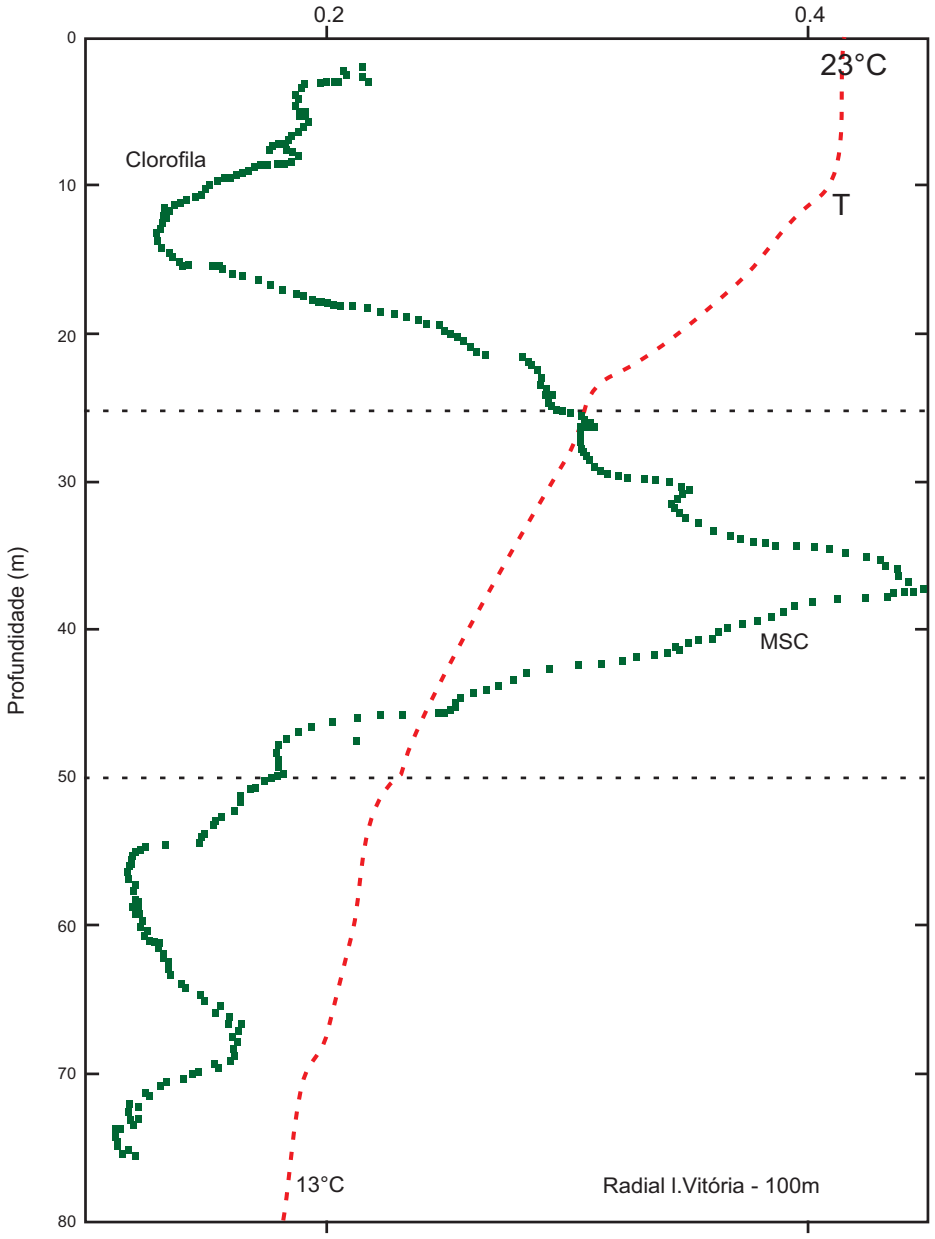


Figura 11.20 Perfil vertical de temperatura e clorofila típico de regiões tropicais. A termoclina permanente separa a água superficial quente e pobre em nutrientes das águas profundas ricas em nutrientes. A camada superficial tem luz abundante, mas é carente em nutrientes. Os níveis de produção máxima limitam-se às camadas inferiores da zona eufótica, nas quais a concentração de nutrientes aumenta (nutriclina), coincidindo com o topo da termoclina, e as condições de luz ainda são satisfatórias para o crescimento fitoplanctônico. Os máximos subsuperficiais de clorofila (MSC) na base da zona eufótica são comuns em mares tropicais, do mesmo modo como ocorrem no verão em mares temperados.
[Fonte: do autor; Projeto DEPROAS (NOc *Professor Besnard*, IOUSP)].

6 PRODUÇÃO PRIMÁRIA AO LARGO DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

A margem continental brasileira é dominada pelas correntes oligotróficas do contorno oeste. Os ciclos anuais de produção primária na zona oceânica foram pouco avaliados, mas em geral seguem os padrões de produção em regiões tropicais oligotróficas. A produção primária é baixa e concentrada em níveis subsuperficiais características do **perfil tropical típico**, com um máximo subsuperficial de clorofila (MSC na FIG. 11.20). A termoclina permanente mantém a estratificação física da água e impede a fertilização da ZEu com nutrientes de águas da camada de fundo.

A produtividade anual fitoplanctônica na margem brasileira do giro subtropical convergente do Atlântico Sul varia entre <40 gC/m^2/ano, nas zonas equatoriais fora da plataforma continental, e moderados, entre aproximadamente 36 e 182 gC/m^2/ano, em áreas de plataforma da região Sudeste e Sul e zonas costeiras (TAB. 11.3). Os valores máximos observados até agora coincidiram com as ressurgências costeiras em Cabo Frio ou em frentes hidrográficas na quebra da plataforma sudeste, onde o meandramento e os vórtices ciclônicos de mesoescala da Corrente do Brasil suspendem a termoclina/nutrioclina para a base da ZEu, elevando a produtividade nesses setores.

Para melhor compreender os ciclos anuais de produção primária na plataforma brasileira, é preciso antes saber quais são os autótrofos dominantes em cada região e qual a origem dos nutrientes que os sustentam. O sistema oligotrófico oceânico estende-se sobre a plataforma continental, onde a produção primária na ZEu concentra-se, ou no sistema bêntico, dominado por macroalgas calcárias e microalgas bênticas, ou no sistema pelágico, dominado por diatomáceas e picoeucariontes planctônicos, de acordo com os processos físicos de fertilização em cada região. Nas plataformas das regiões Nordeste e central, o sistema de produção é dominado por macroalgas calcárias, sobretudo nos bancos de Abrolhos (FIG. 11.20b). O domínio da produção bêntica em plataformas rasas e estreitas, como as do Nordeste e Norte do Brasil, só é interrompido pela turbidez das plumas estuarinas da zona costeira, sobretudo na Região Norte, onde a produção primária é dominada pela drenagem continental do Golfão Maranhense e pela pluma estuarina do Rio Amazonas. Além da elevada carga de sedimentos e matéria orgânica terrígena, a pluma do Amazonas transporta elevada carga de nutrientes inorgânicos, que fertilizam a ZEu em áreas afastadas da costa, onde o fitoplâncton se acumula em florações permanentes, logo após a zona de máxima turbidez (FIG. 11.21a).

A interação da circulação oceânica da Corrente do Brasil com a topografia e a circulação de maré, ou a induzida por ventos, causa um regime hidrográfico sazonal muito mais dinâmico na plataforma das regiões Sudeste e Sul, com diferentes mecanismos de fertilização da ZEu (FIG. 11.21c). Na plataforma interna e média, a fertilização continental é maior em escala local no verão, devido à maior precipitação nas bacias de drenagem, mas em escala regional a pluma estuarina do Rio da Prata é maior no inverno, com a incidência dos ventos do quadrante sul. Nos setores médios

externos da plataforma continental, incluindo o talude, o sistema planctônico responde a processos físicos de mesoescala, tais como vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil, que provocam ressurgências de quebra de talude e facilitam as intrusões oceânicas da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), ricas em nutrientes. Esses processos fertilizam em massa a base da ZEu, aumentando a produtividade primária em níveis inferiores da ZEu, que variam entre 5 e 10% de radiação solar fotossinteticamente ativa, sobretudo durante o verão, formando um sistema de produção temporário semelhante ao **perfil tropical típico**, mas dominado por diatomáceas.

As plantas marinhas são os principais produtores primários dos biomas costeiros internos, dominando nas margens de hábitats estuarino-lagunares ao longo de toda a costa brasileira. Bancos de marismas dominam, sobretudo na Região Sul, margeando lagoas costeiras, onde os manguezais já não ocorrem, devido às baixas temperaturas médias anuais. Na Lagoa dos Patos (RS), a maior lagoa costeira do mundo (ver Capítulo 12: Ambientes Marinhos), a produção primária líquida anual dos bancos intermareais, dominados por *Spartina densiflora*, pode chegar a 2,4 kg de peso seco. Considerando que cerca de 40% dessa biomassa equivale à biomassa de carbono, cerca de 1 kg de carbono é fixado anualmente em cada metro quadrado ocupado por esses bancos. Na escala regional, esses valores não representam muito, uma vez que essa elevada produção é consumida pelo ecossistema local.



Foto: Projeto Amazônia Azul

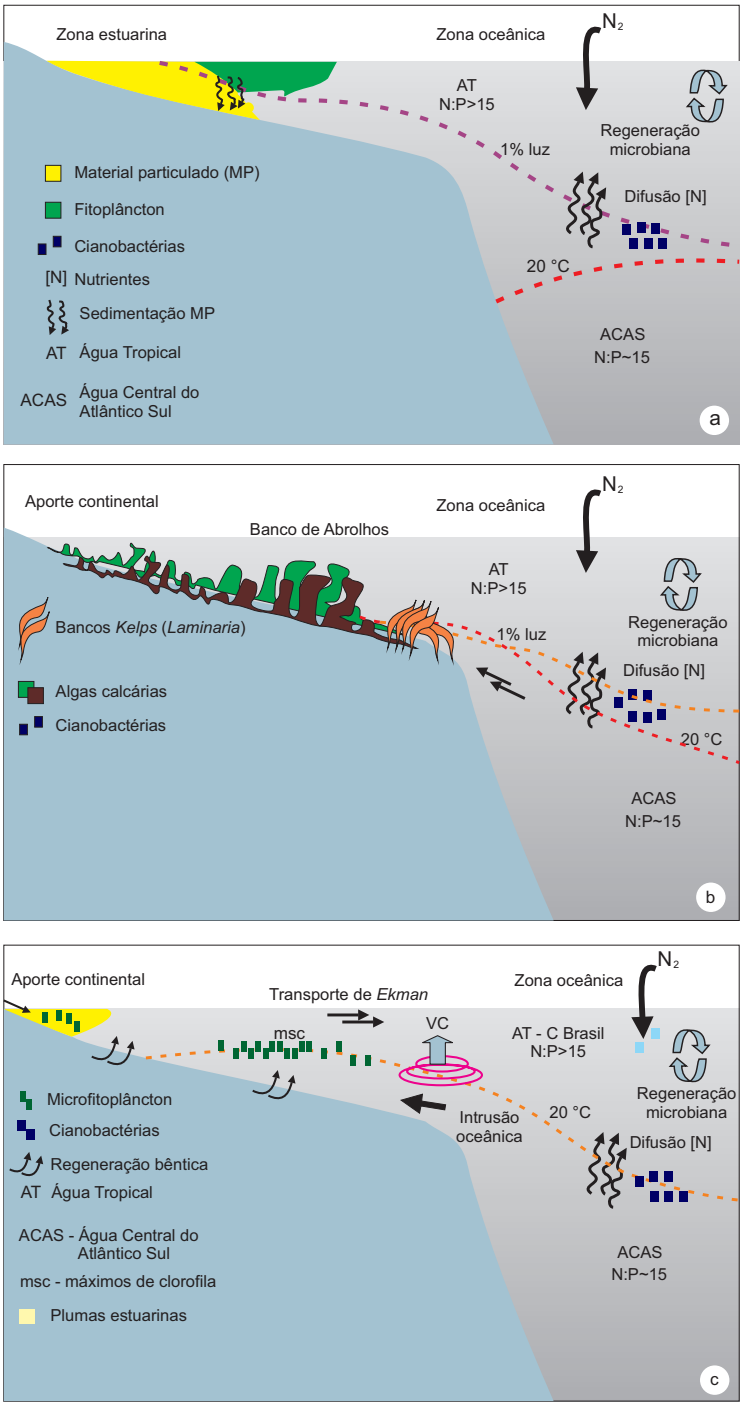


Figura 11.21 Perfil esquemático da origem dos nutrientes autótrofos dominantes em distintos setores da plataforma continental brasileira: (a) Região Norte, dominada pela pluma do Rio Amazonas; (b) Região Nordeste e Central dominada por um sistema de produção bêntica, e (c) Região Sudeste-Sul, sujeita a intrusões de verão de águas oceânicas ricas em nutrientes e da pluma estuarina do Rio da Prata no inverno.

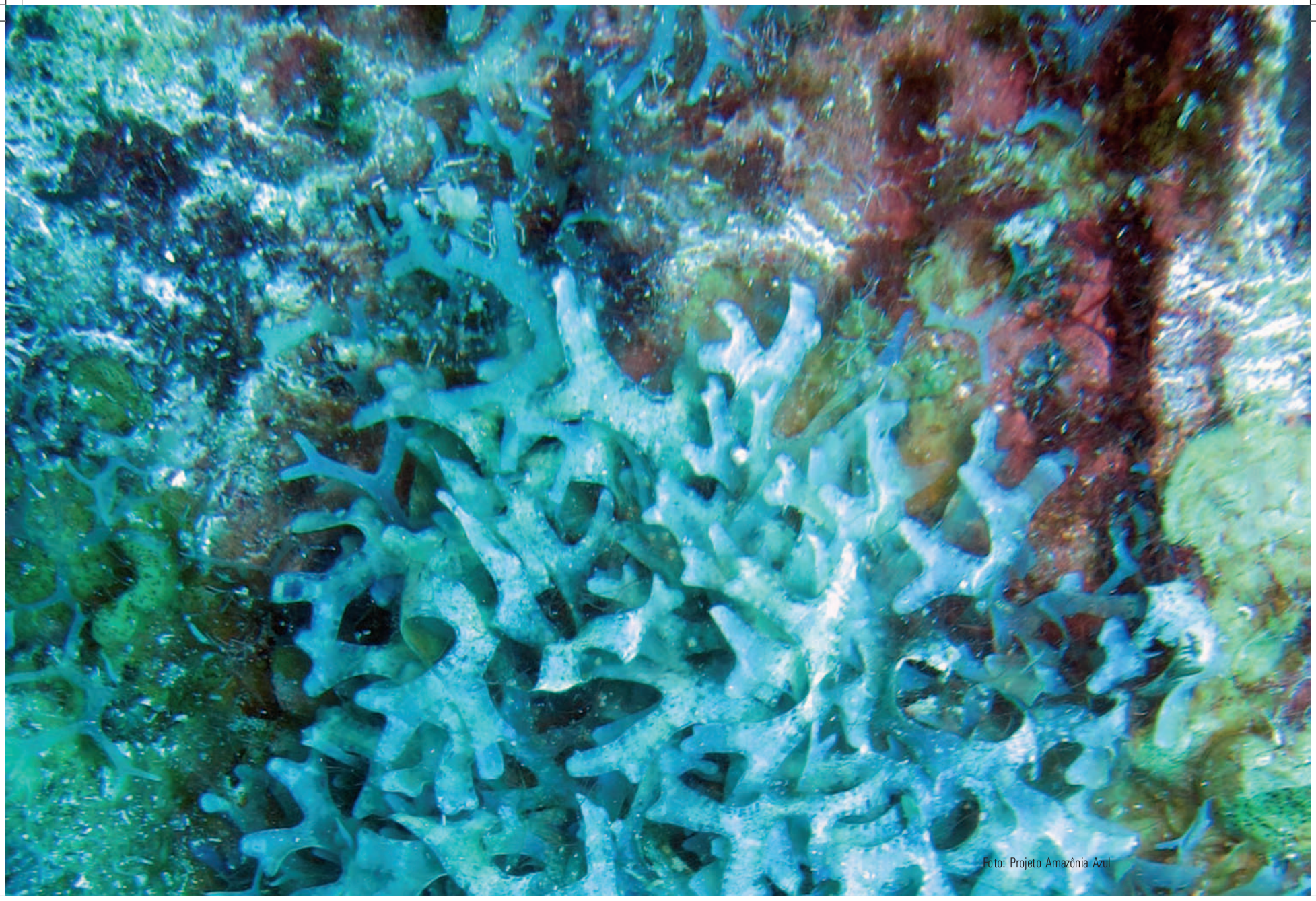


Foto: Projeto Amazônia Azul



CAPÍTULO 12

Ambientes Marinhos

Jean Louis Valentin e José Henrique Muelbert

Oceanos e mares do mundo abrigam uma grande diversidade de ambientes, todos eles com peculiaridades que refletem diferentes estruturas e graus de complexidade. Essas características respondem a fatores como latitude, sazonalidade, profundidade, nível de energia disponível, penetração da luz, proximidade da costa, interações com a água doce e maior ou menor presença do homem.

Neste capítulo serão apresentados oito ambientes característicos de oceanos e mares seguindo o eixo costa-mar e das baixas para as altas latitudes.

1 Estuários

Os estuários são corpos de água semifechados, com uma ou mais conexões livres com o oceano, onde a intrusão de água salina pode se estender além do limite da influência da maré e ser diluída pela água doce da drenagem continental, sustentando comunidades eurialinas em pelo menos algum estágio de sua vida. Apesar de ser um ecótono entre o ecossistema de água doce e o de água salgada, os estuários são marcados por um número baixo de espécies residentes. Essa interface entre o continente



e o oceano fez dos estuários ambientes com grande afinidade e importância para as populações humanas, de forma que grandes cidades do Brasil e do mundo estão localizadas nas suas margens.

1.1 Classificação dos estuários

Morfologicamente, os estuários podem ser classificados de acordo com a origem de formação geológica, compreendendo aqueles de planície costeira, tectônicos, de baías semifechadas ou lagunas e de fiordes (Fig. 12.1).

Os estuários também podem ser classificados de acordo com a dinâmica e o tipo de gradiente de salinidade que apresentam (Fig. 12.2). Os estuários com forte aporte continental e estratificação vertical de salinidade são chamados de **positivos** ou de **cunha-salina**, enquanto aqueles com pouca contribuição de rios e com grande evaporação são denominados de **negativos** ou de **evaporito**. Os estuários que variam sua característica de acordo com as estações do ano são chamados de **sazonais** ou **intermitentes**.

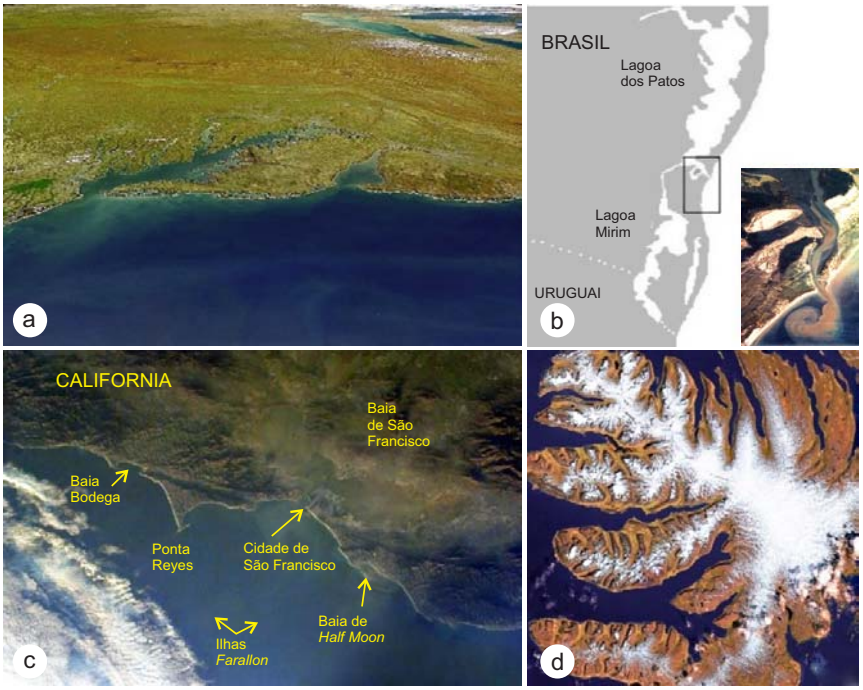


Figura 12.1 (a) Tipos de estuários segundo a morfologia: planície costeira; (b) baías semifechadas ou lagunas costeiras, às vezes estranguladas; (c) tectônicos e (d) de fiordes. [Fonte: (a) Chesapeake Bay. Disponível em: <http://en.wikipedia.org/wiki/Chesapeake_Bay>; (b) <http://www.praia.log.furg.br/praiaLog_experimento/experimento.html>; c) <spg.ucsd.edu>; d) Fiordes. Fonte: <http://livingwithoutwarning.blogspot.com.br/>.

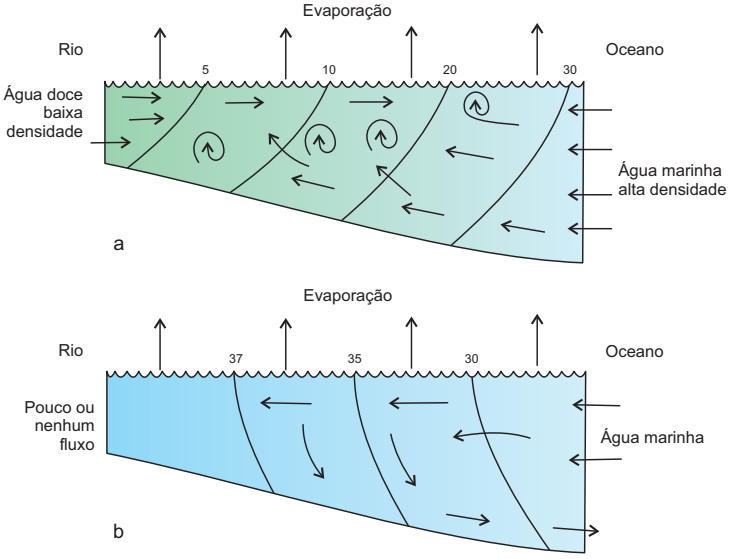


Figura 12.2 Tipos de estuários segundo a dinâmica e gradiente de salinidade: (a) positivo ou de **c**unha-salina, e (b) negativo ou de evaporito. [Fonte: MCLUSKY, 1971].

1.2 Variabilidade

A principal característica dos estuários é sua variabilidade ambiental, sendo marcados por intensa alteração de suas propriedades físico-químicas. Assim, o ambiente estuarino é um ambiente estressante para os organismos que necessitam enfrentar essas variações, determinando que o número de espécies neles encontradas seja baixo comparado com áreas adjacentes. Os principais parâmetros que variam no ambiente estuarino são a salinidade, substrato, temperatura, ondas e correntes, turbidez e oxigênio dissolvido. As flutuações de salinidade são a principal característica dos estuários (Fig. 12.3).

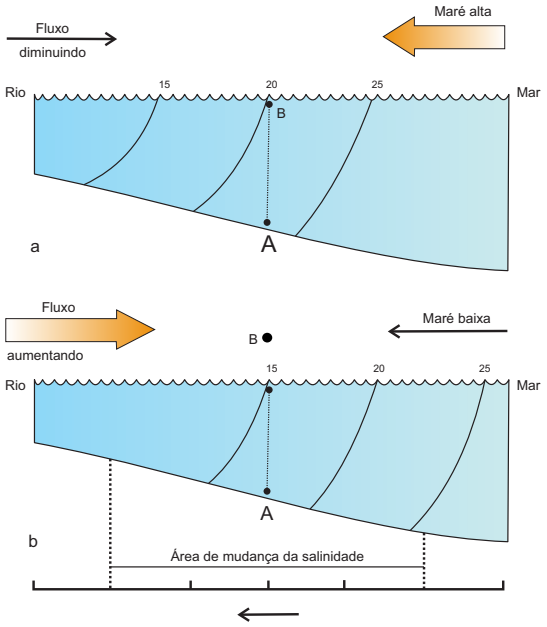


Figura 12.3 Mudanças de salinidade conforme o nível de maré. Com a maré alta, organismos na posição A estão sujeitos a salinidade maior do que com a maré baixa. Já os organismos na posição B estão submersos durante a maré cheia e sujeitos a alta salinidade, e durante a maré baixa estão fora da água e não sofrem influência de salinidade mais baixa.
[Fonte: McLusky, 1971].

A periodicidade das marés faz com que haja entrada de água salgada do mar no estuário durante o período de maré alta e saída de água salgada e entrada de água doce na maré baixa. Por si só, essa oscilação pode fazer com que organismos estejam sujeitos a uma variação periódica de salinidade. Sobreposta a essa mudança, há ainda uma variabilidade com periodicidade não muito definida, imposta por mudanças no regime de ventos, chuvas e evaporação. Como resultado, ocorre intensa variabilidade de salinidade em várias escalas temporais e espaciais.

O estuário da Lagoa dos Patos, onde pode ocorrer uma situação muito dinâmica ao longo do tempo (FIG. 12.4), que influencia fortemente a distribuição dos organismos, é um exemplo da variabilidade de salinidade nesses ambientes.

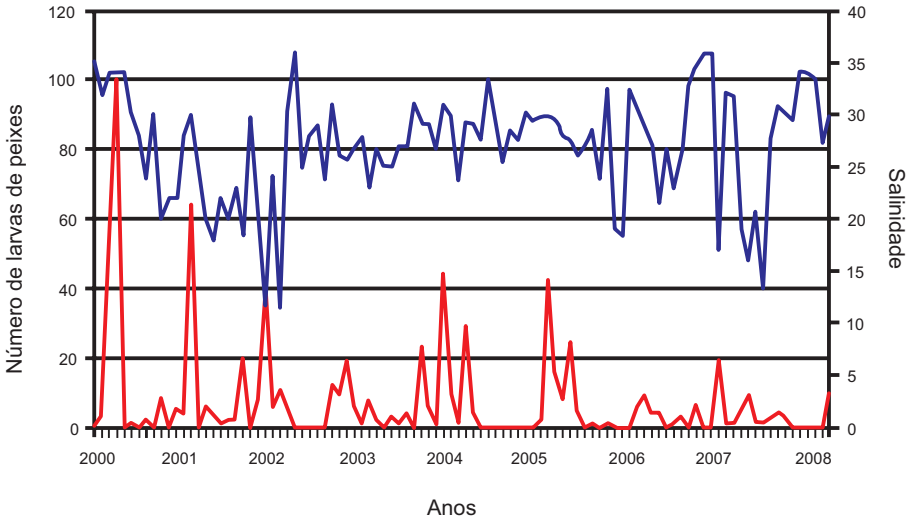


Figura 12.4 Diferentes escalas de variação da salinidade no estuário da Lagoa dos Patos e sua influência nos organismos planctônicos. A linha superior (azul) mostra a variabilidade sazonal e interanual de salinidade (ordenada da direita) e sua influência na abundância de larvas de peixes (linha vermelha), expressa como número, na ordenada esquerda. [Fonte: dos autores].

A variabilidade da salinidade é expressa ao longo dos anos e também ao longo do estuário (FIG. 12.5). No período de 2000 a 2004, o estuário estava menos salgado e o plâncton dominado por espécies de origem em água doce. A partir de 2004, o estuário esteve mais salgado e ocorreu a presença de espécies de origem costeira e marinha. Segundo a origem, foram achadas as seguintes espécies de água salgada: *Acartia tonsa*, *Temora turbinata*, *Subeucalanus pileatus* e larvas de *Trichiurus lepturus* e *Parona signata*. Já de água doce foram encontradas: *Notodiaptomus incompositus*, *Pseudodiaptomus richardi*, *Moina micrura* e larvas de *Parapimelodus nigrebarbus*.

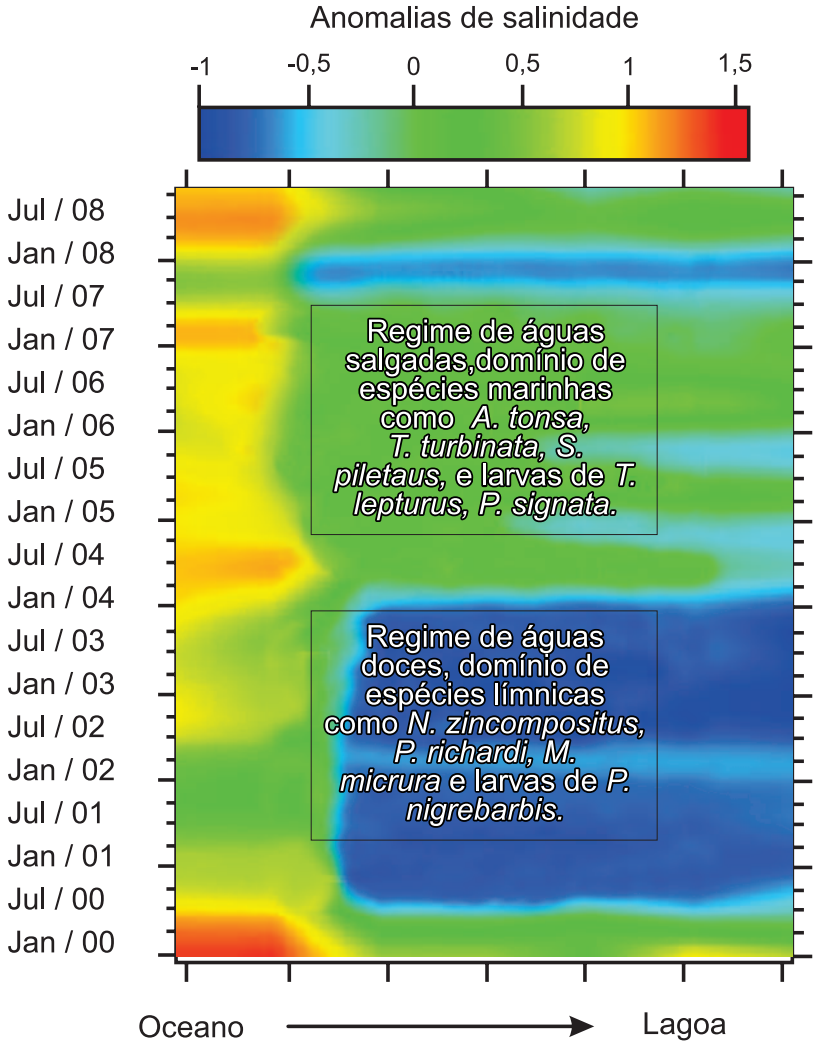


Figura 12.5 Diferentes regimes de água no estuário da Lagoa dos Patos, entre janeiro de 2000 e julho de 2008, mostrando anomalias de salinidade como desvios em relação ao valor médio da salinidade e desde o oceano para o interior do estuário.

O substrato estuarino depende da fonte do material em suspensão, que pode ser de origem continental ou marinha. O sedimento estuarino é rico em matéria orgânica e é um bom ambiente para o desenvolvimento de bactérias, em especial nas zonas mais rasas de baixa energia. O processo de floculação de silte e argila cria zonas de máximo de deposição e influencia a turbidez da coluna de água (ver Capítulo 4: Sedimentação Marinha).

A temperatura nos estuários apresenta maior variabilidade do que em áreas marinhas adjacentes. A oscilação da maré traz para o estuário águas com diferentes temperaturas do oceano e do continente adjacente. O menor volume de água e maior área de superfície dos estuários, aliados à influência da água doce, mais sensível à troca de calor, propiciam o intercâmbio de calor com a atmosfera e contribuem para aumentar a variabilidade da temperatura dos estuários.

A forma semifechada dos estuários restringe a ação de ondas, que geralmente são pequenas. Isso se deve à existência de terra em três limites físicos do estuário, à pouca superfície para ação do vento e ao fato de as águas serem rasas. As correntes se devem principalmente à maré e ao fluxo de água doce. A pouca ação de ondas e correntes propicia o desenvolvimento de plantas com raízes nas margens dos estuários. Já as correntes influenciam o tempo de residência da comunidade planctônica e o ingresso e saída de espécies no estuário, o que é muito importante para aquelas que necessitam ingressar, pois aí encontram condições para seu crescimento e desenvolvimento.

A alta carga de material em suspensão gera águas turvas nos estuários. À medida que se aproxima do mar, esse material vai se precipitando (floculação) e as águas se tornam mais transparentes (ver Capítulo 4: Sedimentação Marinha). Associada à floculação do silte e da argila, pode ser encontrada uma frente de turbidez, que mostra a interface entre águas doces e salgadas. Com a diminuição da penetração de luz, ocorre uma redução na fotossíntese do fitoplâncton e algas bentônicas e, portanto, uma queda da produtividade primária.

Há um amplo suprimento de oxigênio na coluna de água dos estuários, devido ao fluxo regular de água doce e salgada, a pouca profundidade dos estuários e a turbulência e mistura provocada pelo vento. Em estuários do tipo **fiordes**, com grande profundidade, pode ocorrer pouco oxigênio dissolvido (hipoxia) ou falta de oxigênio (anoxia) devido à presença de termoclina, que impede a mistura das águas mais profundas. A alta produção na superfície se deposita no fundo e sua respiração e decomposição consome o oxigênio. Sedimentos geralmente anóxicos ocorrem devido ao alto conteúdo orgânico dos mesmos e a grande população de bactérias na água intersticial.

1.3 Organismos estuarinos

Os organismos que compõem a fauna são de origem marinha, límnicos (ou dulciaquícolas) e estuarinos (ou de água salobra), e podem ser:

> **Estenoalinos**: organismos que não toleram (ou toleram muito pouco) mudanças de salinidade. Podem ser espécies marinhas, como o peixe-espada (*Trichiurus lepturus*), ou límnicas, como o peixe mandi (*Parapimelodus nigrebarbis*). Os organismos de água doce são também conhecidos como oligoalinos, pois vivem em áreas com pouca salinidade.

Eurialinos: toleram mudanças na salinidade e são capazes de se deslocar para o interior do estuário, como, por exemplo, a corvina (*Micropogonias furnieri*). Os estuarinos são residentes do estuário e toleram ampla variação de salinidade, como o siri-azul (*Callinectes sapidus*).

Os organismos límnicos são originários da água doce, como o peixe mandi (*P. nigrebarbis*). São também denominados oligoalinos, pois vivem em áreas com pouca salinidade.

Os estuários são caracterizados por um baixo número de espécies residentes, exatamente porque são poucas as de água doce e marinha que conseguiram desenvolver tolerância à variação de salinidade (Fig. 12.6). Essa variabilidade representa um custo energético muito alto, pois há necessidade de ajuste fisiológico a essas mudanças (osmorregulação). Por outro lado, os estuários são ambientes geologicamente recentes, de cerca de 10 mil anos, de forma que se considera que ainda não houve tempo suficiente para processos de especiação de novos grupos. Outro fator que contribui para a pouca diversidade específica é a baixa alteração topográfica e a existência de poucos nichos nos estuários.

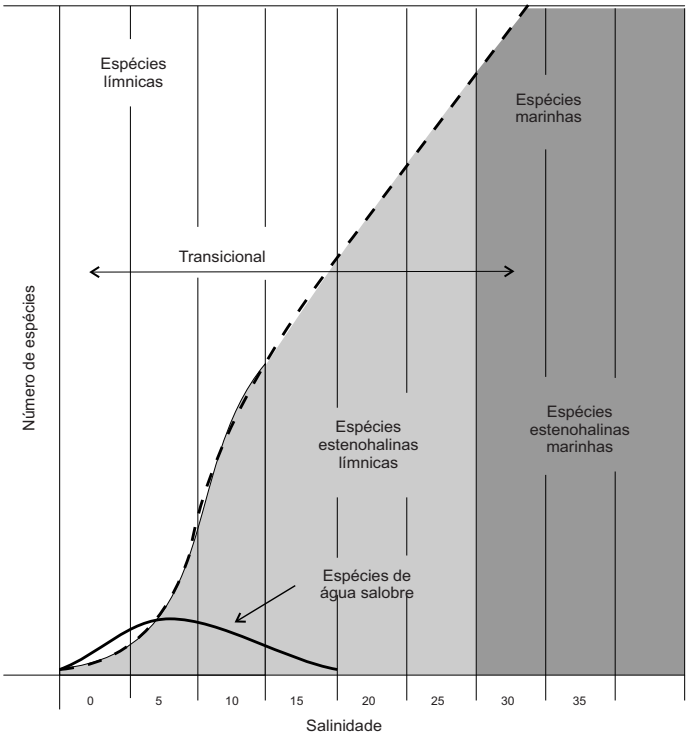


Figura 12.6 Número de espécies de cada um dos principais componentes da fauna de estuários e sua distribuição de acordo com a salinidade. O número de espécies de água doce reduz rapidamente com o aumento de salinidade em função da dificuldade de ajustar-se a salinidade do meio. [Fonte: McLusky, 1971].

A maior parte da biota estuarina é composta por espécies de origem marinha, que suportam variações na salinidade (eurialinas). Por isso, acredita-se que as espécies estuarinas evoluíram de espécies marinhas que foram gradativamente se adaptando ao estuário. Os animais marinhos toleram maiores reduções de salinidade do que os de água doce toleram aumentos de salinidade.

A vegetação estuarina também é caracterizada por um número limitado de espécies da macroflora. Além do efeito da variabilidade da salinidade, os estuários também são muito homogêneos quanto ao substrato, já que a maior parte é de fundo lamoso, o que dificulta a fixação de macroalgas (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos). A turbidez das águas estuarinas restringe a penetração da luz à superfície, o que dificulta a presença de plantas que crescem submersas.

Nos estuários ocorrem pradarias submersas de fanerógamas (*Ruppia*, *Zostera*) e um número limitado de espécies de algas nos baixios ou marismas, que são mais rasos e habitados por vegetação (*Enteromorpha*, *Ulva*). Os baixios de lama geralmente possuem muitas diatomáceas bentônicas, que podem ser mais abundantes que as planctônicas. As áreas entremarés da margem de estuários podem ser recobertas por extensos bancos de plantas herbáceas, que ficam expostas durante a maré baixa, como a *Spartina* e a *Sarcocornia* (Fig. 12.7). As poucas árvores que ocorrem na zona entremarés em estuários estão restritas às espécies que compõem o mangue (*Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*). O mangue tende a substituir as marismas na paisagem dos estuários tropicais e equatoriais, devido ao maior porte das árvores e à obstrução da luz solar que chega à superfície do solo. A presença de cianofíceas filamentosas flutuando na água ou aderidas às plantas submersas também é uma característica de estuários.

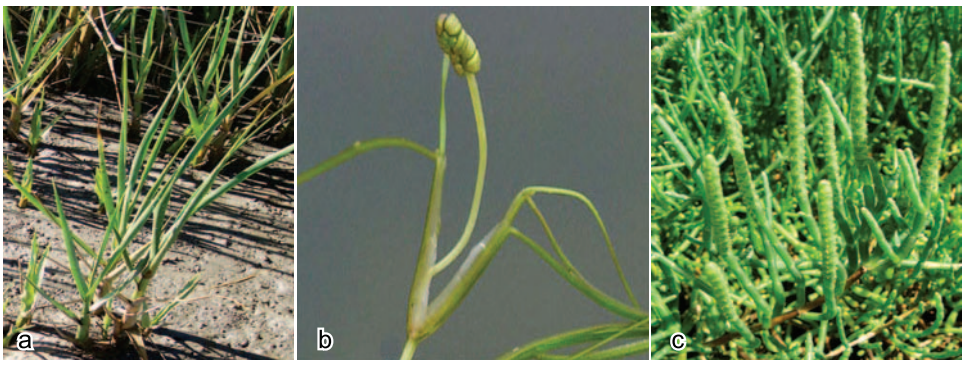


Figura 12.7 Exemplo de plantas de estuários – da esquerda para a direita, *Spartina alterniflora*, *Ruppia maritima* e *Sarcocornia ambigua*. [Fonte: Costa, C., IOFURG].

O número de espécies do fito e zooplâncton estuarino também é reduzido. Dependendo das condições dominantes, estuários podem diferir significativamente com respeito ao número de espécies e produtividade. Em períodos de alta turbidez e

pouco tempo de residência, ocorre diminuição na produtividade e no número de espécies. Já durante períodos de baixa turbidez e alto tempo de residência, ocorre aumento na produtividade e diversidade de espécies. A diversidade do zooplâncton também é baixa, variando sazonalmente e com o regime hidrológico. O zooplâncton estuarino é caracterizado por um grande número de espécies do meroplâncton. Cabe ressaltar a presença de larvas de espécies de interesse comercial, como as de alguns peixes e crustáceos, que utilizam os estuários como áreas de criação.

1.4 Ecologia dos estuários

A baixa produtividade primária na coluna de água, a baixa abundância de herbívoros e a presença de grande quantidade de detritos sugerem que a base das cadeias tróficas de estuários sejam os detritos. Tais detritos, assim como a produtividade, a matéria orgânica e as fontes de alimento disponíveis, podem ser autóctones ou alóctones. A fonte autóctone é integrada pelo fitoplâncton, diatomáceas bentônicas, gramíneas e algas. Já os alóctones são detritos oriundos dos rios e das marismas adjacentes (Fig. 12.8).

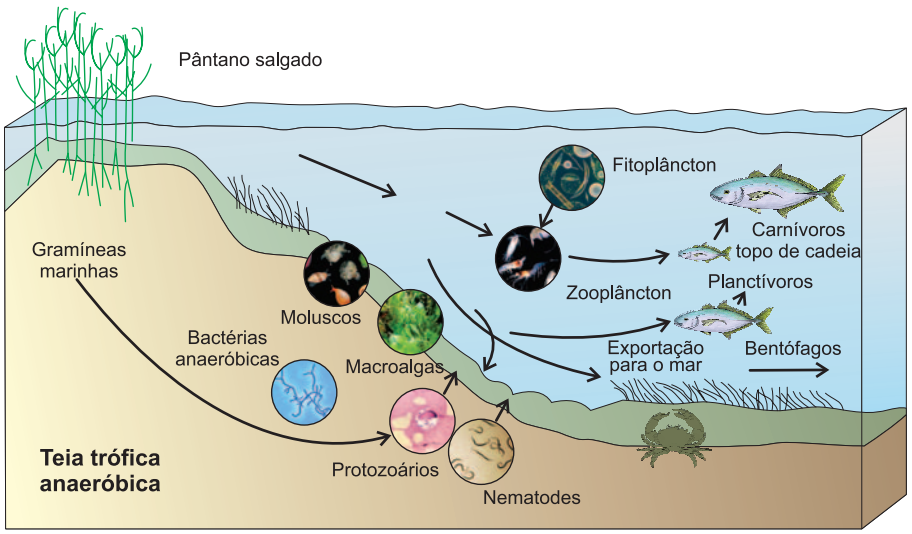


Figura 12.8 Diagrama de uma cadeia alimentar típica dos estuários.
[Fonte: Day et al., 1989].

Diferentes comunidades compõem o ambiente estuarino, cada uma possuindo seus próprios produtores primários, consumidores primários e níveis tróficos superiores (Fig. 12.9). Essas comunidades dão suporte à produtividade dos estuários, mas também sofrem seus próprios impactos decorrentes de diferentes atividades humanas.

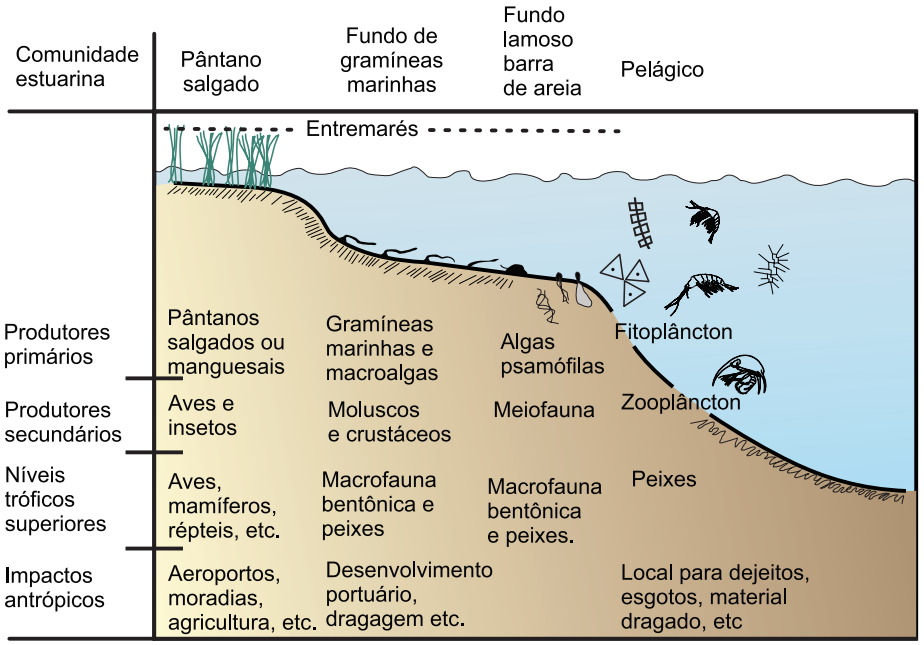


Figura 12.9 Esquema das comunidades de um ecossistema estuarino, mostrando a flora e fauna dominantes e os efeitos humanos potenciais. [Fonte: LALLI e PARSONS, 1997].

1.5 A importância econômica dos estuários

Ao largo dos estuários estão estabelecidas as maiores cidades do mundo, polos de intenso desenvolvimento urbano. Por serem áreas de transição entre o mar e o continente, os estuários abrigam muitos portos, que são vitais para a economia. No Brasil, o porto de Santos e de Rio Grande são dois bons exemplos de desenvolvimento portuário em estuários. Além da relevância para a navegação e urbanismo, os estuários são também importantes do ponto de vista econômico, uma vez que são áreas de criação para inúmeras espécies de interesse para a pesca (ver Capítulo 13: Recursos Marinhos Vivos).

No estuário da Lagoa dos Patos, a corvina e o camarão têm seu desenvolvimento larval associado a este ambiente, razão pela qual são consideradas como espécies estuarino-dependentes. Os ovos e larvas penetram no estuário pelo plâncton, assentando-se em seu interior para crescer (FIG. 12.10).

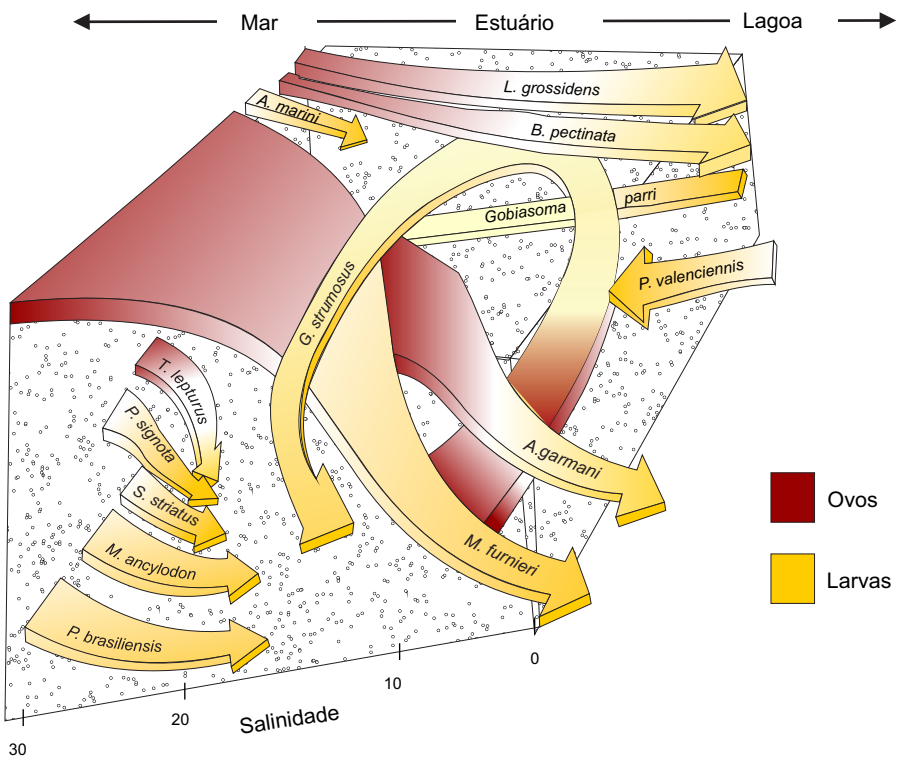


Figura 12.10 O transporte de ovos e larvas de peixes para dentro do estuário garante seu crescimento e futuro recrutamento à pesca. [Fonte: Weiss, 1981].

1.6 Impactos humanos sobre os estuários

A proximidade com grandes agrupamentos urbanos causa grande impacto aos estuários. Áreas de marismas são utilizadas para habitação, para indústrias e para aeroportos, e em algumas localidades a destruição chega até 90% da superfície original. Bancos de algas e de lama são dragados para construção de portos e marinas (ver Capítulo 16: Meio Ambiente Marinho e Impactos Antrópicos). Poluentes são facilmente retidos no sistema (subprodutos do petróleo, metais pesados, fertilizantes, esgotos e pesticidas, entre outros), o que tem influência no plâncton, gerando eutrofização indesejada, poluição por patogênicos, metais pesados e pesticidas. Com a incorporação de contaminantes pelo plâncton, ocorre sua propagação na cadeia trófica até o ser humano. Casos extremos de poluição por esgotos e fertilizantes têm produzido **zonas mortas**, onde predominam ambientes anóxicos e apenas existe vida bacteriana.

2 PRAIAS ARENOSAS

A denominação **praias arenosas** tem sido utilizada livremente para representar desde ambientes de praias oceânicas abertas, com alta energia, até ambientes estuarinos extremamente protegidos. De forma mais abrangente, pode-se considerar praias arenosas como uma área do litoral aberta para o mar, com sedimento inconsolidado e constantemente retrabalhado pelas ondas. Esses ambientes dominam a maior parte da linha de costa dos trópicos e regiões temperadas. São importantes como áreas de recreação e têm a função de atuar como proteção contra eventos extremos que acontecem no mar.

2.1 Regiões das praias

As praias ocupam uma interface dinâmica entre o mar e o continente e seus limites não são sempre muito claros. As regiões de uma praia são definidas de acordo com a umidade dos sedimentos (FIG. 12.11):

Supralitoral: região acima da linha de maré alta, que somente é coberta pelo mar em eventos extremos como ressacas;

Mediolitoral: região compreendida entre a maré alta e a maré baixa, sendo periodicamente coberta pelo mar;

Infralitoral: região abaixo da linha de maré baixa, sendo permanentemente coberta de água.

Além das regiões citadas, ainda é reconhecida a divisão em zona de arrebentação e zona de varrido. A primeira é a parte da praia onde as ondas **arrebentam** ou se **quebram**. Já a segunda é a parte da praia **varrida** pelas ondas periodicamente. Logo após essa zona pode ocorrer uma parte onde se acumulam sedimentos – a berma.

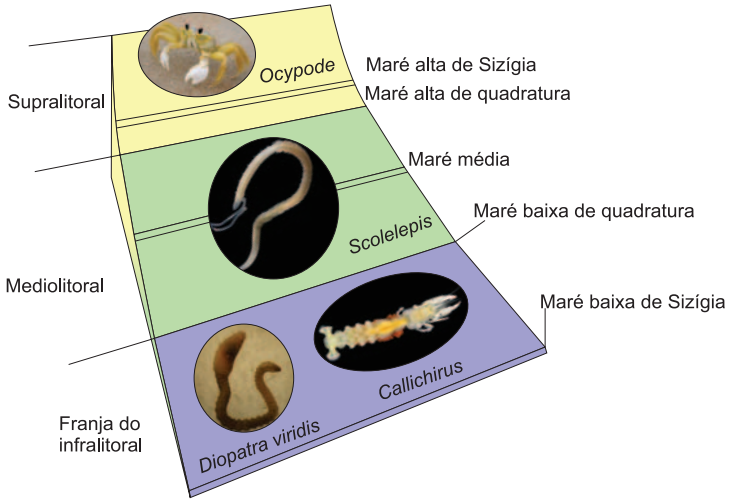


Figura 12.11 Esquema de zonação de praias arenosas. [Fonte: <http://eco.ib.usp.br/comunidades_atributos_print.htm>].

2.2 Classificação das praias

As praias arenosas são classificadas de acordo com as sua declividade e a intensidade da quebra das ondas (ver Capítulo 8: Ondas), já que a quantidade de energia liberada na arrebentação condiciona a distribuição dos grãos de areia (Fig. 12.12).

Refletivas: possuem grande declividade, tamanho de grãos maior e incidência de ondas com alta energia sobre a face da praia;

Dissipativas: apresentam uma extensa região de quebra de ondas, onde a energia vai se dissipando. Na face da praia a energia de ondas é baixa, com granulometria mais fina e pouca declividade;

Intermediárias: abrangem todas as praias que ficam entre os extremos dissipativos e refletivos.

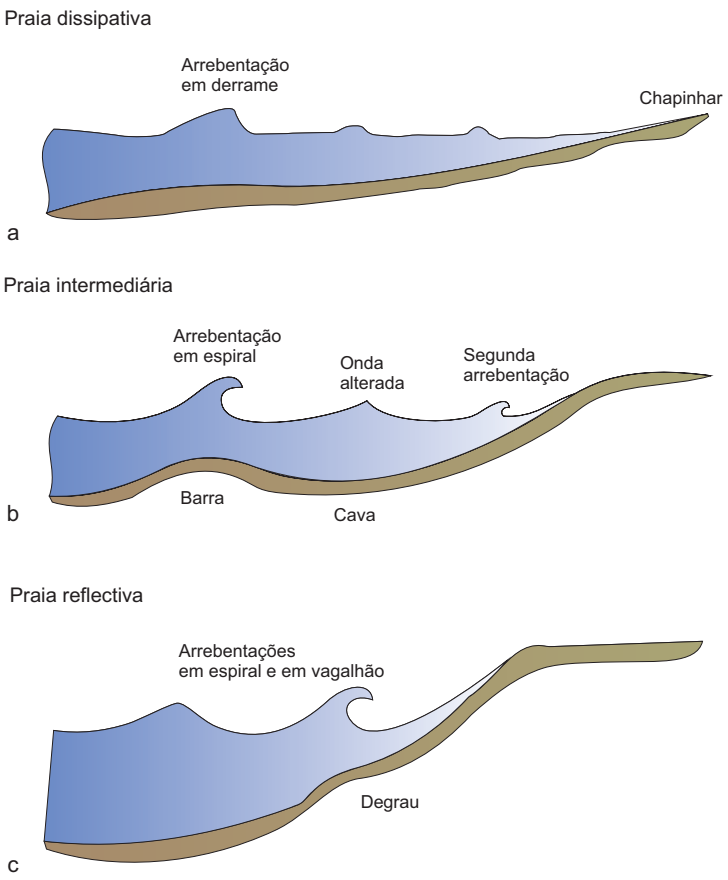


Figura 12.12 Diagrama mostrando a classificação das praias de acordo com sua declividade e exposição ao clima de ondas – (a) dissipativa; (b) intermediária e (c) e refletiva. [Fonte: Wright e Short , 1983].

2.3 O hábitat intersticial e a macrofauna

O hábitat intersticial ocupa todo o sistema poroso do corpo de areia da praia. Esse hábitat é mais estável e complexo e possui um gradiente vertical dentro do sedimento. Sua extensão vertical depende da dinâmica da praia. O hábitat de macrofauna compreende a superfície da praia e as suas primeiras camadas. Geralmente é uniforme, porém é dinâmico e instável, pois está sempre sujeito à ação das ondas.

O hábitat intersticial, que fica entre os grãos de areia, representa cerca de 40% do volume do sedimento. As propriedades do sedimento determinarão a porosidade e permeabilidade, influenciando a drenagem, que é resultado do processo de filtragem da água do mar. A filtragem se dá principalmente pela lavagem de ondas e marés no intermareal, ou por bombeamento no submareal. Consequentemente, existem diferenças significativas entre hábitats de baixa energia (praias dissipativas) e de alta energia (praias refletivas).

Esse hábitat é caracterizado por um grande número de organismos microscópicos, como bactérias, fungos, algas, protozoários e metazoários. Eles são responsáveis pela **purificação** de grandes volumes de água. Bactérias e diatomáceas podem ocorrer até 10 cm abaixo da superfície, aderidas a grãos de areia. A abundância de bactérias pode chegar até 10^{10} cel/g de areia, aumentando em sedimentos finos. Cerca de 362 tipos já foram encontrados em praias arenosas. A maioria possui salinidade ótima entre 30 e 50 e podem decompor proteína, carboidratos e gorduras.

Quase todos os grupos de protozoários podem estar presentes em praias arenosas. Foraminíferos e ciliados são relativamente mais abundantes, com concentrações entre 101 a 103 org/g de areia seca, e podem ser encontrados até 1 m de profundidade em praias bem oxigenadas.

A grande maioria dos metazoários faz parte da meiofauna (0,1 a 1 mm) (ver Capítulo 10: Vida Marinha). Os grupos dominantes são os nematóides em sedimentos finos e copépodes harpapticóides em sedimentos grossos. Outros grupos comuns são os oligoquetas, ostrácodes, hidrozoários e briozoários. O alimento dos metazoários inclui diatomáceas, bactérias, protozoários, detrito e outros organismos da meiofauna. A distribuição vertical desses organismos está relacionada com o grau de drenagem e oxigenação. Assim, a distribuição é mais profunda em praias expostas, e, em latitudes temperadas, é mais profunda no inverno, devido à maior frequência de tempestades e ressacas.

A macrofauna é constituída por organismos maiores do que 1 mm (Fig. 12.13). Não são organismos quantitativamente tão abundantes como aqueles do hábitat intersticial, mas em alguns casos podem ocorrer superdensidades.

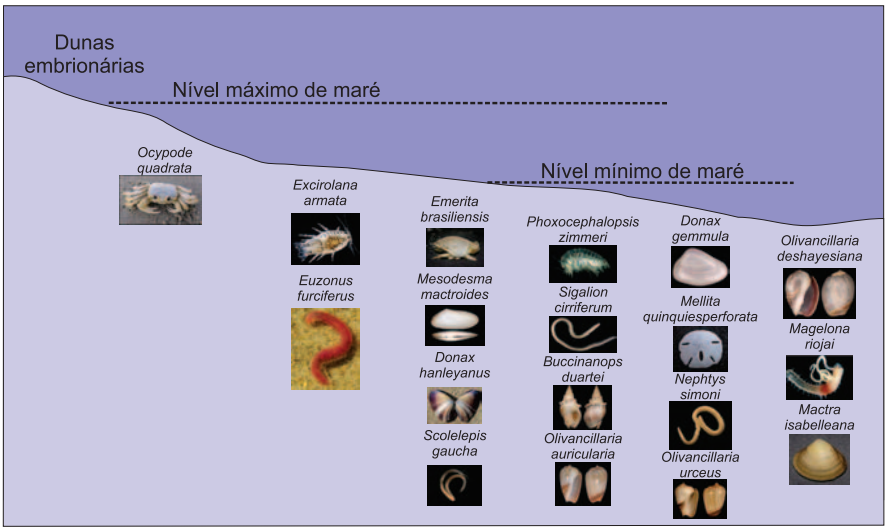


Figura 12.13 Espécies infaunais e epifaunais da macrofauna bentônica nas praias do Extremo Sul do Brasil. [Fonte: Colling, L.A., IOFURG].

São geralmente espécies com alto grau de mobilidade. A maioria dos invertebrados tem representantes na macrofauna, em especial os moluscos, crustáceos e poliquetas. A energia da quebra das ondas na praia controla a abundância, biomassa e diversidade da macrofauna (Tab. 12.1).

Tabela 12.1 Número de espécies, abundância, biomassa de organismos e diâmetro do grão de areia em função da energia de praias arenosas.

	Alta energia	Média energia	Baixa energia
N° de espécies	11	17	30
Abundância ($g.m^{-1}$)	20.045	34.571	2.797.867
Biomassa ($g.m^{-1}$)	871	170	63
Diâmetro da areia (μm)	310	257	238

Organismos da macrofauna podem apresentar distribuição agregada (*patches*), o que se deve à movimentação e seleção física dos grãos pelo varrido, à localização das concentrações de alimento e à agregação biológica das espécies para reprodução. Os fatores que influem na distribuição e abundância da macrofauna são o tamanho do grão, declividade da praia, ação de ondas, umidade e o conteúdo orgânico da areia, alimento na zona de arrebentação e mudanças bruscas na dinâmica das praias ocasionadas por tempestades. Em regiões temperadas, com sazonalidade no regime de ventos e ondas, podem ocorrer situações diferentes entre inverno e verão.

Em razão da ação das ondas, a fauna é pouco abundante na zona de arrebentação, mas aumenta em número e diversidade tanto para a costa quanto em direção ao fundo. A maioria das espécies é generalista, utilizando amplo nicho ecológico, pois o ambiente não possui estruturação e é um hábitat controlado pela física. Consequentemente, existe pouca interação competitiva entre os organismos que habitam as praias. Os principais grupos tróficos são predadores, como siris e o caranguejo-fantasma; filtradores, como os bivalves *Donax* spp. e o marisco *Mesodesma*; e alimentadores de depósitos, como o crustáceo conhecido como corrupto (*Callichirus major*). A macrofauna de praias arenosas também está sujeita a mortalidades em massa.

2.4 O fitoplâncton e o zooplâncton

A zona de arrebentação das praias arenosas possui marcada atividade no ambiente planctônico. As diatomáceas são o grupo dominante do fitoplâncton e a ocorrência de florações maciças é uma característica importante desse ambiente. O principal gênero de diatomáceas com florações em praia é *Asterionellopsis glacialis*. Essas florações são mais bem desenvolvidas em praias longas e planas, como, por exemplo, a Praia do Cassino, no Sul do Brasil.

O zooplâncton de praias arenosas geralmente é marcado por associações de espécies oriundas da região costeira e estuarina, da plataforma continental e da região oceânica. O zooplâncton é rico em espécies e possui alta biomassa, sendo composto por grandes crustáceos (misidáceos, anfípodes e peneídeos), que suportam as águas turbulentas dessas áreas (Fig. 12.14). Na zona de arrebentação também se encontram vários organismos do meroplâncton, que são aqueles que têm apenas parte do seu ciclo de vida no plâncton. Ovos e larvas de poliquetas, moluscos, crustáceos e peixes também são comuns nessa região.

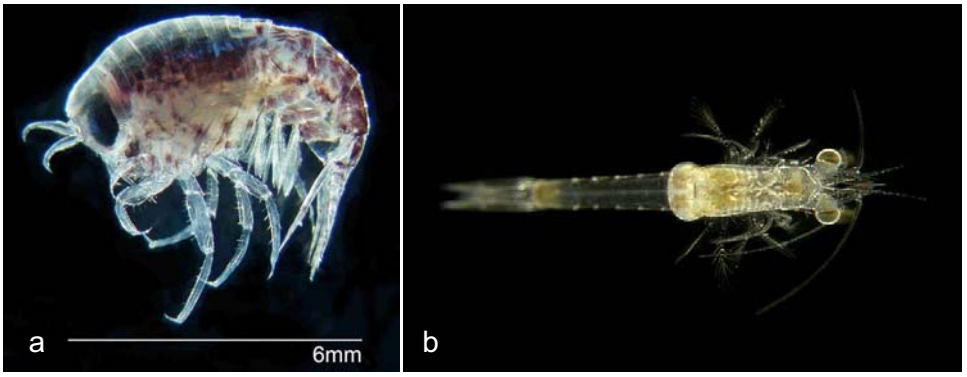


Figura 12.14 Anfípodes e misidáceos são comuns no zooplâncton de praias arenosas. [Fonte: (a) <http://en.wikipedia.org/wiki/Amphipoda>; (b) <http://en.wikipedia.org/wiki/Mysidacea>].

2.5 Os peixes

Várias espécies de peixes habitam a zona de arrebentação de praias arenosas, considerada uma importante área de berçário para crescimento e desenvolvimento de juvenis, entre os quais estão incluídos organismos comuns e bem conhecidos como o papa-terra (*Menticirrhus* sp.), pampo (*Trachinotus* spp.), linguados (pleuronectiformes), cações e raias (elasmobrânquios). O número de espécies e a diversidade de peixes que ocupam esse hábitat é varia em função do tipo de praia e de sua dinâmica. Existe uma variabilidade sazonal associada com a reprodução das espécies, mas também há alta variabilidade na abundância e presença de espécies em escalas menores, associadas à passagem de frentes meteorológicas que acarretam mudanças na dinâmica da praia. Entretanto, poucas espécies são residentes nesse hábitat. A alimentação é oportunista, predando sobre o zooplâncton ou grandes agrupamentos de crustáceos (misidáceos ou anfípodes). Os peixes são importantes para a troca de energia com ecossistemas vizinhos, devido a sua mobilidade. São, ainda, organismos de importância econômica, pois dão suporte à atividade de pesca artesanal e também recreativa.

3 Costões Rochosos

Costões rochosos são formações de substrato consolidado que ocorrem no litoral marinho e que possuem um ecossistema característico. Esses substratos são considerados um hábitat marinho, uma vez que a maioria dos organismos que o habitam estão relacionados com o mar.

3.1 Classificação dos costões rochosos

O costão rochoso pode ser formado por paredões verticais bastante uniformes (Fig. 12.15a), que se estendem acima e abaixo da superfície da água, ou por uma extensão de rochas fragmentadas de pequena inclinação (Fig. 12.15b). No Brasil, podem ser encontrados costões rochosos por quase toda a costa, sendo sua concentração maior na região Sudeste, onde a margem é bastante recortada.

A zonação dos costões rochosos é determinada pela influência do meio ambiente físico, sendo a maré o fator abiótico mais importante na diversidade e abundância dos organismos nesses substratos. Porém, a exposição à luz solar, a temperatura, o vento e a ação das ondas também são fatores importantes e moldam o costão rochoso. No entanto, erosão por batimento de ondas (Fig. 12.15c), vento e chuva são os principais agentes de controle. Há, ainda, o desgaste das rochas por organismos habitantes ou visitantes, como ouriços, esponjas e moluscos.



Figura 12.15 Exemplos de costões rochosos: paredão vertical (a); costão de baixa inclinação (b) e batimento de onda com alta energia (c). [Fotos extraídas do Laboratório de Bentos do Departamento de Biologia Marinha, UFRJ <http://madlitteram.com/wp-content/uploads/2013/02/DSC00644.jpg> e <http://cidaderiodasostras.com.br/ monumento-natural-dos-costoes-rochosos>].

3.2 Os organismos

O ecossistema do costão rochoso é complexo e com alta diversidade de organismos (Fig. 12.16). O substrato consolidado favorece a fixação de larvas de diversas espécies de invertebrados, sendo comum a ocupação do espaço por faixas densas de espécies fixas (sésseis).



Figura 12.16 Alta diversidade de organismos habita substratos de costões rochosos, proporcionando superfícies para a fixação de muitas espécies de invertebrados. [Fonte: <http://www.dragteam.info/forum/ambiente/142761-recifes-de-coral.html>].

Nos costões rochosos, a variação das condições ambientais se dá em uma escala espacial pequena, o que contribui para uma grande variedade de micro-hábitats, que determinam a diversidade biológica desses ecossistemas. Diferentes grupos apresentam adaptações e formas de vida relacionadas ao local que habitam.

O costão rochoso é um importante substrato de fixação e locomoção para diversos organismos. Sua ocupação pelos que aí se estabelecem ou se locomovem ocorre em faixas bastante distintas, normalmente perpendiculares à superfície do mar. Essas faixas ou zonas são formadas a partir das adaptações dos diversos organismos à variabilidade dos fatores abióticos e bióticos a que o costão rochoso está sujeito. A essa distribuição se dá o nome de zonação.

3.3 Distribuição dos organismos e zonação nos costões rochosos

De modo geral, são definidas três zonas principais de distribuição de organismos nos costões rochosos (Fig. 12.17).

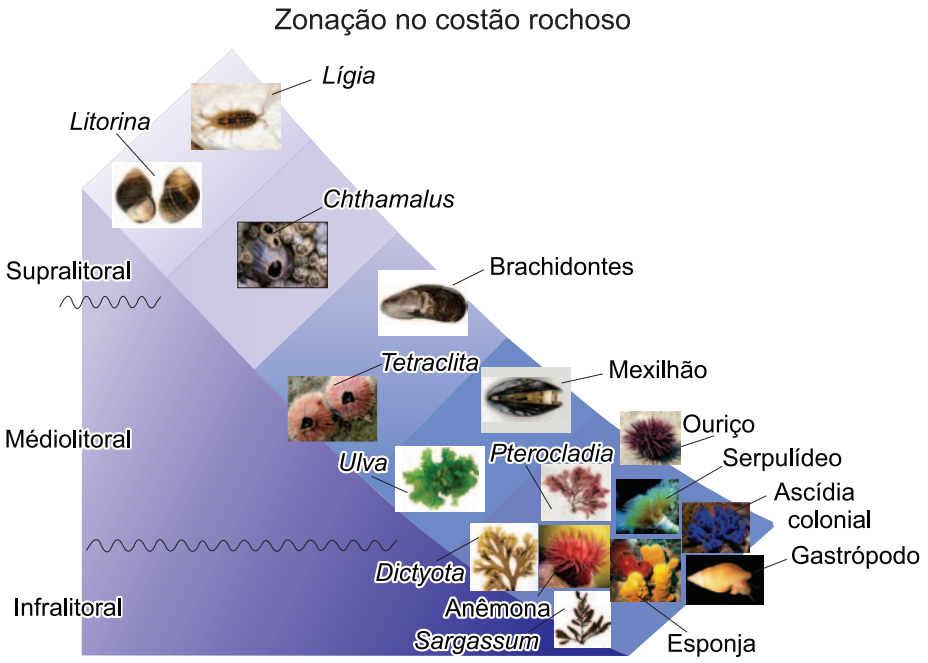


Figura 12.17 Zonação de um costão rochoso em Angra dos Reis, RJ. [Fonte: NOGUEIRA, D.; UFRJ].

3.3.1 Supralitoral

Supralitoral é a zona superior do costão, permanentemente exposta ao ar e recebendo apenas os borrifos de água do mar. Seu limite superior é a vegetação terrestre, que é composta por liquens ou plantas vasculares, e o limite inferior é o início da ocorrência de cirripédios (cracas) ou, por vezes, de gastrópodes. Essa zona é marcada pela influência da temperatura e da radiação solar, que faz com que os organismos sejam adaptados à perda de água e à variação da temperatura.

3.3.2 Mediolitoral

Mediolitoral é a zona que fica submersa durante a maré alta e exposta durante a maré baixa. Geralmente é marcada pela ocorrência de cirripédios, do gênero *Chthamalus* (cracas) (FIG. 12.18a), e por algas verdes, da família das ulváceas (FIG. 12.18b). Os organismos sésseis dessa zona estão adaptados à variação de maré e a todas as mudanças ambientais impostas por essa oscilação, o que inclui um período reduzido para alimentação e liberação de larvas. Os organismos móveis podem migrar para regiões inferiores na maré baixa e permanecem sempre submersos. Nessa zona ocorrem as **poças de maré** (FIG. 12.18c), depressões onde a água do mar forma piscinas durante a maré baixa, que estão sujeitas às condições atmosféricas e alta variabilidade de temperatura e salinidade.



Figura 12.18 (a) Cirripedios (cracas) e ulva (alga verde) são organismos abundantes na zona do mediolitoral; (b) Zona mediolitoral com presença da alga verde da família das Ulvaceas, geralmente é indicadora de local com elevadas concentrações de nitrogênio; (c) poças de marés em período de maré baixa; (d) macroalga *Sargassum cymosum*, comum na franje infralitoral; (e) ouriço-do-mar, organismo comum; (f) estrela-do-mar na franje infralitoral do costão; (g) anêmona. [Fonte: (a) Laboratório de Bentos do Departamento de Biologia Marinha, UFRJ <www.laramg.uerj.br>; (b; c; d) <www.cifonauta.cebimar.usp.br>].

3.3.3 Infralitoral

Infralitoral é a zona situada abaixo do mínimo da maré baixa e que fica sempre submersa. Nessa zona, os fatores abióticos são mais estáveis e as relações bióticas (predação, herbivoria, competição) determinam a distribuição dos organismos. A zona infralitoral é caracterizada principalmente pela alga do gênero *Sargassum* (Fig. 12.18d) e outros organismos da fauna, como os equinodermas (ouriços-do-mar e estrelas-do-mar) (Fig. 12.18e; e 12.18f), cnidários (anêmonas) (Fig. 12.18g), crustáceos (camarão, ermitão, caranguejo etc.), além de várias espécies de peixes.

As anêmonas-do-mar ou actínias (a denominação tem origem na anêmona, uma flor terrestre) são um grupo de animais sésseis e predadores, da ordem Actinaria, que utilizam seus tentáculos para capturar alimentos.

4 Plataformas Continentais

A plataforma continental compreende o sublitoral e a região nerítica e se estende da marca de maré-baixa até os 200 m de profundidade. É um ambiente relativamente amplo, essencialmente plano e largo (de 70 a 100 km), que compreende a borda submersa dos continentes (ver Capítulo 3: Províncias Fisiográficas). Nas plataformas continentais, o fundo do mar é quase horizontal, com um declive que raramente ultrapassa um grau. Seu limite externo é marcado pelo talude, ou quebra de plataforma, onde a inclinação do fundo do mar passa a ser de cerca de quatro graus (Fig. 12.19).

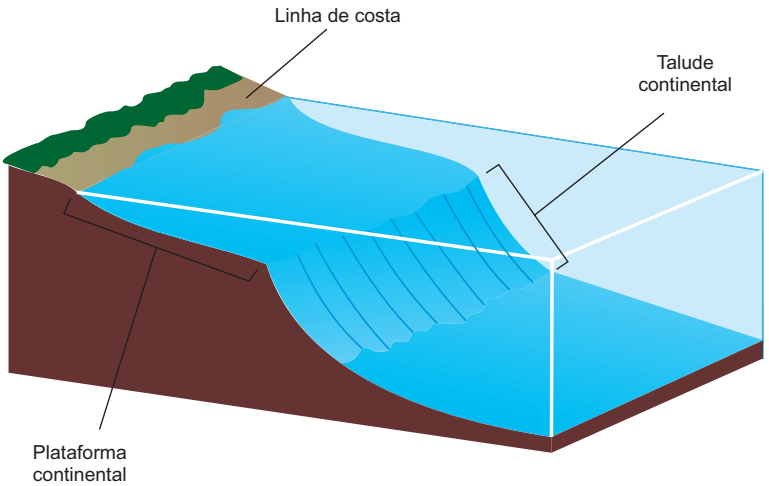


Figura 12.19 Esquema da plataforma continental.
[Fonte: <http://www.zonacosteira.bio.ufba.br/ plataforma.html>].

Apesar de representar apenas 7 a 8% da área dos oceanos, a plataforma continental é uma de suas regiões mais ricas, com uma produtividade entre 100 e 160 gC/m^2/ano (ver

Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos). Isso faz com que as plataformas continentais sejam importantes áreas para a pesca (ver Capítulo 13: Recursos Marinhos Vivos), geralmente associadas com seu fundo, como, por exemplo, o bacalhau, a merluza e diferentes linguados.

4.1 Os ambientes das plataformas continentais

Na plataforma continental podem ser reconhecidos os ambientes planctônico, nectônico e bentônico.

4.1.1 O ambiente planctônico

O plâncton é composto por organismos que vivem ao sabor das marés. Denominam-se fitoplâncton os organismos vegetais e zooplâncton os animais que compõem o ambiente planctônico. O plâncton é diverso taxonomicamente, sendo constituído por grupos que vão de protistas até estágios larvais de peixes. Os invertebrados são seus principais representantes, em especial os crustáceos, como o *krill* e os copépodes. No plâncton também se encontram as medusas (águas-vivas) e vários outros organismos gelatinosos. Os organismos planctônicos podem ter diferentes tamanhos, desde centésimos de micrômetros até metros (Tab. 12.2).

Tabela 12.2 Classificação dos organismos planctônicos de acordo com seu tamanho.

Plâncton	Femto-plâncton 0,02 - 0,2 µm	Pico-plâncton 0,2 - 2,0 µm	Nano-plâncton 2,0 - 20 µm	Micro-plâncton 20 - 200 µm	Meso-plâncton 0,2 - 20 µmm	Macro-plâncton 2 - 20 µcm	Mega-plâncton 20 - 200 µcm
Virio-plâncton							
Bacterio-plâncton							
Mico-plâncton							
Fito-plâncton							
Protozoo-plâncton							
Metazoo-plâncton							

O fitoplâncton é constituído por organismos autotróficos, que realizam fotossíntese e são a principal fonte de alimento das plataformas continentais. É composto por diatomáceas, que podem ser penadas ou cêntricas (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos). Os dinoflagelados possuem dois flagelos e alguns podem ser heterotróficos. Suas intensas florações são conhecidas como marés vermelhas.

Os cocolitoforídeos são pequenos (<20 μm) e possuem concha externa calcária, enquanto os silicoflagelados são uniflagelados e contém espículas de sílica. As cianobactérias são também conhecidas com algas azuis-verdes, sendo que o gênero *Trichodesmium* pode fixar nitrogênio gasoso (N_2).

O zooplâncton é composto por organismos heterotróficos e se classifica em dois grupos principais. O holoplâncton é o grupo de organismos que tem todo o seu ciclo de vida no plâncton (Fig. 12.20). São cerca de 3.700 espécies de vários grupos taxonômicos. O meroplâncton é constituído por organismos que têm apenas parte do ciclo de vida no ambiente planctônico. Nesse grupo estão representantes de vários grupos taxonômicos que podem ser de espécies comercialmente importantes, como peixes, crustáceos e moluscos (Fig. 12.21).

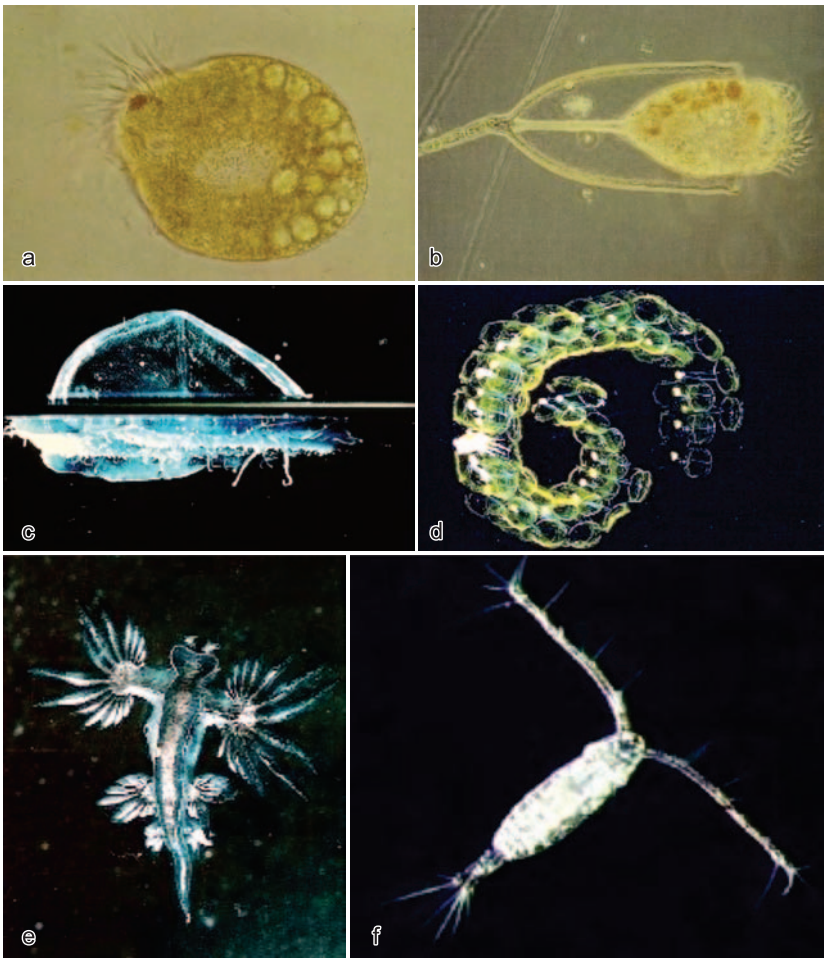


Figura 12.20 (a) Organismos comuns no holoplâncton de plataformas continentais: ciliado; (b) tintinídeo; (c) cnidário; (d) colônia de salpas; (e) molusco nudibrânquio; (f) copépode. [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

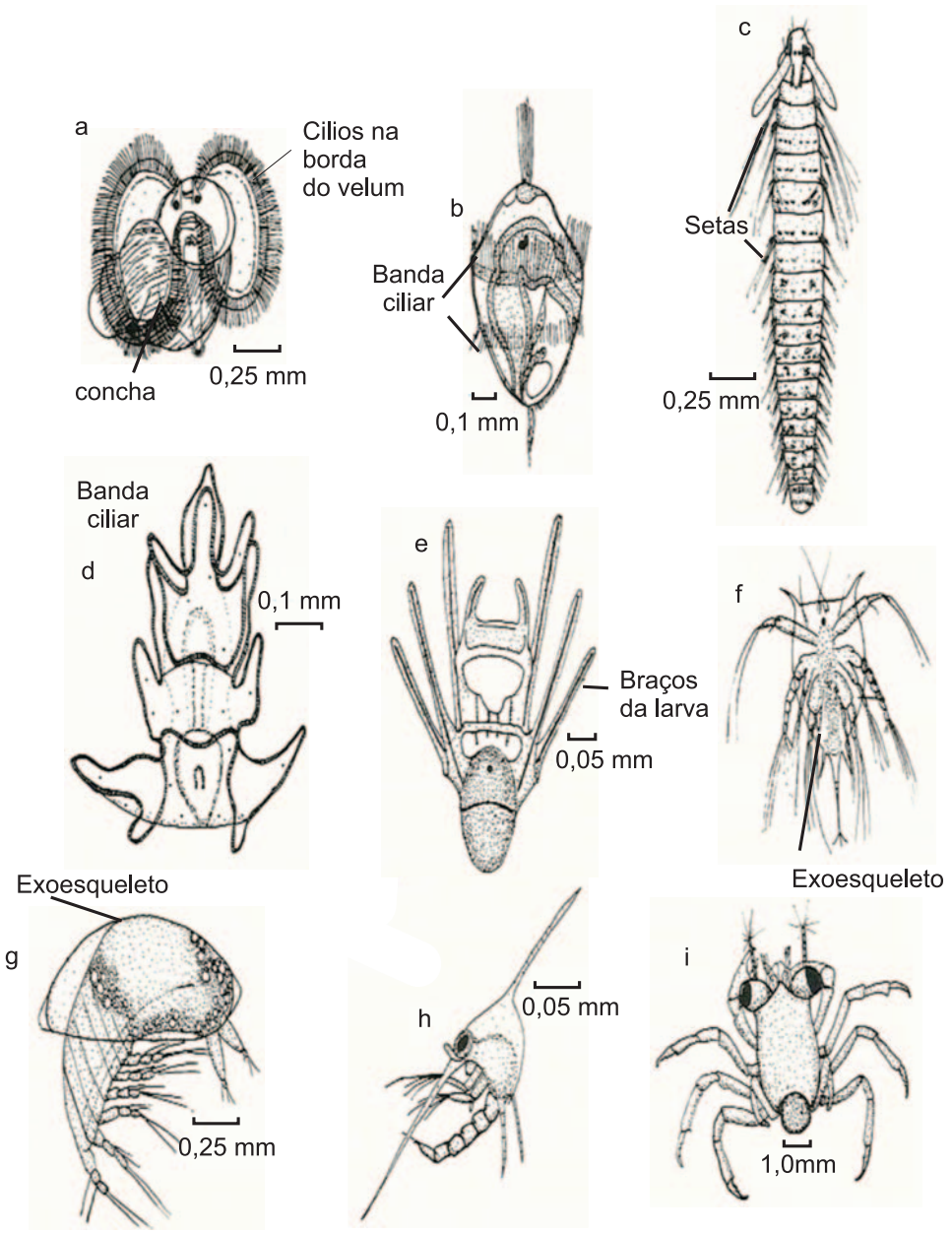


Figura 12.21 (a) Larvas que compõem o meroplâncton: véliger de molusco; (b) trocófora de poliqueta; (c) larva avançada de poliqueta; (d) bipinária de estrela-do-mar; (e) equinoplúteo de ouriço; (f) náuplio de craca; (g) cipris de craca; (h) zoé de siri; (i) megalopa de siri. [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

O ambiente planctônico é o responsável pela maior parte da produção biológica dos oceanos. Em plataformas continentais, os fatores limitantes da produção, tais

como a intensidade luminosa e os nutrientes, estão disponíveis em quantidades adequadas para manter uma produção biológica alta. Entretanto, existe uma variação desses fatores limitantes entre as diferentes latitudes, que determina ritmos e intensidades diferentes de produção dos trópicos aos polos (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos).

4.1.2 O ambiente nectônico

O nécton é composto pelos organismos vertebrados e invertebrados que têm o poder de locomover-se e não estão sujeitos à ação do movimento das águas. Entre os invertebrados, se destacam as lulas (Fig. 12.22 a, b), que são abundantes em muitas plataformas e constituem importantes recursos pesqueiros (ver Capítulo 13: Recursos Marinhos Vivos). Os vertebrados são abundantes e representados por peixes (Fig. 12.23), répteis e mamíferos (Fig. 12.24). Crocodilos, iguanas e tartarugas são alguns dos répteis encontrados em plataformas continentais. Entre os mamíferos, destacam-se os cetáceos, que são as baleias e golfinhos (ver Capítulo 10: A Vida Marinha), e os pinípedes, que são as focas, lobos e leões-marinhos. Muitas aves também habitam as plataformas continentais e são importantes organismos do ambiente nectônico (Fig. 12.25).

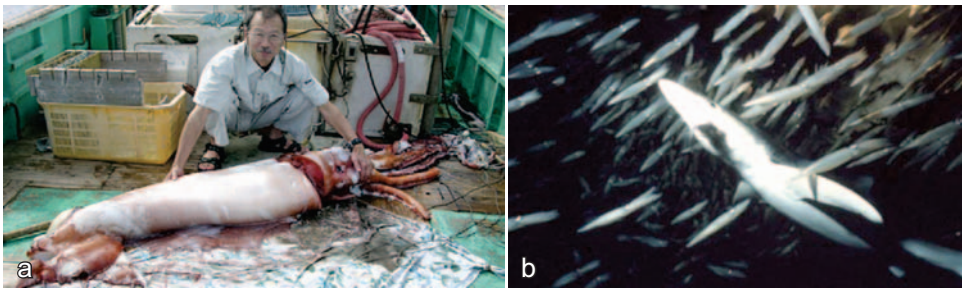


Figura 12.22 (a) Lula de grande tamanho no convés de um barco e (b) em cardume. [Fonte: (a) <http://m.kosmixmedia.com/giant-squid/> e (b) <http://web.calstatela.edu/faculty/eviau/edit557/oceans/norma/osqud.htm>].

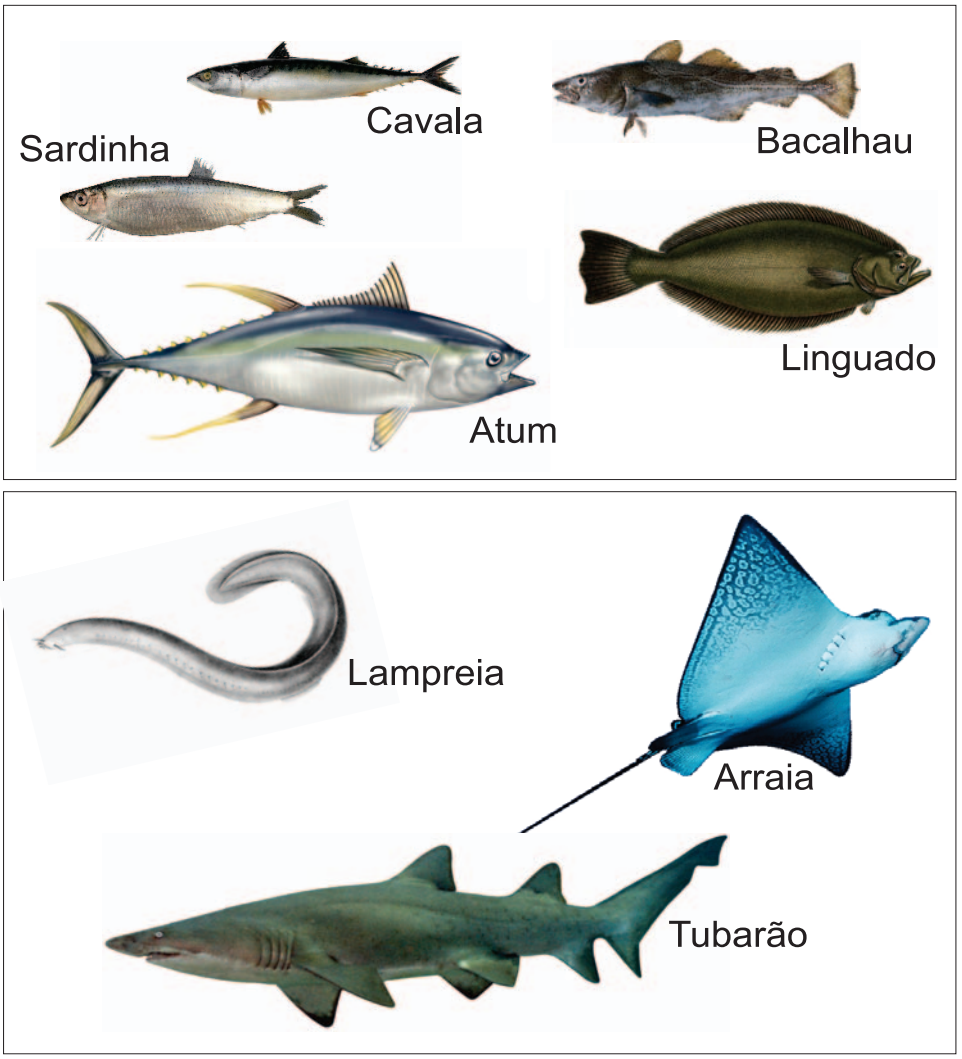


Figura 12.23 Entre os vertebrados da plataforma continental se destacam os peixes ósseos (painel superior) e os cartilaginosos (painel inferior). [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

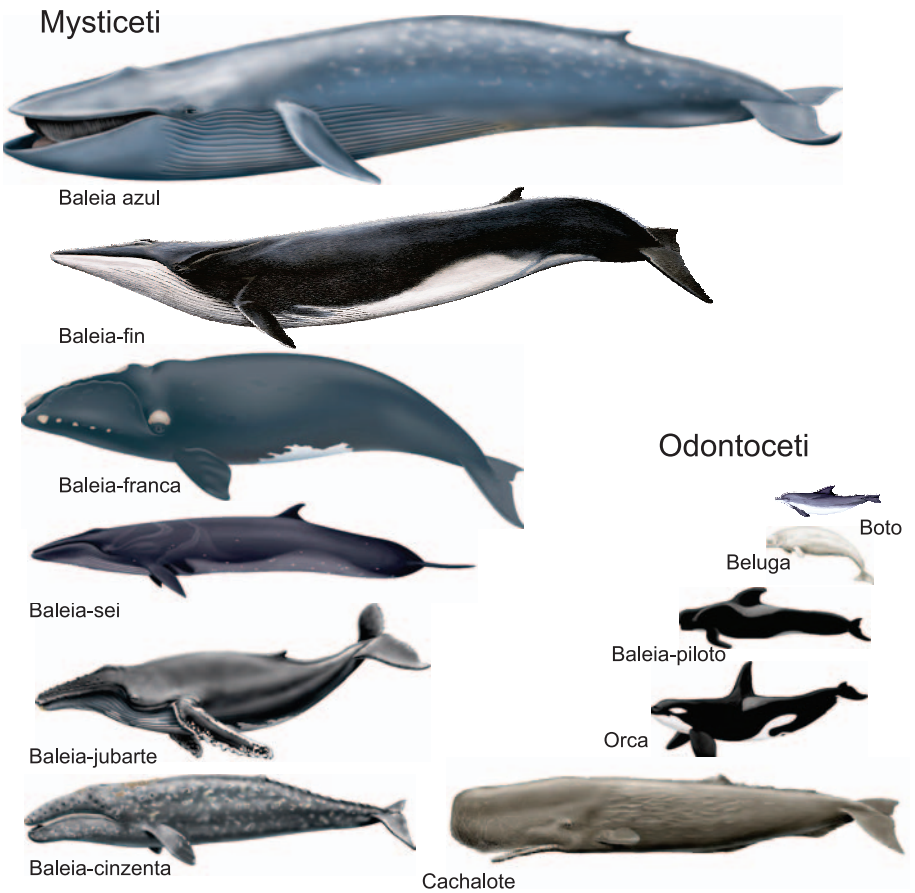


Figura 12.24 Os misticetos e os odontocetos são dois grupos de mamíferos que habitam as plataformas continentais. [Fonte: LALLI e PARSONS, 1997].

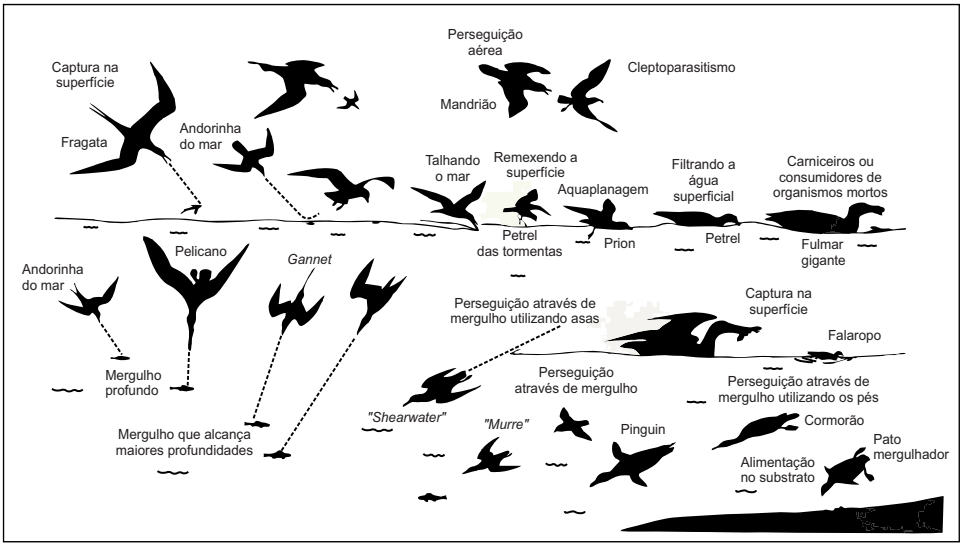


Figura 12.25 Vários grupos de aves exploram o ambiente nectônico das plataformas continentais, adotando diferentes maneiras de capturar seu alimento. [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

4.1.2.1 Adaptações ao ambiente nectônico

Para viver na coluna de água e reduzir seus gastos energéticos, os organismos que habitam o nécton desenvolveram adaptações morfológicas e comportamentais que permitem aumentar a flutuabilidade, melhorar a locomoção no meio aquático e reduzir a vulnerabilidade a predadores. Assim, alguns peixes ósseos possuem bexiga natatória. Já os tubarões e raias possuem um fígado aumentado e rico em substâncias gordurosas. Os mamíferos possuem espessa camada de gordura ao redor de seu corpo, enquanto as focas desenvolveram sacos aéreos em seu corpo. Todas estas são adaptações que permitem que estes organismos, que estão entre os maiores e mais pesados do ambiente marinho, tenham melhor flutuabilidade e possam habitar o nécton (Fig. 12.26).

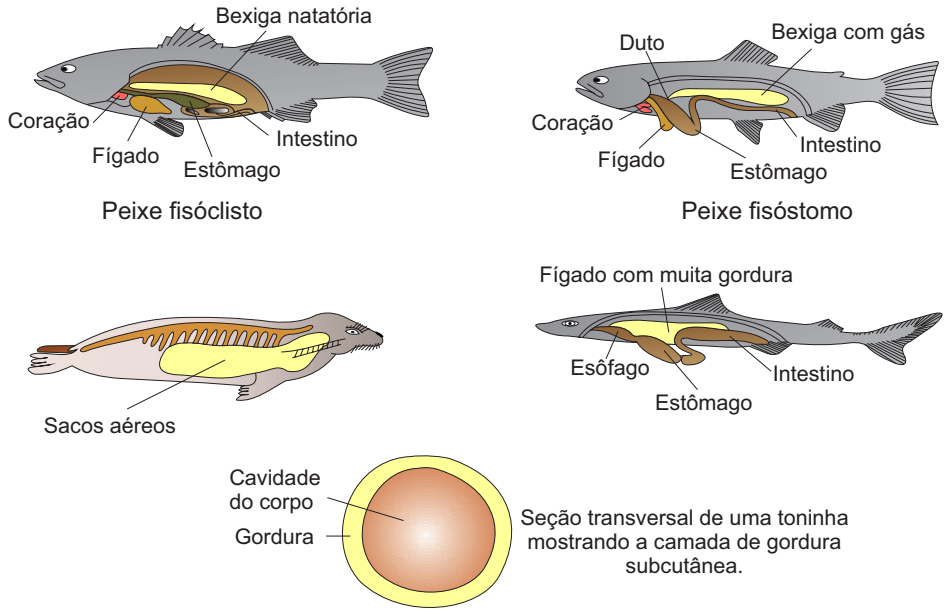


Figura 12.26 Adaptações de peixes e mamíferos para aumentar sua flutuabilidade no ambiente nectônico. [Fonte: NYBAKKEN, 1993].

Várias adaptações morfológicas permitem aos organismos nectônicos uma locomoção mais eficiente na plataforma continental. Rápidos nadadores, como os atuns, possuem um pedúnculo caudal que possibilita o batimento mais acelerado dessa nadadeira. Tartarugas, focas e pinguins adaptaram seus membros anteriores e posteriores para um formato que se assemelha a remos, o que favorece o deslocamento no meio aquático (FIG. 12.27).



Foto: Luciano Dalla Rosa

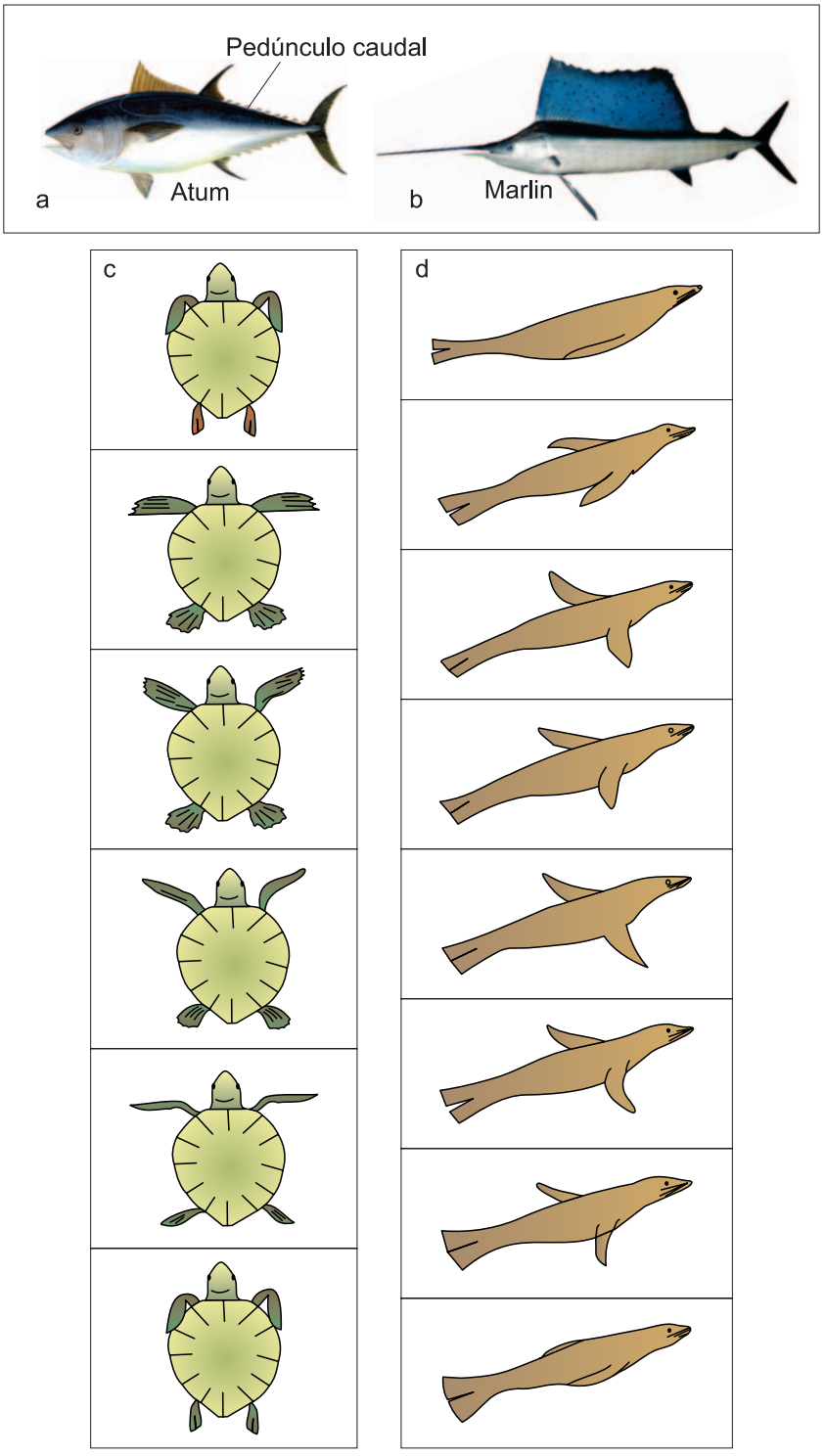


Figura 12.27 Adaptações que favorecem a locomoção de organismos do ambiente nectônico como teleósteos, atum (a) e marlim (b), tartarugas (c) e focas (d). [Fonte: Nybakken, 1993].

4.1.3 O ambiente bentônico

O ambiente bentônico é constituído pelo fundo do mar e se caracteriza por uma diversidade de hábitats que refletem as variações de pressão, temperatura, luz e tipo de substrato a que está submetido (FIG. 12.28). A luz é um parâmetro importante em regiões de pouca profundidade e de águas mais claras, mas em sua maior parte o ambiente bentônico é caracterizado pela ausência de luz. A pressão é um fator importante, pois a cada 10 m de aumento de profundidade há o aumento da pressão em 1atm. A salinidade e a temperatura, por outro lado, são praticamente constantes no fundo oceânico.

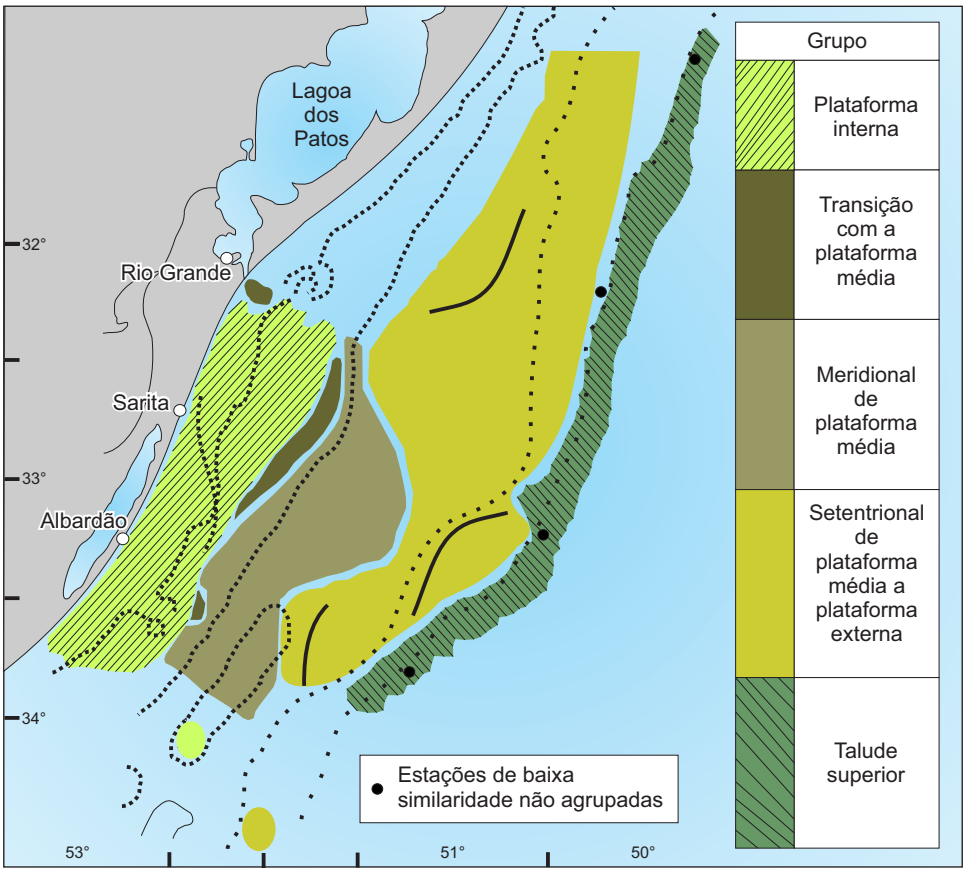


Figura 12.28 Distribuição de organismos bentônicos na plataforma continental do Sul do Brasil em função da profundidade e do substrato. [Fonte: CAPITOLI e BEMVENUTI, 2006].

O ambiente bentônico possui diversas fontes de alimento (FIG. 12.29), uma vez que o leito dos oceanos é o destino final de toda matéria orgânica produzida nas águas que estão acima. Assim, recebe material de origem continental, como detritos vegetais e animais. Organismos que migram na coluna de água também levam material

até o fundo, bem como a sedimentação da produção do fito e zooplâncton. Os organismos que morrem acabam tendo sua carcaça depositada no fundo, onde bactérias decompõem a matéria orgânica. Esse conjunto diversificado de fontes de alimento faz com que os fundos das plataformas continentais sejam importantes ambientes para peixes e invertebrados de interesse comercial, de forma que várias pescarias importantes são realizadas nessas áreas.

Macrófitas, como as grandes laminárias e algas, são as principais plantas do ambiente bentônico, que é marcado por grande diversidade taxonômica de invertebrados. Crustáceos, equinodermas, moluscos e poliquetas são os grupos mais comuns no bentos.

Os organismos bentônicos podem ser classificados de acordo com sua posição no sedimento. Quando vivem dentro do sedimento, pertencem à infauna. Já aqueles que vivem sobre o sedimento pertencem à epifauna (ver Capítulo 10: A Vida Marinha). Existe, também, uma divisão dos organismos bentônicos quanto ao seu tamanho:

Macrofauna: organismos maiores que 1 mm;
Meiofauna: aqueles com tamanho entre 0,1 e 1 mm;
Microfauna: os menores que 0,1 mm.

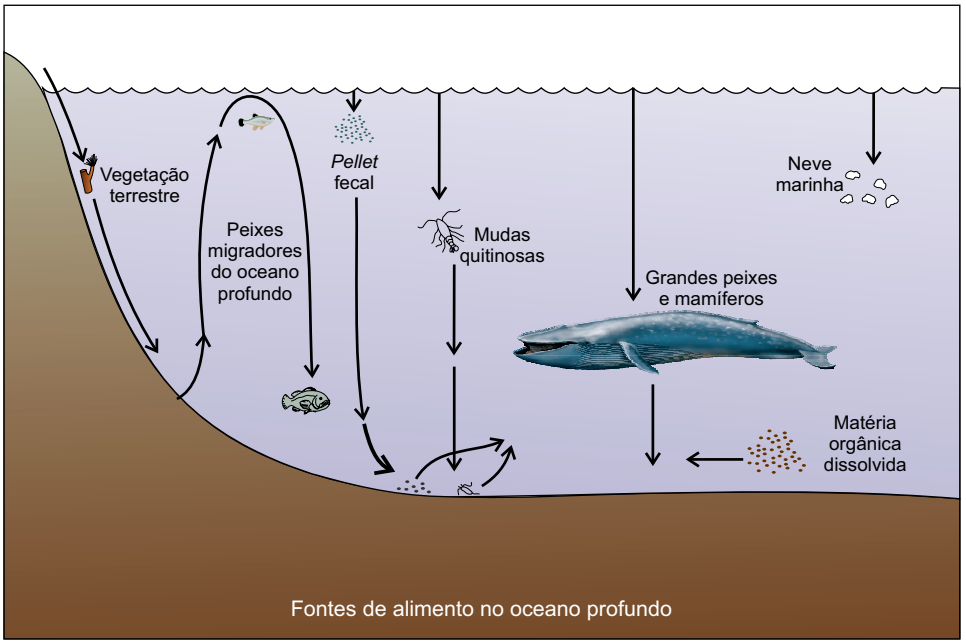


Figura 12.29 As diversas fontes de alimento para o ambiente bentônico. [Fonte: Day et al., 1989].

Os fundos moles sem vegetação são os mais abundantes no leito marinho (Fig. 12.30), sendo caracterizados por sedimentos lamosos ou arenosos inconsolidados. Os principais organismos que habitam fundos moles são os poliquetas, crustáceos, moluscos e equinodermatas.

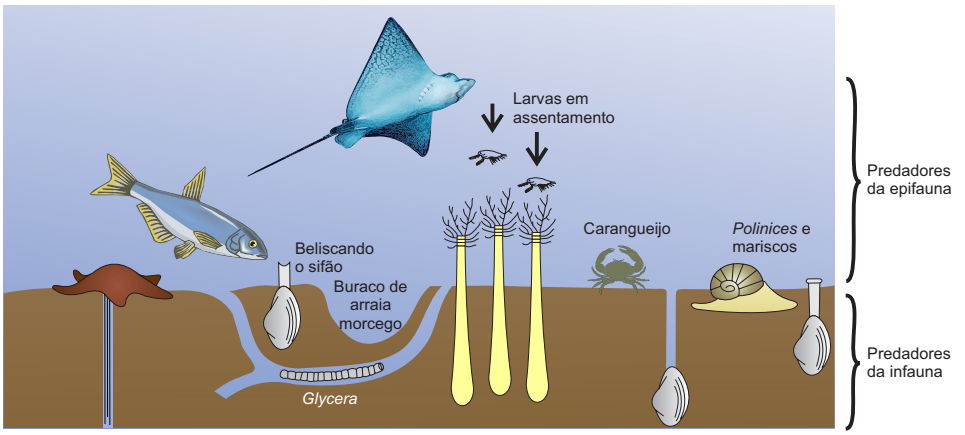


Figura 12.30 Comunidade de organismos residentes sobre fundos moles. [Fonte: Day et al., 1989].

Os fundos rochosos são constituídos por substrato consolidado, geralmente rochas (Fig. 12.31), e possuem predominância de epifauna, caracterizada por animais incrustantes como esponjas, anêmonas, ascídias e briozoários. Também são encontrados nesses fundos grupos de algas coralíneas e laminárias.

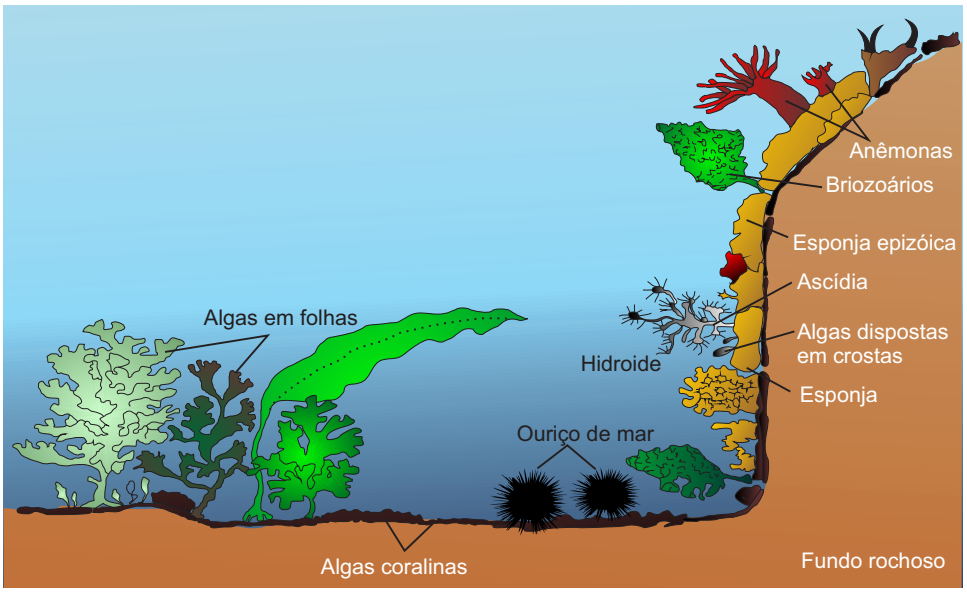


Figura 12.31 Diagrama representando a comunidade de organismos que habitam fundos rochosos. [Fonte: Day et al., 1989].

Florestas ou campos de algas são compostos por algas gigantes, que podem aflorar à superfície ou não. Quando afloram são denominadas florestas, enquanto a designação de campos é empregada para fundos em que as algas não afloram na superfície do mar. Esses fundos possibilitam grande diversidade de hábitats para várias espécies (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos).

4.2 Relações ecológicas

As plataformas continentais são marcadas por cadeias tróficas, que geralmente tem quatro níveis (Fig. 12.32). Os produtores primários são na sua maioria algas do fitoplâncton, principalmente diatomáceas e dinoflagelados. Essa produção primária abastece os níveis tróficos seguintes, tanto no ambiente pelágico como no bentônico. No ambiente pelágico, os consumidores primários são os organismos do zooplâncton, enquanto no ambiente bentônico os moluscos filtradores se alimentam do fitoplâncton. Peixes pelágicos e bentônicos se alimentam desses consumidores primários e vão servir de fonte de energia e matéria para predadores de topo, como tubarões, salmões, aves e mamíferos marinhos. Um importante consumidor de topo nas plataformas continentais é o homem, que por meio da pesca retira uma parte considerável de seu alimento.

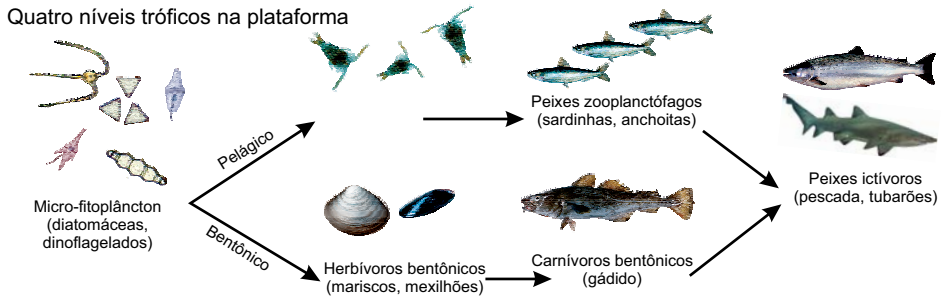


Figura 12.32 Uma cadeia trófica característica das plataformas continentais contém quatro níveis tróficos. [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

5 Frentes Oceanográficas

O corpo de água que representa o mar e os oceanos não é homogêneo; constitui-se de um mosaico de massas de água, que têm fronteiras marcadas por interfaces descontínuas. Quando essas descontinuidades se manifestam na superfície dos oceanos, são chamadas de frentes, nas quais há uma brusca mudança nas características conservativas das massas de água, formando-se um gradiente dessas características.

Muitas vezes essas descontinuidades ocorrem verticalmente, com a mudança de profundidade, sendo o gradiente conhecido como uma clina: termoclina para as mudanças na temperatura, picnoclina para as de densidade e haloclina para as de

salinidade. Nas clinas (ver Capítulo 5: Propriedades Físicas da Água do Mar) há mudança de densidade da água, o que faz com que as partículas afundem mais lentamente e se concentrem, favorecendo o aumento da produção biológica.

Mesmo em áreas produtivas dos oceanos, a concentração de alimento pode não ser suficiente para as necessidades dos organismos marinhos. No entanto, quase todas as frentes são marcadas por alta produtividade biológica, devido ao encontro de águas com características distintas.

5.1 Classificação das frentes oceanográficas

As frentes podem ser classificadas de acordo com os processos que lhes dão origem:

Frentes de maré;

Frentes de talude ou de quebra de plataforma;

Frentes de ressurgência;

Plumas e frentes estuarinas;

Frentes oceânicas.

5.1.1 Frentes de maré

A ação da onda de maré provoca variações significativas no nível de mistura, dividindo os mares de plataforma no verão entre regiões bem-misturadas e zonas estratificadas (Fig. 12.33a). Como consequência, ocorrem diferenças nas características dessas duas regiões, que resultam em uma interface conhecida como uma **frente de maré** (Fig. 12.33b). Essas frentes são comuns no Mar do Norte, na costa leste do Canadá e na Patagônia, nas proximidades da Península Valdez.

Devido à periodicidade das marés, e como resultado da flutuação da corrente de maré e do deslocamento do posicionamento da fronteira entre as duas regiões, as frentes se tornam locais de alta densidade de fito e zooplâncton em superfície. O acúmulo na superfície se propaga verticalmente e origina máximos de densidade de organismos em subsuperfície, na região estratificada (Fig. 12.33c). Na região misturada, ocorre a dominância de diatomáceas e de copépodes adaptados à turbulência, que se distribuem homogeneamente na coluna de água. Na região estratificada, dominam pequenos flagelados na termoclina, enquanto o zooplâncton tende a ficar em superfície, limitado pela termoclina. Quando encontra a mancha de fitoplâncton, o zooplâncton para de migrar. Esse padrão de distribuição de organismos planctônicos é resultado da difusão dos nutrientes, da ocorrência de ondas internas e da migração vertical dos organismos. O ictioplâncton é abundante na frente de maré e as larvas exibem maior crescimento.

As frentes de maré também se manifestam no fundo dos oceanos. Na região misturada ocorre uma comunidade de organismos menos diversa e menos abundante e o substrato tende a ser arenoso. Já na região estratificada, ocorrem maior biomassa e matéria orgânica e o substrato é lamoso. As correntes **limpam** o fundo no lado misturado, enquanto o aumento da produção na frente leva a um aumento da sedimentação e acúmulo de matéria orgânica.

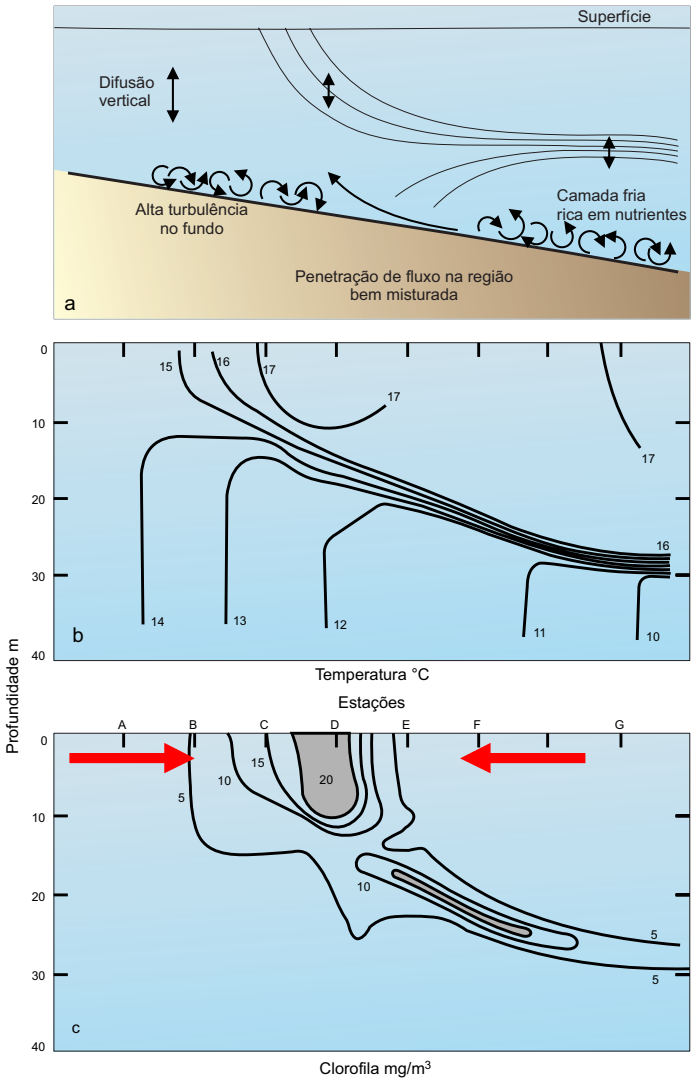


Figura 12.33 As **frentes de maré** são causadas pelo deslocamento da maré sobre a plataforma continental; (a) na parte mais rasa, a maré toca o fundo e cria uma mistura vertical em toda a coluna de água, mas na parte mais profunda isso não acontece, permitindo o aquecimento e a estratificação da coluna de água; (b) a interface entre a parte misturada e a estratificada é marcada por um gradiente de temperatura, (c) que favorece a floração de fitoplâncton, indicado pelas setas vermelhas. [Fonte: Lalli e Parsons, 1997].

5.1.2 Frentes de talude ou de quebra de plataforma

Essas frentes ocorrem ao longo de quase todas as plataformas continentais oeste e separam águas frias e de pouca salinidade da plataforma de águas salgadas e quentes dos oceanos. Geralmente, são associadas a vórtices e meandros e sua criação e posição são controladas pela ação do vento e das correntes (Fig. 12.34a). Nessas frentes é comum ocorrer um aumento de produção biológica, devido a processos de concentração de partículas ou de ressurgência de nutrientes (Tab. 12.3), motivo pelo qual importantes pescarias se localizam nessas regiões, como a da lula na Patagônia (Fig. 12.34b).

Tabela 12.3 Biomassa de fitoplâncton e número de copépodes em três diferentes regiões associadas a frente de talude.

	Plataforma	Frente	Oceano
Fitoplâncton ($mg.m^3$)	1,5	6,0	3 - 4
Copépodes ($n.m^2$)	30.000	70.000	10.000

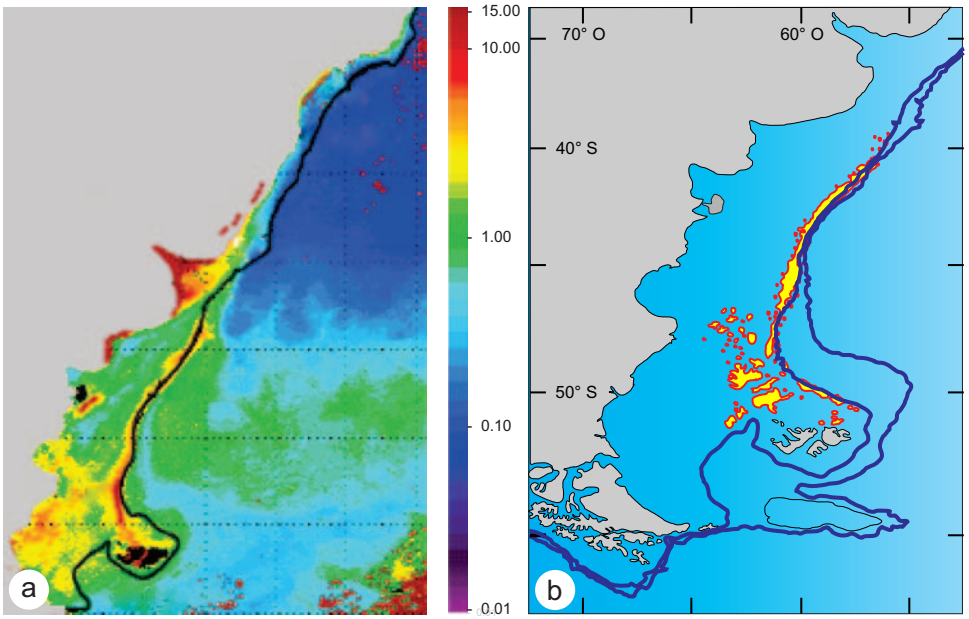


Figura 12.34 (a) Frente de quebra de plataforma na Patagônia e (b) a distribuição da pesca do calamar argentino (*Illex argentinus*). [Fonte: (a) Acha et al., 2004 e Romero et al., 2006; (b) Rodhouse et al., 2001].

Na plataforma sul do Brasil, o encontro entre águas da plataforma externa e região adjacente do talude continental costuma apresentar fortes gradientes térmicos verticais, como evidenciado na primavera de 1980 em dois transectos entre o farol do Albardão (Fig. 12.35a) e o Chuí (Fig. 12.35b).

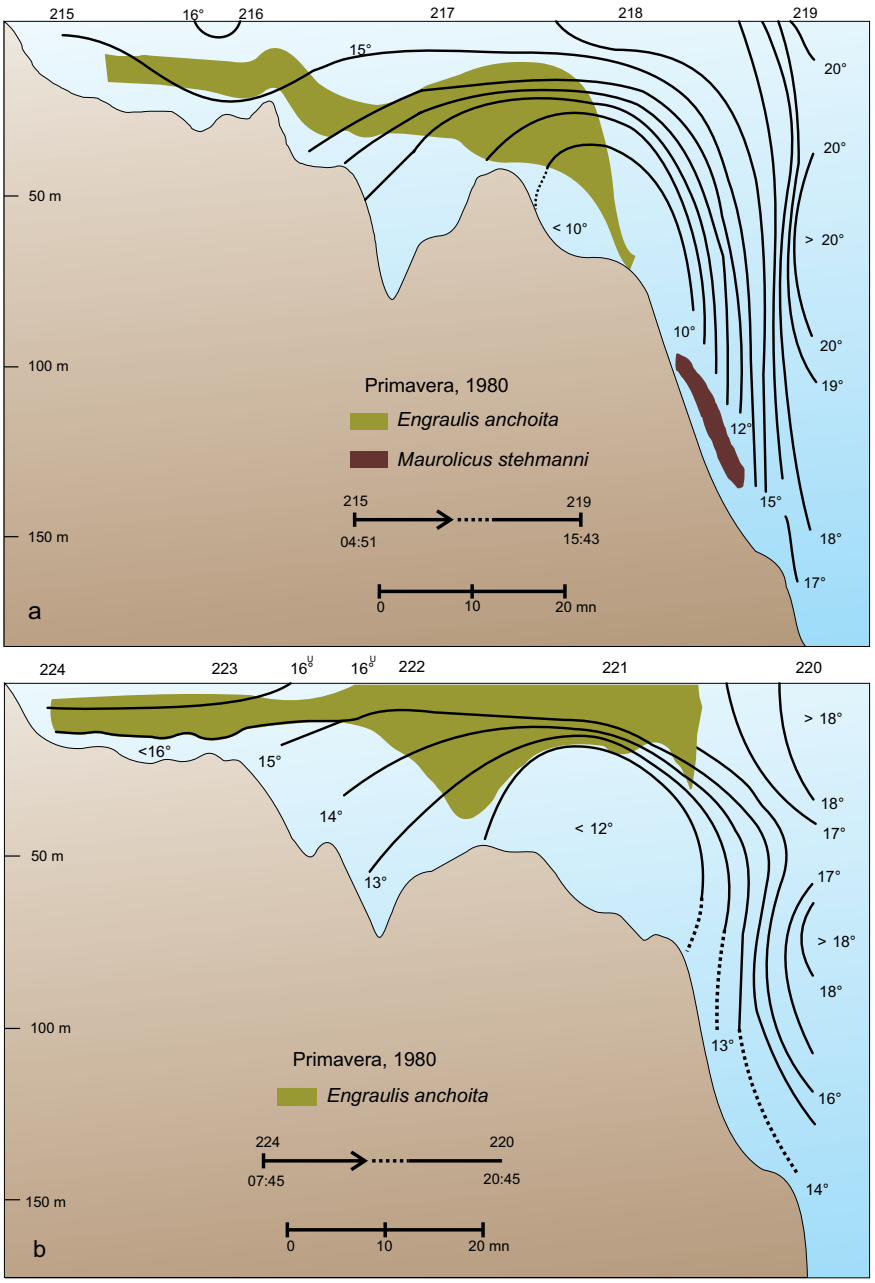


Figura 12.35 (a; b) Perfis de temperatura em dois transectos de primavera na plataforma e talude superior na região Sul brasileira frente a (a) Albardão e (b) Chui, mostrando fortes gradientes térmicos. [Fonte: Castello, 1997].



Foto: Projeto Amazônia Azul

5.1.3 Frentes de ressurgência

Estas frentes são características de regiões de ressurgência (*up-welling*, em inglês) nas costas oeste dos continentes. Nessas regiões o vento provoca uma corrente de deriva das águas superficiais, que se desloca a 90º, por efeito da força de Coriolis (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica), em relação à direção do vento, para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul.

Na superfície há a separação entre as águas frias que estão ressurgindo (subindo) e as águas quentes do oceano adjacente. A ação do vento faz com que as águas frias tenham maior velocidade em direção ao oceano, convergindo com as águas oceânicas, que têm menor velocidade. Na zona de descontinuidade há um aumento significativo de produção, devido à convergência e à disponibilidade de nutrientes. A região oceânica adjacente é estratificada e, devido à limitação de nutrientes, tem menor produção biológica. Assim, um vento de direção norte-sul, soprando paralelamente à costa brasileira, provocará deslocamento das águas superficiais para o leste. Essa corrente de deriva será compensada por uma corrente de água profunda em direção à costa. A subida dessa água profunda é lenta e o volume de água transportado durante esse processo pode ser calculado, o que representa o Índice de Ressurgência.

5.1.3.1 Onde ocorrem as principais ressurgências

As principais ressurgências ocorrem ao longo do litoral oeste dos continentes, onde atuam ventos oriundos da circulação atmosférica em torno dos centros de alta pressão situados no meio dos oceanos.

Pela intensidade e extensão do fenômeno e por suas consequências sobre as atividades pesqueiras, as regiões de ressurgência mais conhecidas são as do Oceano Pacífico, nas costas do Peru e da Califórnia, as do Oceano Atlântico, nas costas da África do Norte (do Marrocos até o Senegal) e do Sul (África do Sul e Namíbia), e a do Oceano Índico, na costa da Somália, onde sopram os fortes ventos da monção (Fig. 12.36).

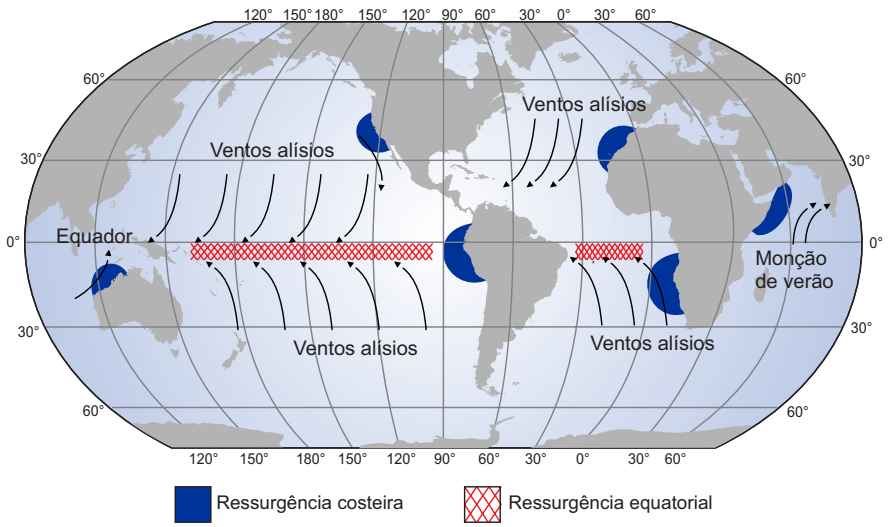


Figura 12.36 Localização das principais ressurgências no mundo. Em azul, as ressurgências costeiras, em vermelho as ressurgências equatoriais.
[Fonte: <http://filosofiaclimatica.blogspot.com.br/2014_02_01_archive.html>].

BOX 12.1
RESSURGÊNCIAS COSTEIRAS

As ressurgências costeiras ocorrem junto ao litoral e são de menor magnitude e amplitude, como a do Cabo Frio, no litoral do Rio de Janeiro, e de caráter pulsante, como a do Cabo de Santa Marta Grande, em Santa Catarina. Há, ainda, ressurgências não-costeiras, que ocorrem no meio dos oceanos e são causadas pela divergência de correntes de deriva. O exemplo mais significativo é a divergência do Oceano Pacífico Equatorial, provocada pelos ventos alísios (Fig. 12.37).

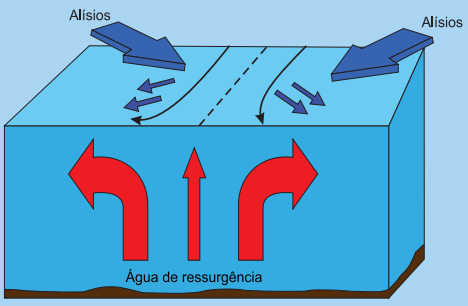


Figura 12.37 Subida de água profunda no Equador, provocada pelos ventos alísios.
[Fonte: <http://filosofiaclimatica.blogspot.com.br/2014_02_01_archive.html>].

5.1.3.2 As consequências da ressurgência

A subida de água profunda não se manifesta apenas pelas suas baixas temperaturas, mas, sobretudo, pelo elevado teor em sais minerais nutrientes, oriundos da remineralização dos detritos orgânicos durante a sua sedimentação (ver Capítulo 11: Produtividade Primária nos Oceanos).

Nos trópicos, apesar da intensa incidência luminosa, as águas quentes de superfície são muito pobres em fitoplâncton, em razão da carência de nutrientes, que são abundantes na zona afótica. Com o afloramento das águas profundas, são preenchidas as condições para que haja uma intensa produção biológica (FIG. 12.38).

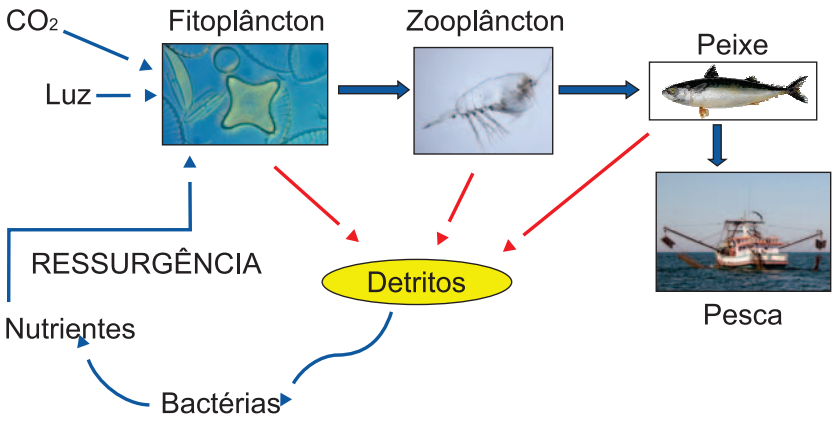


Figura 12.38 Diagrama conceitual da rede trófica em zona de ressurgência.

Nas regiões do mundo onde a ressurgência persiste o ano inteiro, os nutrientes não são limitantes e a produção primária alcança elevados níveis. É o caso da ressurgência do Peru, conhecida como a região de maior produção pesqueira do mundo (ver Capítulo 13: Recursos Marinhos Vivos). Entretanto, nos anos de ocorrência do fenômeno *El Niño*, as mudanças climáticas causam uma redução da intensidade da ressurgência costeira, com consequências dramáticas sobre a produção primária e pesqueira.

BOX 12.2
O FENÔMENO
EL NIÑO

El Niño é o aquecimento excessivo das águas do Oceano Pacífico, criando uma forte termoclina que impede a subida de água profunda (ressurgência) na costa do Peru. Esse fenômeno, que ocorre na época do Natal, daí o nome de *El Niño* (Menino Jesus), tem grandes consequências negativas sobre a produção primária e pesqueira e sobre o clima de toda a América do Sul (Fig. 12.39).

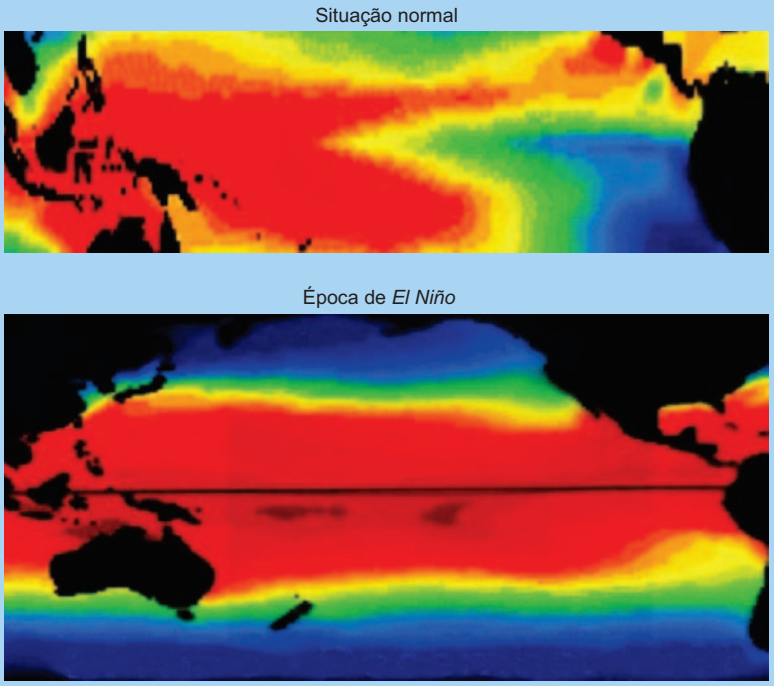


Figura 12.39 Imagem de satélite mostrando o fenômeno *El Niño*, com água quente (em vermelho) invadindo a costa do Peru e impedindo a subida de água profunda (em azul). [Fonte: Kampel, 2009].

Além do efeito enriquecedor das águas frias profundas, as ressurgências provocam o aparecimento de uma fauna e flora típica de regiões temperadas e frias. As regiões geográficas onde ocorrem ressurgências apresentam características comuns e peculiares, com baixas precipitações associadas a ventos fortes e frequentes, formação de neblinas e uma paisagem típica com dunas de areia branca e vegetação xerófila à base de cactáceas.

5.1.3.3 Ressurgências costeiras no Brasil

Em contraste com o padrão geral de distribuição das grandes ressurgências costeiras, que ocorrem no lado leste dos oceanos, a costa brasileira apresenta uma área de ressurgência no litoral do Estado do Rio de Janeiro, com epicentro situado na altura do Cabo Frio, e outra na altura do Cabo Santa Marta (SC), de menor extensão espacial e temporal. Essas ressurgências atípicas, situadas no lado oeste do Oceano Atlântico, são causadas por ventos locais. Embora apresentando as mesmas características das grandes ressurgências, são de menor extensão e menor intensidade, ou seja, é menor o volume de água transportada (menor índice de ressurgência).

BOX 12.3
CAPO FRIGIDIO

É antiga a constatação de uma ressurgência na região do Cabo Frio. Na carta náutica dos navegadores portugueses do século XV consta, na latitude 23° S, um cabo denominado **Capo Frigidio**, onde foi constatada uma anomalia térmica negativa. Foi somente em 1936 que pesquisadores, a bordo do navio oceanográfico alemão *Meteor*, comprovaram cientificamente a ocorrência de uma ressurgência nessa região. As pesquisas se intensificaram e prosseguem até hoje, graças ao pioneirismo do Almirante Paulo de Castro Moreira da Silva, idealizador, no início da década de 1970, do então chamado **Projeto Cabo Frio**, visando ao estudo e aproveitamento da mencionada ressurgência. Atualmente, as pesquisas continuam no Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM (o Almirante faleceu em maio de 1983), no mesmo local onde funcionava o antigo **Projeto Cabo Frio**, em Arraial do Cabo, RJ.

5.1.3.4 As causas da ressurgência do Cabo Frio

A ressurgência do Cabo Frio é originada pelos ventos de quadrante leste-nordeste que afastam da costa as águas superficiais quentes da Corrente do Brasil. Dessa forma, ocorre a subida de águas profundas, como a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Esta é oriunda do encontro das águas da Corrente das Malvinas com a Corrente do Brasil e afundamento de parte da Corrente das Malvinas, na altura do Rio da Prata, na convergência subtropical (FIG. 12.40).



Figura 12.40 Imagem mostrando a região do Cabo Frio, com ventos de NE provocando o deslocamento das águas superficiais para fora da costa e determinando o fenômeno da ressurgência. [Fonte: *Google Earth*].

O fenômeno é interrompido quando da passagem de frente fria com ventos de quadrante oeste-sudoeste, provocando um recuo da ACAS e o acúmulo de água superficial quente junto à costa. É o processo inverso da ressurgência, chamado de subsidência.

O fenômeno da ressurgência é mais frequente e constante na primavera-verão, sendo mais raro e de menor intensidade de março a setembro (Fig. 12.41).

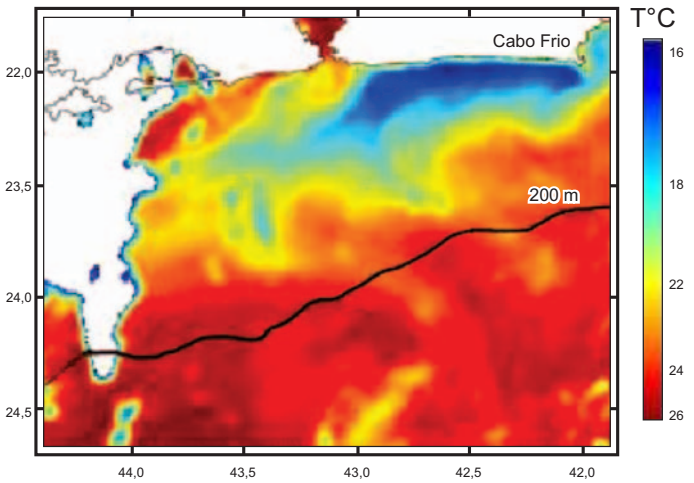
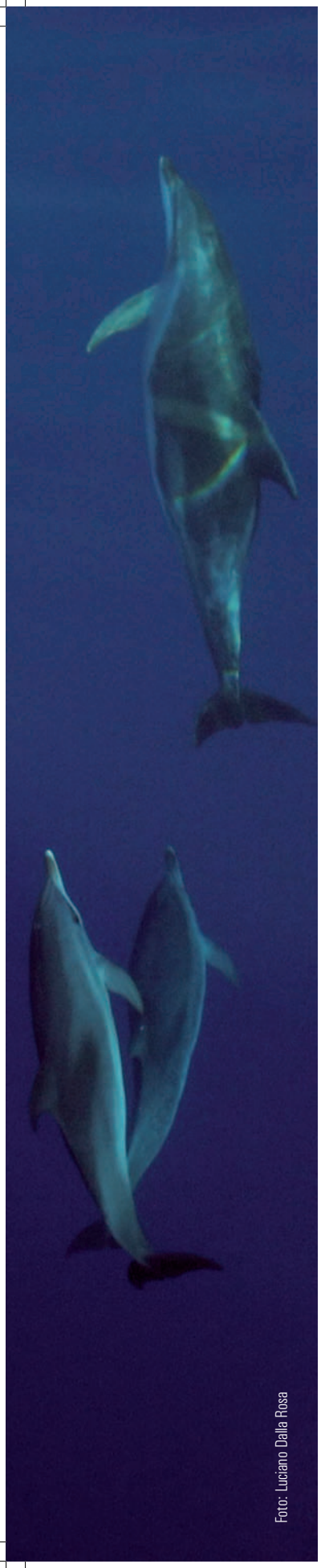


Figura 12.41 Imagem de satélite mostrando as águas profundas frias (em azul) chegando na superfície em razão do fenômeno de ressurgência em Cabo Frio. [Fonte: Kampel, 2009].


Foto: Luciano Dalla Rosa

5.1.3.5 As consequências da ressurgência de Cabo Frio

A ACAS é encontrada em profundidades abaixo do talude continental (200-300 m), com baixa temperatura (<18 °C) e salinidade em torno de 35,5, e transporta para a camada eufótica quantidades expressivas de nutrientes (>10 μM de nitrato), contrastando com a pobreza da água oligotrófica superficial da corrente do Brasil (< 1 μM). Como consequência, há um aumento da produção primária (>10 $mgC/m^3/h$), da clorofila a (> 1 μg/l) e da biomassa zooplanctônica (> 200 mg/m^3 peso seco). Diversas espécies de copépodes típicas de regiões temperadas e frias aparecem na superfície junto com as águas profundas.

A estrutura das comunidades bentônicas também é alterada pela presença das águas frias nos costões e na plataforma da região. Da mesma forma, ocorrem espécies de macroalgas de afinidade temperada, a exemplo da alga *Laminaria abyssalis*, de grande interesse econômico por ser fonte de alginato, substância que entra em muitos produtos alimentícios. Essa alga (ver Capítulo 11: Produção primária nos oceanos) pode alcançar vários metros de comprimento e se encontra em grande quantidade na plataforma interna do golfo de Macaé, RJ. É uma alga que exige água fria para seu desenvolvimento, além dos nutrientes trazidos pela ressurgência.

A região do Cabo Frio constitui uma barreira biogeográfica entre as comunidades tropicais ao norte e subtropicais ao sul. Outros organismos da fauna bêntica e demersal se beneficiam da entrada de água profunda. Entre eles, encontram-se os mexilhões (o molusco bivalve *Perna perna*), os siris (o crustáceo *Pachygrapsus transversus*) e as estrelas-do-mar (o equinoderma *Astropecten cingulatus*). O ciclo de reprodução desses organismos é ajustado à ocorrência da ressurgência, para que as larvas possam encontrar o alimento necessário ao seu desenvolvimento. As elevadas capturas da lula (*Loligo sanpaulensis*) e da sardinha (*Sardinella brasiliensis*) (ver Capítulo 13: Recursos Marinhos Vivos) também são consequência direta da ressurgência no Cabo Frio.

Como observado em todas as regiões de ressurgência do mundo, a região do Cabo Frio apresenta uma paisagem típica com dunas de areia branca e vegetação dominada por cactos, consequência das baixas precipitações e fortes ventos (Fig. 13.42a; b; c).



Figura: 12.42 (a) Duna na zona costeira da área de ressurgência do Cabo Frio; (b) vegetação à base de cactáceas na mesma região; e (c) as areias brancas da Praia Grande, em Arraial do Cabo, RJ.

5.1.4 Plumas e frentes estuarinas

Essas feições estão associadas a regiões de estuários com alta descarga continental, localizados em plataformas rasas e com baixa declividade. As plumas se formam devido à alta vazão de água doce nos oceanos, que produz um grande aporte de nutrientes e matéria orgânica (Fig. 12.44 a, b). Na região de limite entre a pluma estuarina e o mar adjacente ocorre a frente estuarina. Essa frente é uma região de convergência, com alta atividade biológica e concentração de vários organismos. A biomassa de fitoplâncton e o número de organismos do zooplâncton aumentam nessa frente. Consequentemente, os peixes se agregam nessa área para se alimentarem, o que gera um aumento no número de ovos e larvas desses organismos (Fig. 12.45 a, b, c). A corvina (*Micropogonias furnieri*) no Rio da Prata é um exemplo.

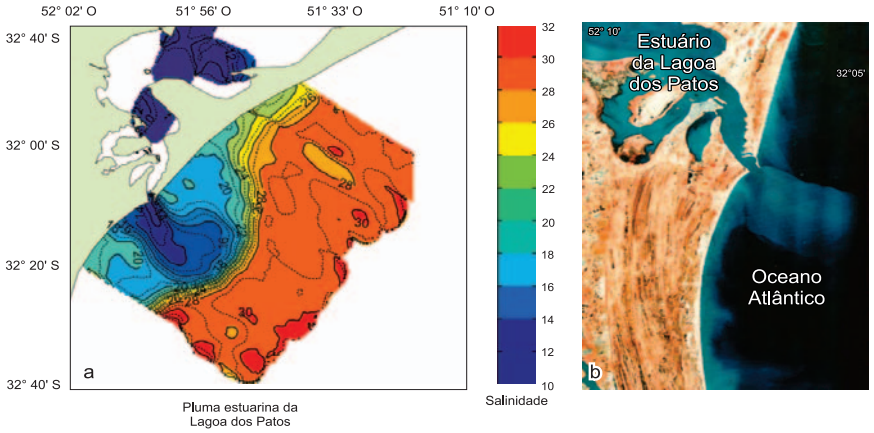


Figura 12.43 (a) Pluma e frente estuarina da Lagoa dos Patos, representada por seu campo de salinidade observado por sensores montados em um avião, e (b) observado por imagem satelital. [Fonte: dos autores].

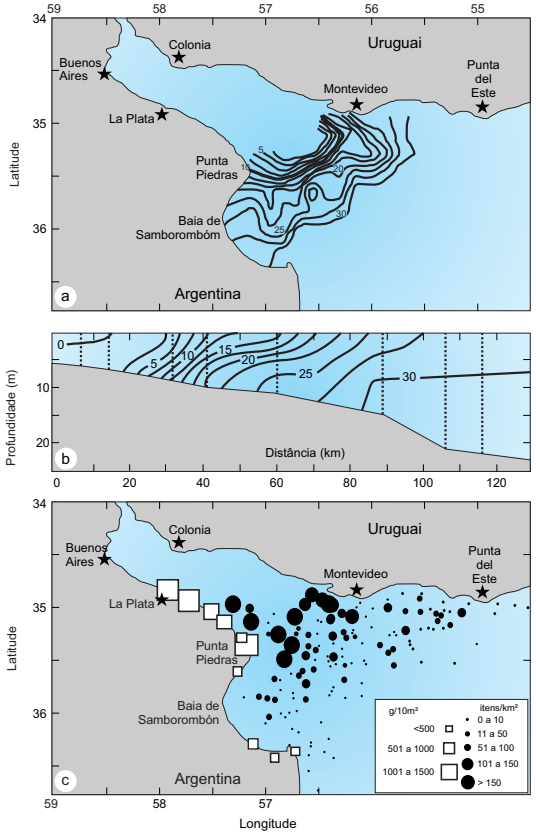


Figura 12.44 Concentração de organismos na frente estuarina do Rio da Prata; (a) frente halina na superfície; (b) na vertical; e (c) concentração de organismos em g/10 m^2 e em número de itens por km^2. [Fonte: ACHA et al., 2003].

5.1.5 Frentes oceânicas ou planetárias

As frentes oceânicas ou planetárias são descontinuidades ocasionadas pelas correntes geostróficas (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica) dos oceanos e são encontradas em regiões de mar profundo (Fig. 12.46). Essas frentes abrangem quase a largura total das bacias oceânicas e estão associadas às características do sistema de ventos do planeta. As frentes são encontradas na Corrente Circumpolar e entre os giros oceânicos subtropicais e subpolares e têm grande impacto sobre os processos de interação oceano-atmosfera, influenciando as condições atmosféricas, devido às diferenças de temperatura. As frentes são importantes na concentração e zonação de organismos marinhos, sendo observado que o seu deslocamento influencia a migração de tartarugas e de outros predadores de topo.

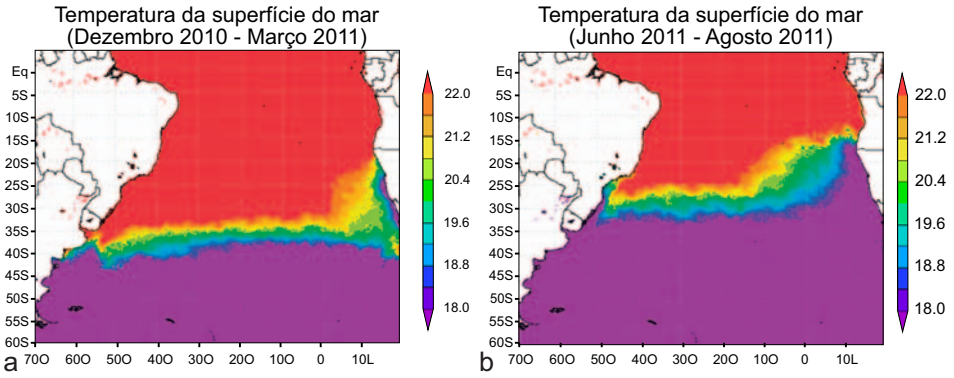


Figura 12.45 (a) Frente Subtropical no Oceano Atlântico Sul no verão e no (b) inverno conforme a distribuição da temperatura na superfície do mar.

6 Recifes de Corais

Os corais são organismos coloniais do filo Cnidário e da classe Anthozoa, que em sua maioria constroem exoesqueletos calcários (os corais hermatípicos). Esses esqueletos são responsáveis pela estrutura rochosa chamada de recifes de coral (Fig. 12.46a). Os corais crescem na região fótica de mares tropicais, de forte ação de ondas, que mantêm disponível na coluna de água alimentos e oxigênio dissolvido. São organismos que dependem de águas rasas, limpas, mornas e pobres em nutrientes para crescer.

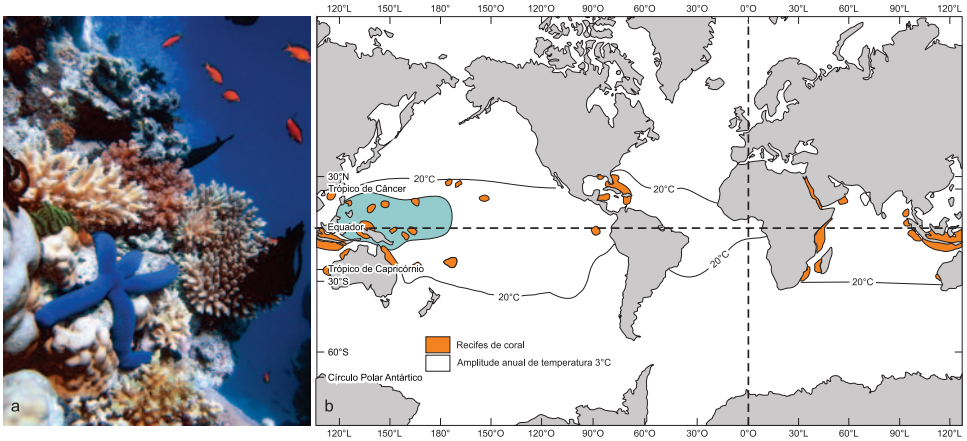


Figura 12.46 (a) Organismos em um recife de coral , e (b) mapa de distribuição dos recifes de coral (em marrão). [Fonte: (a) <pt.wikipedia.org>; (b) <http://pt.wikipedia.org/wiki/Recife_de_coral>].

BOX 12.4
OS CORAIS HERMATÍPICOS

Os pólipos dos corais hermatípicos contêm normalmente uma microalga dinoflagelada chamada zooxantela. Trata-se de uma relação simbiótica, pois a alga assegura, por fotossíntese, a fixação do carbono e a energia para o pólipo, que por sua vez dá proteção e nutrientes à alga. Quando as condições favoráveis de luz e nutrientes permitem uma taxa fotossintética elevada, a rápida incorporação do gás carbônico provoca a precipitação do carbonato de cálcio na base do pólipo. Contrastando com essa relação simbiótica, existem outros três tipos de corais (duros, negros e moles) de águas profundas frias, onde a luz está ausente. Nesse caso o pólipo se alimenta de detritos orgânicos e plâncton que se encontram em suspensão e são transportados por fortes correntes profundas. Frequentemente, esses corais estão localizados onde o fundo oceânico apresenta elevações, como montes submarinhos, cristas e cordilheiras.

6.1 Distribuição e classificação dos corais

Os recifes de coral cobrem aproximadamente 284 mil quilômetros quadrados (apenas 3% da plataforma continental tropical), numa faixa situada entre 30^0 de latitude norte e sul. A grande maioria (92%) se encontra no Mar Vermelho, Oceano Índico, sudeste asiático e Oceano Pacífico e apenas 8% no Oceano Atlântico e no Mar do Caribe (FIG. 12.46b).

O ótimo de temperatura para o crescimento dos corais é entre 26 e 28 ºC, o que explica a ausência desses organismos nas regiões de ressurgência, como na costa oeste dos Estados Unidos e da África. No entanto, eles também podem crescer em temperaturas de até 20 ºC. Na América do Sul estão restritos ao longo da costa norte-oriental, devido ao aporte de grandes quantidades de água doce a partir do Amazonas.

BOX 12.5
A GRANDE BARREIRA DA AUSTRÁLIA

Os recifes mais famosos são os da Grande Barreira da Austrália, que se estende por 2.000 km e se formou nos últimos 500 mil anos; a Barreira de Corais de Belize, segunda maior do mundo e localizada em Belize, América Central, e o Atol de Enewetak, no Oceano Pacífico tropical, com 1.300 m de espessura e formado há provavelmente 50 milhões de anos.

Os corais formam diversos tipos de recifes, de acordo com a disponibilidade de substrato, as mudanças do nível do mar, a intensidade luminosa e a ação das ondas. Podem-se reconhecer os seguintes tipos:

Recifes-franja, que são ligados diretamente a terra (Fig. 12.47a);
Recifes-mesa, que são isolados, crescem em lagunas rasas e são geralmente cercados por areia;
Recifes-barreira, que cercam muitas ilhas tropicais e são separados da terra por lagoas, onde também ocorrem recifes-mesa e franja (Fig. 12.47b); e
Atóis, que são recifes-barreira de forma mais ou menos circular ou contínua rodeando uma lagoa. Os atóis podem atingir até 10 km de largura e são muito famosos pela sua diversidade biológica (Fig. 12.47c).

BOX 12.6
A FORMAÇÃO DOS ATÓIS

Charles Darwin foi o primeiro cientista a formular uma teoria sobre a formação dos atóis, que hoje é amplamente aceita. De acordo com essa teoria, após a formação de uma ilha vulcânica, há uma rápida colonização por corais, formando um recife-franja. Em seguida, com a elevação do nível do mar, os corais crescem mais rapidamente nas margens externas do recife-franja, formando um recife-barreira. A ilha pode eventualmente desaparecer, mas o recife em forma de anel irá permanecer.

BOX 12.6



Figura 12.47 Exemplo de (a) recife-franja; (b) Grande barreira de recife de corais na Austrália; (c) Atol das Rocas, Brasil. [Fonte: (a) <pt.wikipedia.org>; (b) <caminhosdoturismopeloturismologo.blogspot.com> e (c) <14sma.blogspot.com>].

6.2 Os Fatores Ambientais

A reprodução e o crescimento dos corais hermatípicos são fortemente influenciados pelas condições físicas do ambiente. Os corais são principalmente afetados por:

Temperatura: os corais têm baixa tolerância às variações térmicas. O ótimo de temperatura para seu desenvolvimento encontra-se entre 26 e 28 °C;

Luz: é vital para os corais, que dependem da fotossíntese das zooxantelas. A disponibilidade de luz determina o máximo de profundidade alcançado pelo coral. A maioria dos corais hermatípicos se concentram entre 0 e 10 m de profundidade, raramente além de 30 m;

Salinidade: o crescimento dos corais é maior em salinidade entre 33 e 35. Em áreas costeiras, de baixa salinidade, próximas a estuários, o coral não se desenvolve, mesmo sob condições favoráveis dos demais fatores;

Ondas: constituem um importante fator estruturador dos recifes. A ação das ondas provoca correntes em torno dos recifes, o que disponibiliza os nutrientes e o oxigênio. Por outro lado, as grandes tempestades e ciclones têm efeito destruidor, afetando sua distribuição; e

Sedimentos: de maneira geral, os sedimentos em suspensão, devido a atividades antrópicas no litoral, têm um impacto significativo sobre os corais em pouco tempo, por sufocamento, abrasão, sombreamento e inibição do recrutamento das larvas dos pólipos.

6.3 Produção e rede trófica

Os recifes de coral suportam uma extraordinária biodiversidade, embora estejam localizados em águas tropicais pobres em nutrientes. Os nutrientes, incluindo nitrogênio inorgânico e fósforo, são diretamente adsorvidos a partir da água, sendo que os

corais se alimentam do zooplâncton, que é transportado pelos pólipos com o movimento da água.

Os corais são responsáveis por uma grande parte da fixação do carbono nos recifes. Porém, menos da metade do carbono é disponível aos consumidores, pois a maior parte é respirada, reciclada ou acumulada na colônia. Somente algumas espécies recifais, tais como o gastrópode *Drupella*, o equinoderma *Acanthaster* e alguns peixes, predam diretamente nos pólipos. É o carbono fixado pelas algas, extremamente produtivas, que contribui para a manutenção da rede trófica dos recifes. Muitas espécies recifais de peixes e invertebrados, ao predar sobre os pólipos, contribuem para a ciclagem dos compostos orgânicos e nutrientes, através das excreções e defecações.

A riqueza animal dos recifes de coral é excepcionalmente alta. Das aproximadamente 48.000 espécies reconhecidas de vertebrados, mais da metade são peixes, dos quais mais de 60% vivem exclusivamente em ambientes marinhos. Apesar de os recifes de coral serem menos de 1% da área total de oceanos do mundo, aproximadamente metade de todas as espécies conhecidas de peixes marinhos se encontram concentradas nas águas tropicais. Pelo menos 4.000 espécies de peixes (quase um terço do total conhecido) são encontradas em recifes.

BOX 12.7
VELHAS ESTRUTURAS

Os recifes de corais observados nos dias de hoje são o resultado de uma longa história de sucessão de eventos de extinção e evolução em larga escala, conforme indicam os registros fósseis. Os recifes são ecossistemas dinâmicos e também a casa de uma grande variedade de outros organismos, como esponjas, cnidários (incluindo alguns tipos de corais e águas-vivas), vírus, crustáceos (incluindo camarão, lagosta e caranguejos), moluscos (incluindo cefalópodes), equinodermos (incluindo estrelas-do-mar, ouriços-do-mar e pepinos-do-mar), tartarugas-marinhas e cobras-do-mar.

6.4 As ameaças aos corais

São numerosos os fatores que representam ameaça para os recifes de coral, na grande maioria de origem antrópica, entre os quais:

Destruição física de recifes em razão do tráfego marítimo;

Comércio de peixes vivos;

Temperaturas da água acima do normal, em razão de fenômenos climáticos, como *El Niño* e o aquecimento global. Toxinas nos tecidos são produzidas quando a temperatura da água sobe, causando o descoramento do coral;

Acidificação do oceano; e

Impacto de sedimentos e poluentes oriundos dos continentes.

6.5 Os recifes de coral na costa brasileira

Os recifes brasileiros, que ocupam uma área extensa ao longo de três mil quilômetros da costa, são as únicas formações desse tipo no Atlântico Sul. Comunidades coralíneas foram registradas no Brasil desde o Parcel do Manuel Luís, no Maranhão, até os recifes de Viçosa, na área do Arquipélago de Abrolhos (numa extensão de 2.400 km), além de estarem presentes em ilhas oceânicas, como no Atol das Rocas, Fernando de Noronha e Arquipélago de São Pedro e São Paulo.

O Brasil apresenta dois grandes complexos recifais, o primeiro de Abrolhos, na região sul da Bahia, e o Parcel de Manoel Luís, na costa do Maranhão. O complexo recifal de Abrolhos tem uma morfologia e ecologia muito própria, com uma estrutura de chapeirão, formada por pináculos coralíneos em forma de cogumelo, que é pouco encontrada ao redor do mundo (Fig. 12.48).



Figura 12.48 Recife chapeirão em Abrolhos, Brasil [Foto: Cortesia de Bertoncini, Áthila].

BOX 12.8
OS CHAPEIRÕES

Chapeirões são colunas recifais isoladas, que crescem com formato de cogumelo – a base é estreita e o topo se expande para os lados. Apresentam diferentes alturas e variadas dimensões laterais e podem ser observados em diversos estágios de desenvolvimento. Os gigantescos e bem desenvolvidos chapeirões do banco dos Abrolhos podem alcançar até 20 m de altura e em torno de 50 m de diâmetro no topo.

Os recifes em franja são os mais comuns e simples e se desenvolvem ao longo da linha de costa, onde existe substrato duro para o assentamento das primeiras larvas colonizadoras de corais. São os mais vulneráveis a impactos antrópicos, sedimentação e descarga fluvial.

BOX 12.9
O PROBIO

Em 1999, o Projeto para a Conservação e Uso Sustentável da Diversidade Biológica (PROBIO) aprovou o subprojeto **Monitoramento dos Recifes de Coral do Brasil**. O objetivo do projeto, que contou com a participação de vários pesquisadores de diversas instituições brasileiras, foi estabelecer as bases para a implementação de um programa nacional de monitoramento para os recifes de coral brasileiros (www.mma.gov.br/port/sbf/chm/probio.html).

7 Oceano Profundo

É considerado oceano profundo a região compreendida entre o talude continental (200 m) e a planície abissal (5.000 m), com fossas de até 10.000 m (a Fossa das Marianas, no Pacífico Ocidental, por exemplo, alcança em torno de 11.000 m de profundidade) (ver Capítulo 3: Províncias Fisiográficas). É um hábitat ainda pouco conhecido, com características constantes em toda a sua extensão, o que inclui água escura e fria (<4 °C) e pressão hidrostática elevada, recobrindo um assoalho de lama.

A rede trófica do oceano profundo é bastante peculiar, devido à ausência de luz e de fotossíntese. A energia resulta da **chuva orgânica** oriunda das camadas superficiais e, em algumas partes, das fontes termais. Essas fontes constituem ilhas de alta produção no fundo dos oceanos, baseadas em bactérias quimio-sintéticas (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos) associadas a uma fauna importante e peculiar, formada de vermes enormes vivendo a temperaturas de cerca de 60 °C, que compreendem os animais mais termotolerantes até hoje encontrados.

7.1 Como amostrar em oceano profundo?

A ecologia do oceano profundo é a menos conhecida, devido às dificuldades de amostragem. As coletas por arrastos e dragas são excepcionalmente difíceis. Para amostrar a 5.000 metros de profundidade são necessários 11.000 metros de cabo e um navio de grande porte, com sistema acústico sofisticado. A operação é de custo e tempo elevados, sem garantias de sucesso.

Atualmente, a vida profunda é mais frequentemente observada por fotografia e filmagem a bordo de submersíveis tripulados ou por controle remoto (Fig. 12.50), com capacidade de amostragem pontual robotizada em certos casos.

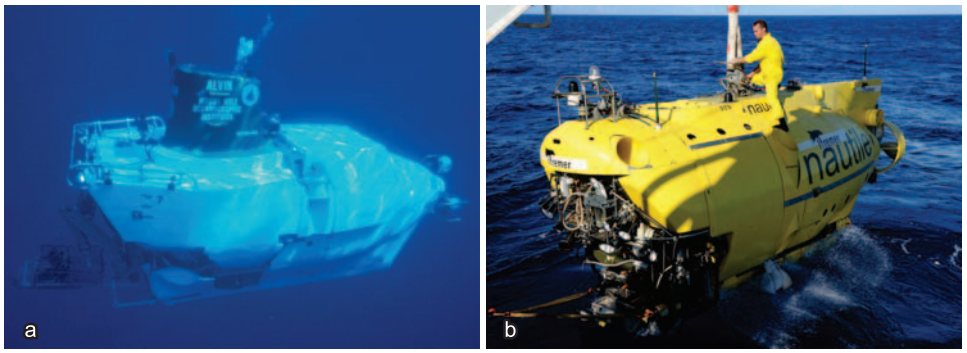


Figura 12.49 Os submersíveis *Alvin* (EUA) e *Nautile* (França) ajudaram a desvendar alguns mistérios do mar e contribuíram para a filmagem do *Titanic*. O *Nautile* também procurou as duas caixas-pretas da aeronave da Air France (A330) que caiu no Oceano Atlântico em junho de 2009. [Fonte: <http://msocean7.blogspot.com.br/2008/05/o-submersivel-alvin.html>; e <http://www.reebd.org/2011/07/programas-estrategicos-de-submarinos-e.html>].

7.2 Condições abióticas do oceano profundo

O ambiente profundo é muito diferente dos outros hábitats marinhos. Além de escuridão total, a temperatura é baixa (entre -1 e 4 °C) e constante. No entanto, no Mar Mediterrâneo a temperatura alcança 14 °C a 4.000 m e no Mar Vermelho foram registrados 21 °C a 2.000 m.

Os teores em oxigênio dissolvido são relativamente constantes no oceano profundo (5 mg/l abaixo de 2.000 m). Existem lentas correntes marinhas no fundo dos oceanos, que são causadas pela maré e o efeito de Coriolis, que resulta da rotação da Terra (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica). A alta pressão hidrostática, devida à pressão da coluna de água, que aumenta uma atmosfera a cada 10 m, provoca a compressão dos gases.

A maior parte do assoalho marinho profundo é coberta de lama depositada ao longo de milênios (ver Capítulo 4: Sedimentação Marinha). Essa camada de lama, formada de argila e elementos biogênicos (silício de diatomáceas, calcário de

foraminíferos e cocolitoforídeos), pode alcançar até 1.000 m de espessura. O substrato duro é escasso, ocorrendo somente em áreas íngremes, onde a lama não é retida, nas fontes termais ou em esqueletos de baleias.

7.3 A produção orgânica e a riqueza biológica no oceano profundo

Na ausência de luz não há fotossíntese. Logo, não há vegetais. A produção primária somente ocorre junto às fontes hidrotermais, em razão da ação de bactérias quimiossintéticas (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos).

Longe das fontes termais, a única fonte de energia é a matéria orgânica particulada (MOP) oriunda das camadas superficiais (**chuva orgânica**). Assim, o oceano profundo é um sistema alóctone, o que explica a baixa abundância e biomassa de animais comparativamente às camadas iluminadas. No sedimento, a macrofauna (tamanho > 0,5 cm) e a meiofauna (< 0,5 cm) têm composição similar ao sedimento das áreas mais rasas: poliquetas, moluscos bivalves e crustáceos, anfípodes e copépodes, nematódes e foraminíferos.

A fauna da planície abissal se caracteriza por espécies raras e de grande porte. O gigantismo é uma das características da fauna profunda. Assim, alguns organismos da macrofauna, comuns em ambientes costeiros, alcançam no oceano profundo porte tão grande que são classificados na megafauna, tais como anfípodes de 14 cm e isópodes de 50 cm. Na coluna de água, ou próximo ao fundo, ocorrem equinodermas (principalmente ofiuroides e holoturoides (*Ophiuridae* e *Holothuroide*), camarões e lagostas, além de peixes de morfologia e anatomia peculiares, incluindo corpo alongado, boca e dentes grandes, olhos globulosos e bioluminescência (Fig. 12.51).

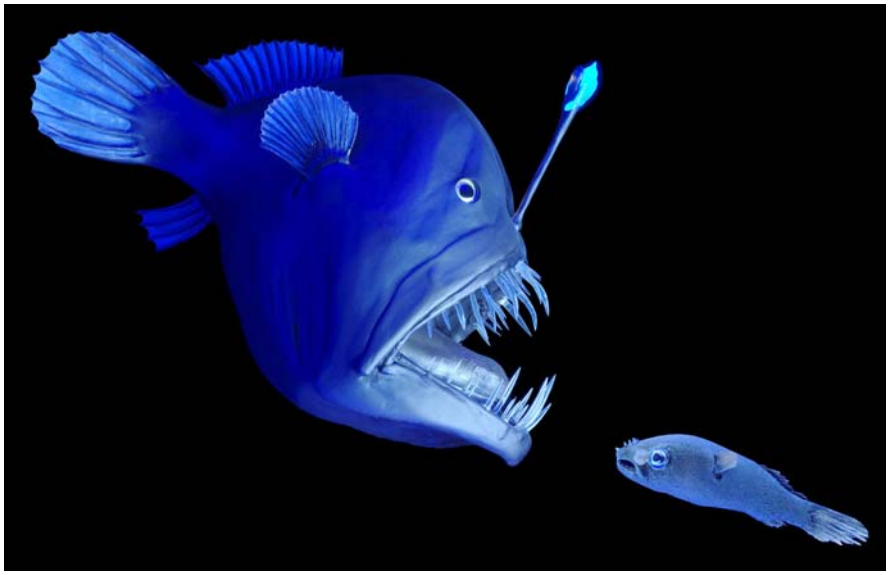


Figura 12.50 Peixe de grandes profundidades. [Fonte: <www.megarquivo.com>].

7.4 A bioluminescência dos organismos no oceano profundo

Uma característica frequente dos organismos de ambiente profundo é a sua capacidade de emitir luz, ou seja, ser bioluminescente. Já conhecido em terra (vaga-lume) e na camada eufótica dos oceanos (bactérias, dinoflagelados e peixes), o fenômeno de bioluminescência é muito mais frequente em águas profundas (90% dos organismos do oceano profundo são bioluminescentes). O papel desse fenômeno é ainda desconhecido. Entre as hipóteses para a finalidade da bioluminescência pode-se mencionar: atrair presas, afastar predadores e atrair parceiros sexuais.

BOX 12.10
A BIOLUMINESCÊNCIA

Praticamente todos os grupos taxonômicos, de dinoflagelados até peixes, têm elementos capazes de produzir luz, por si mesmos ou a partir de bactérias contidas em órgão chamado **fotóforo**. Dois elementos químicos são necessários para a emissão da luz, a luciferina e a luciferase, que catalisa a oxidação da luciferina. O resultado é a emissão de pulsos luminosos, geralmente de cor azul-verde.

7.5 As fontes hidrotermais

O uso de submersíveis e da hidroacústica, cada vez mais sofisticada, revelou os detalhes dos fundos oceânicos e a presença de fontes hidrotermais (ver Capítulo 3: Províncias Fisiográficas), áreas de elevada atividade tectônica, onde a água, permeando através da crosta até o magma, é reinjetada no oceano na forma de uma nuvem quente (> 300 °C), contendo minerais como sulfito, metano, manganês e outros.

Essas fontes ocorrem no eixo central dos oceanos, na falha tectônica provocada pela deriva dos continentes (cordilheiras meso-oceânicas). A primeira fonte hidrotermal foi descoberta em 1977, nas proximidades das Ilhas Galápagos.

Fontes hidrotermais constituem oásis de vida no meio dos oceanos profundos. A produção primária é sustentada por bactérias quimiossintéticas, que toleram temperaturas elevadas. Elas podem ser livres ou estar em simbiose no corpo dos outros organismos, proporcionando uma alta biomassa bentônica, dominada por organismos invertebrados de porte excepcional, tais como vermes (1 a 2 m de comprimento), moluscos bivalves (de até 20 cm) e crustáceos decápodes, além de esponjas e anêmonas (Fig. 12.52).

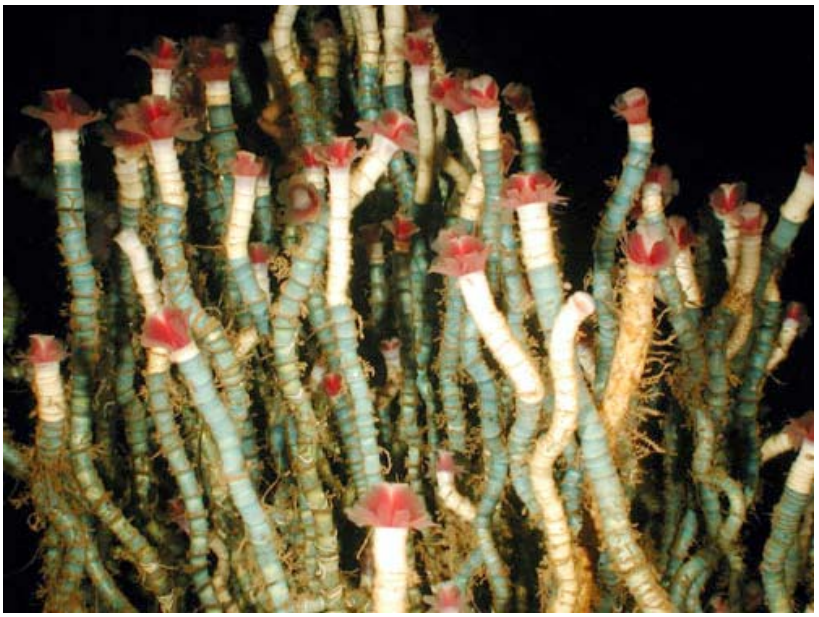


Figura 12.51 Colônia de vermes gigantes, alguns com 1,5 m.
[Fonte: <archive.noc.acad.uk>].

8 Regiões Polares

Os polos Sul (Antártica) e Norte (Ártico) constituem ecossistemas polares. São ambientes com condições extremas, que têm em comum a baixa temperatura, que nunca passa de 10 °C, mesmo no verão, uma espessa cobertura de gelo, que sofre derretimento parcial durante o curto verão, e fauna e flora peculiares, adaptadas às condições extremas (Fig. 12.53).



Figura 12.52 As regiões polares são delimitadas pelo Círculo Polar Ártico ao norte (latitude 66° 33' 44") e o Círculo Polar Antártico ao sul (latitude 66° 6' 10").
[Fonte: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Zona_polar>].

Essas duas regiões, no entanto, são bastante diferentes sob diversos aspectos. O Ártico é um oceano recoberto de gelo e cercado por continentes, enquanto a Antártica é um continente também coberto de gelo, mas cercado por oceanos.

8.1 O Oceano Ártico

O Oceano Ártico banha a Europa, a Ásia e a América do Norte, comunicando-se com o Oceano Pacífico através do Estreito de Bering e com o Oceano Atlântico desde a costa da Escócia até a Groenlândia. O Oceano Ártico está localizado na região polar, onde as temperaturas podem chegar a 50 ºC negativos. Mesmo assim, a temperatura da superfície do oceano é praticamente a mesma durante todo o ano, apenas um pouco superior a 0 ºC no verão e um pouco menos no inverno, quando o Oceano Ártico fica coberto pela banquisa, uma camada de gelo que pode chegar a 4 km de profundidade e 13 milhões de km² (FIG. 12.53a). Isso porque o Ártico não apresenta tantas variações de temperatura quanto o Oceano Antártico.



Figura 12.53 (a) Banquisa no Oceano Ártico; (b) paisagem de tundra e lagos durante o verão na Sibéria. [Fotos de Bryan e Cherry Alexander].

Apesar das condições extremas, as regiões continentais árticas estão longe de ser desérticas, apresentando grande diversidade vegetal e animal. A flora é representada principalmente por vegetais que formam a tundra, que recobre o **pergelissolo** (também conhecido como *permafrost*). Esse solo gelado impede os raios solares de penetrar, o que explica a ausência de árvores na tundra (FIG. 12.53b).

O encontro das correntes marinhas proporciona elevada riqueza em plâncton e *krill* nas águas do Oceano Ártico. Eles se concentram nas vizinhanças da banquisa, nos diversos canais entre os blocos de gelo, sendo a base alimentar de numerosos invertebrados.

Os mamíferos terrestres (urso polar e raposa polar) ou marinhos (focas, leões-marinhos e morsas), além das baleias que se alimentam do *krill*, são muito bem adaptados ao mundo ártico, tendo desenvolvido características de proteção que incluem pelos ocos, espessa camada de gordura e grande tamanho corporal (FIG. 12.54).



Figura 12.54 (a) Mamíferos terrestres, como o urso, ou marinhos, (b) como a foca-bebê e a (c) morsa, são bem adaptados à região polar ártica. [Fonte: (a) pt.wikipedia.org/wiki/Ursus.maritimus; (b) www.fondosgratis.mx/items/animales/otros/1358_foca-blanca; (C) www.maxisciences.com/morse/wallpaper].

Uma centena de espécies de aves vive nas regiões árticas, mas a maioria não é residente. Não há pinguins no Ártico, ao contrário da Antártica.

8.2 Antártica

O continente está situado na região polar austral, constituído por uma massa continental cercada pelo Oceano Antártico, formado pelo encontro das águas dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. É o quinto continente em extensão, com cerca de 14 milhões de km², recoberto por uma camada de gelo de 2.100 m de espessura média, que contém 90% de todo o gelo existente no mundo.

O clima da Antártica é o mais rigoroso do mundo. A temperatura média do mês mais quente é de 0 °C na costa e de -20 °C no planalto antártico. No mês mais frio foi

registrada a mais baixa temperatura da Terra (-88,3 ºC). A queda constante de neve e sua compressão deram origem à imensa calota de gelo compacto que avança pelo mar, formando a banquisa, da qual se destacam os *icebergs* tabulares (Fig. 12.55), característicos dos mares austrais. O clima polar austral gera ventos violentos, tempestades de neve e frequentes nevoeiros (*blizzards*). A região é um centro de altas pressões atmosféricas e irradia correntes de ar frio que atingem todo o hemisfério austral.



Figura 12.55 Iceberg tabular na Antártica. [Fonte: <web2.wzw.tum.de>].

A parte continental caracteriza-se por grande pobreza biológica. A vegetação se limita a alguns musgos e liquens. Apresentando maior adaptação ao intenso frio da Antártica, o pinguim-imperador frequenta as partes mais geladas do continente.

BOX 12.11
OCUPAÇÃO

No continente antártico o homem é quase inexistente. Não há população nativa, somente cientistas ocupando as estações estabelecidas durante o Ano Geofísico Internacional (1957-1958) e na vigência do Tratado da Antártica (1959-1991).

O Oceano Glacial Antártico, com limites imprecisos entre as latitudes 35º e 42º, é muito mais propício à vida. É rico em plâncton, primeiro elo de uma cadeia alimentar, incluindo abundância de peixes, baleias, focas e elefantes-marinhos.

8.3 O *krill*

Krill é o nome coletivo dado a um conjunto de espécies do zooplâncton da ordem Euphausiacea (Fig. 12.57). São importantes organismos que se alimentam de fitoplâncton e outros pequenos zooplânctons. No Oceano Antártico, uma espécie, o *krill* antártico (*Euphausia superba*), perfaz uma biomassa superior a 500 milhões de toneladas. Dessa biomassa, mais da metade é consumida todos os anos por baleias, focas, pinguins, lulas e peixes, sendo substituída graças ao seu crescimento e reprodução. O *krill* tem um papel central na rede trófica antártica como organismo-chave.



Figura 12.56 Aglomerado de *krill*. [Fonte: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Krill>].

BOX 12.12
A PESCA DO *KRILL*

A pesca comercial de *krill* é feita no Oceano Antártico e nas águas ao redor do Japão. É utilizado na aquicultura, como isca na pesca desportiva ou na indústria farmacêutica. No Japão, onde é conhecido como *okiami*, e na Rússia, o *krill* é usado para o consumo humano.

8.4 A vida no gelo

À medida que a temperatura da água cai com a proximidade do inverno, numerosos organismos microscópicos, desde vírus, bactérias e protistas até pequenos crustáceos, são retidos numa matriz de gelo semissólido. Diatomáceas penadas, por exemplo, podem alcançar grandes densidades, o que faz com que as paredes dos blocos de gelo tornem-se esverdeadas e a concentração de clorofila chegue a 1.000 μg/l.

Protistas heterotróficos e metazoários são também presos nos interstícios dos cristais de gelo, podendo alcançar de centenas a milhares de indivíduos por litro, e constituem uma fonte essencial de alimentos para os organismos do plâncton que estão na água. Eles pastam e predam em cima da camada superficial de gelo, aproveitando qualquer interstício, quebra recente do gelo ou o início do degelo. Até o *krill*, peça-chave na trofodinâmica dos ambientes polares, depende dessa fonte de alimento no gelo para manter suas populações em crescimento rápido.

8.5 Bentos

A maior proporção da fauna bêntica da plataforma antártica é composta de organismos sésseis filtradores, tais como esponjas, cnidários, briozoários, ascídias e equinodermas. Esses organismos podem se alimentar sobre um amplo espectro de partículas orgânicas, desde bactérias até zooplâncton de grande porte, cada espécie tendo adaptações para um determinado tamanho de partículas (Fig. 12.57).



Figura 12.57 Invertebrados no fundo do mar na plataforma antártica. [Fotos: Corbisier, Thaïs Navajas, e equipe (IOUSP)].

A dieta durante a primavera-verão é oriunda da elevada produção primária das águas e da sedimentação das partículas na coluna. No inverno, entretanto, sendo a produção primária praticamente nula, a hipótese mais provável para a dieta desses filtradores seria a ressuspensão dos sedimentos e o transporte por advecção lateral.

Diversas espécies de macroalgas (a alga parda *Laminaria solidungula* no Ártico e a alga vermelha *Palmaria decipiens* na Antártica) crescem em águas sazonalmente recobertas de gelo. São produtores primários muito eficientes em baixas luminosidades, tendo adotado uma estratégia de crescimento sazonal, para aproveitar ao máximo o curto período de luz dos meses de verão (Fig. 12.58).



Figura 12.58 Algas boiando nas águas antárticas (*Palmaria decipiens*). [Fonte: Incta ProAntar e Chuck Amster. < http://www.flickr.com/photos/92225804@N00/>].

8.6 Endemismo

A flora e fauna do Ártico e da Antártica são bastante diferentes, sendo a Antártica de 1,5 a 6 vezes mais rica em espécies e com maior grau de endemismo, principalmente de peixes (95% das espécies) e poliquetas (57%), além de macroalgas (30%, contra somente 5% no Ártico). O exemplo típico é a abundância de pinguins na Antártica e a sua total ausência no Polo Norte (Fig. 12.59).



Figura 12.59 Pinguins-rei (*Aptenodytes patagonicus*) na Antártica. [Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Pinguim].

Essa diferença no endemismo resulta do maior isolamento da Antártica, separada dos oceanos há 25 milhões de anos pela formação da corrente circum-antártica. O Ártico é mais sujeito à invasão de organismos do Pacífico e do Atlântico Norte.

Assim, por serem ricos em espécies endêmicas, os ecossistemas das regiões árticas e antárticas são frágeis. As espécies animais e vegetais, perfeitamente adaptadas às condições extremas, são muito sensíveis às perturbações ambientais ou à introdução de espécies exóticas. Esses ecossistemas são verdadeiros laboratórios naturais, permitindo estudar a resposta das populações às mudanças ambientais.

8.7 A presença do Brasil na Antártica

O Brasil enviou sua primeira expedição científica à Antártica em janeiro de 1983 e em setembro do mesmo ano foi admitido como membro do Conselho Consultivo do Tratado da Antártica. Em fevereiro de 1984 foi inaugurada a Estação Antártica Comandante Ferraz (esta estação sofreu um incêndio destrutivo e será substituída por uma nova, conforme o projeto da Fig. 12.60), dando início a expedições científicas anuais, que prosseguem até hoje, no âmbito do PROANTAR, sob a supervisão da Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (SECIRM).



Figura 12.60 Estação Antártica Comandante Ferraz. [Fonte: SECIRM].

Foto: CIRM/SECIRM



CAPÍTULO 13

Recursos Marinhos Vivos

José Angel Alvarez Perez, Jorge P. Castello e Paulo Cesar Oliveira Vergne de Abreu

1 Recursos Vivos

1.1 A pesca

A pesca é a ação de capturar organismos aquáticos. Assim como outros animais terrestres, o homem pesca para obter alimento. Ao longo da história da humanidade, entretanto, a pesca ganhou um significado mais amplo, sobretudo, por constituir uma das atividades primárias que originaram e sustentaram as sociedades que desenvolveram uma cultura própria.

O crescimento e o desenvolvimento tecnológico das populações humanas transformaram, ao longo do tempo, a atividade pesqueira, a qual adquiriu importante relevância social e econômica. A pesca diversificou-se em termos de práticas, força de trabalho e equipamentos de captura, ampliando sua atuação e deixando seu rastro (*footprint*) sobre todos os espaços marinhos, dos costeiros até o mar profundo e das águas tropicais até os mares polares. A atividade é responsável pela captura anual de cerca de 75 milhões de toneladas de peixes e invertebrados em todo o mundo, atendendo até 20% da demanda proteica *per capita* de 1,5 bilhões de pessoas.



Foto: Wagner Villela Marroni

Apesar da enorme dimensão e complexidade agregadas ao simples ato de capturar organismos aquáticos, a pesca manteve, através dos tempos, o caráter extrativista (é uma forma de caça aquática). Em outras palavras, originou-se e continua fundamentada na captura de organismos não cultivados, disponíveis no ambiente e regenerados por processos naturais. Depende, assim, da capacidade produtiva e do bom funcionamento dos ecossistemas marinhos. No entanto, na medida em que a atividade é realizada, geram-se impactos não intencionais, que podem modificar os ecossistemas aquáticos e, portanto, interferir na regeneração dos recursos pesqueiros e também nos outros serviços que esses ecossistemas oferecem ao homem.

1.1.1 A história da atividade pesqueira

Por cerca de 2,5 milhões de anos o homem teve uma existência nômade, sustentando-se da coleta de vegetais comestíveis e da caça de outros animais. Ao longo desse período, o homem coletor-caçador habitava a beira de rios, lagos e áreas litorâneas, onde moluscos e crustáceos apresentavam-se como proteína acessível, abundante e de relativo fácil acesso. Portanto, durante grande parte da Idade da Pedra (período Paleolítico entre 2,6 milhões e 50 mil anos atrás), o homem foi provavelmente um **coletor-caçador-pescador**.

Registros arqueológicos do homem pré-histórico (ver Box 13.1: O Homem Primitivo e a Pesca) indicam, a partir da identificação de arpões e anzóis feitos de madeira e ossos de animais, que esses artefatos parecem ter sido comuns entre os nômades, juntamente com a presença de pinturas, cerâmicas, ornamentos, adornos pessoais e as primeiras urnas funerárias. Esse conjunto de evidências caracterizou o

início do comportamento moderno do homem, momento em que passou a manifestar pensamento simbólico e cultura. Considera-se a pesca uma das atividades complexas associadas a esse comportamento.

Nos 20 a 30 mil anos seguintes apareceram à agricultura e o pastoreio, atividades que possibilitaram o surgimento de assentamentos humanos, vilas e cidades. Essa revolução ocorreu quase simultaneamente (entre 10 e 5 mil anos atrás) no Oriente Próximo, no nordeste da Ásia e na América, onde surgiram as primeiras civilizações (Assíria, Egito, Pré-Incaica e outras). Sabe-se, no entanto, que em regiões costeiras com grande abundância de organismos marinhos, a pesca pode ter tido o mesmo significado social. Por exemplo, na costa do Peru, uma das regiões mais ricas em vida marinha do planeta, registra-se o surgimento de civilizações altamente sofisticadas há 5 mil anos atrás, sustentadas apenas pelo produto da pesca (as civilizações Moche e Chimu, precursores dos Incas). Durante esse mesmo período, no Brasil, Uruguai e Argentina, o homem primitivo organizava-se em grupos sociais, alguns fortemente dependentes da pesca. Esses grupos deixaram registros de sua atividade pesqueira por todo o litoral, na forma de **sambaquis**, que são acúmulos de restos de esqueletos de peixes e moluscos.

Grandes rios e suas desembocaduras nos ambientes marinhos adjacentes foram ambientes preferidos para desenvolver a pesca. Assim, na Mesopotâmia, há mais de 2000 anos, pescadores atuavam no sistema fluvial e delta dos rios Tigre e Eufrates (atual Iraque), além do Golfo Pérsico. No Egito, registros da atividade pesqueira, concentrada no rio Nilo e seu delta, remontam há mais de 3 mil anos. No mar Mediterrâneo, os fenícios controlavam o comércio de pescado seco e salgado, fundando cidades costeiras com nomes pesqueiros, como Sídon (no atual Líbano), que significa **vila de pescadores**, e Málaga (na atual Espanha), que significa **lugar onde se seca o pescado**. A pesca, nesse mar, principalmente sobre atuns, foi realizada por Gregos e Romanos há pelo menos 1500 anos, com o uso de anzóis feitos de bronze e ferro, redes de vários tipos, lanças e arpões. Também mantinham estabelecimentos de processamento do pescado, onde se produzia o **garum**, uma conserva de peixe em salmoura, considerada o **sabor de Roma** e exportada para todo o império. Sua produção foi máxima nos dois primeiros séculos da era moderna.

Com a queda do Império Romano, o comércio e elaboração de produtos do pescado declinaram, fazendo com que a pesca na Europa, no início da Idade Média, fosse, em grande parte, de subsistência. A expansão do Cristianismo no continente, no entanto, aumentou a importância do pescado na dieta da população, já que o consumo de carne vermelha era proibido nos dias de penitência, que nesse período representavam quase a metade do ano. Na maior parte da Europa continental, o consumo de pescado complementava a emergente produção agrícola e era sustentado por espécies de água doce de rios e lagos. Nas regiões costeiras desse continente, bascos e escandinavos começaram a desenvolver, entre o século VI e IX DC, sua vocação marinheira,

iniciando, devido ao pequeno potencial agrícola de seus países, a exploração de recursos marinhos, como a baleia e o bacalhau (*Gadus mohrua*). Vikings desenvolveram o método de salgar o bacalhau, conseguindo assim estender seu consumo por até dois anos. Isso fez desse recurso à base alimentar das grandes viagens oceânicas e um comércio lucrativo em toda a Europa (bacalhau salgado foi até usado como moeda). Na Inglaterra medieval, o consumo de espécies de água doce declinou fortemente em torno do ano 1.000 D.C, com o súbito incremento das espécies marinhas, com destaque para o arenque (*Clupea harengus*) e o bacalhau. Esse período provavelmente marcou o início da intensa exploração dos recursos marinhos na Europa, impulsionada pela crescente demanda de alimentos das populações dos centros urbanos, em rápida expansão, e também pelo esgotamento e degradação ambiental dos rios e lagos nesse continente (por exemplo, desflorestamento, erosão de solos e represamento de rios).

O desenvolvimento da pesca marinha na idade moderna confunde-se com o advento das grandes navegações oceânicas, que resultaram na descoberta de América e no processo de expansão colonial. Grande parte desse processo foi associada ao desenvolvimento de embarcações de maior capacidade de navegação em mar aberto, motivado pela busca de baleias, bacalhau e outras espécies marinhas. Os Vikings (ver Capítulo 1: As Ciências do Mar; Fig. 1.4) foram os primeiros a encontrar áreas de pesca no entorno da Ilha de Terranova, na costa do atual Canadá, no século XI, e é possível que pescadores bascos já pescassem nessa região antes da viagem de Colombo à América, em 1492. Entre os séculos XVI e XVIII a Inglaterra, Espanha, Portugal e França empreendiam campanhas à Terranova e seus vastos bancos de pesca, suprindo a Europa com centenas de milhares de toneladas de bacalhau salgado, provenientes do **novo mundo**. Enquanto isso, no Mar do Norte (Atlântico Nordeste), Holanda e Inglaterra travavam verdadeiras guerras pelo estabelecimento de pescarias de arenque e pelo monopólio do comércio dessa espécie salgada nos mercados europeus. No Caribe, o bacalhau salgado proveniente do Atlântico Norte sustentava a força escrava responsável pela produção de açúcar, tabaco e rum, ao mesmo tempo em que era também usado como moeda de troca (escambo) no comércio de escravos. Inquestionavelmente, a pesca pré-industrial já se apresentava como uma atividade globalizada e, em grande parte, administrada por organizações empresariais.

Na segunda metade do século XIX, a atividade pesqueira toma novos rumos com o advento da produção de gelo picado e do motor a vapor, inventado em 1770. O primeiro permitiu uma permanência maior no mar e, o segundo, impulsionar embarcações cada vez maiores e que operavam redes de arrasto. Entre 1860 e 1880 aparecem os primeiros barcos arrasteiros a vapor, com em torno de 14 tripulantes, que eram capazes de capturar o mesmo que 80 veleiros tripulados por 600 pescadores. Em paralelo, o desenvolvimento da malha ferroviária possibilitou, junto com o gelo, a distribuição de pescado resfriado a centros consumidores distantes da costa. Com isso, o aumento da demanda impulsionou o processo de industrialização da pesca e sua realização por empresas capitalistas. Já no século XX, desenvolvimentos tecnológicos

oriundos das grandes guerras mundiais impulsionaram ainda mais a indústria pesqueira, com destaque para os motores a diesel, nas décadas de 1930-1940, e das fibras sintéticas de alta durabilidade e resistência, além de sistemas de navegação e detecção de cardumes (por exemplo, ecossondas, sonares), nas décadas de 1950-1960.

Em várias regiões do planeta, os recursos costeiros mostravam graves sinais de esgotamento, razão pela qual alguns países investiram em frotas de "altura", preparadas para pescarem em águas produtivas e pouco exploradas, muitas vezes distantes dos seus portos de origem. Japão, ex-União Soviética e Espanha desenvolveram modelos de expansão baseados na construção de grandes **navios-fábrica**, capazes de capturar e processar o pescado durante longas viagens e de ocupar vastas áreas de pesca, principalmente no Atlântico Norte e Sul, Oeste africano (costa do Marrocos e da Namíbia), Pacífico noroeste e sudoeste (Mar de Bering e costa do Peru, respectivamente), até o Oceano Antártico. Foi o período de maior expansão das capturas em nível mundial e também aquele onde o oceano começou a mostrar evidentes sinais de exaustão, além de drásticas mudanças em seus padrões de diversidade biológica, o que têm ameaçado o futuro da maior atividade extrativista realizada pela humanidade em toda a sua história, bem como seus benefícios econômicos e sociais.

BOX 13.1
O HOMEM PRIMITIVO E A PESCA

A pesca, junto com a caça de animais terrestres e coleta de frutos, é uma das atividades mais antigas, que remonta os albores da humanidade. O homem primitivo encontrou nos recursos aquáticos de água doce e marinhos uma fonte de proteínas para seu sustento. Existem registros arqueológicos que mostram que a pesca e coleta de animais marinhos costeiros, como abalones, moluscos bivalvos (ostras, mexilhões, lapas) e peixes já eram capturados por povoações assentadas nas margens do litoral marinho.

Até pouco tempo atrás se acreditava que essa atividade datava de 30 a 35 mil anos atrás. No entanto, descobertas recentes na África do Sul identificaram uma gruta chamada Blombos, na encosta de um penhasco que paira sobre o oceano Índico, próximo ao Cabo das Agulhas (Fig. 13.1), que foi usada por um antigo povo costeiro que explorou moluscos e peixes.

O notável dessa descoberta é que as conchas de moluscos encontradas no local foram datadas com uma idade de 75 mil anos. A caverna também guarda registros de arte primitiva sobre as paredes e em fragmentos de conchas de abalone e ossos. Junto a eles foram achados instrumentos de pedra, ossos e conchas, que foram datados em até 70 mil anos de idade (Dybas, 2013).

BOX 13.1

Na América do Sul, sobretudo no lado Atlântico, povos tupis deixaram montes ou montículos essencialmente formados por restos de conchas de moluscos, ossos de peixes e também cerâmica fragmentada e restos humanos. Esses montículos são conhecidos como sambaquis (palavra de origem tupi-guarani, onde tamba = concha e ki = depósito) ou *concheiros*. Alguns deles têm grandes dimensões, como o encontrado no litoral de SC em Garopaba (Fig. 13.2). Estima-se que os sambaquis tenham-se originado a cerca de seis mil anos atrás e teriam sido abandonados antes da chegada dos portugueses, em 1500. Os restos de peixes que puderam ser identificados mostram que a maioria das espécies capturadas era costeira. No entanto, também foram identificados ossos de garoupas, que é uma espécie de profundidade. Este fato estaria indicando que aqueles homens eram capazes de navegar e remar em embarcações hoje perdidas.



Figura 13.1 Ilustração da entrada da gruta de Blombos, na África do Sul [Foto de Haaland, M].



Figura 13.2 Sambaqui de Garopaba (Jaguaruna, SC), com cerca de 300 m de comprimento e 30 m de altura
[Fonte: Prefeitura Municipal de Jaguaruna, SC].

1.1.2 O que motiva a pesca nos dias de hoje?

O homem pesca para se alimentar, para vender o pescado ou para recreação. Chama-se de **pesca de subsistência** aquela realizada para obtenção e consumo direto do alimento. Este tipo de pescador pode, eventualmente, trocar ou comercializar parcelas do pescado capturado e utilizar embarcações, atuando em áreas restritas e com métodos rudimentares. Essa atividade é à base da sobrevivência de numerosas comunidades tradicionais litorâneas ou estuarinas em todo o mundo e sua capacidade de produção, embora difícil de dimensionar, pode ser significativa.

A pesca comercial visa o lucro e geração de renda. É uma atividade diversificada, envolvendo uma variedade de realidades culturais, escalas econômicas, potenciais produtivos e impactos ambientais. São reconhecidos dois estratos de **pesca comercial**, designados de **pequena escala**, também chamada de **artesanal** ou **tradicional**, e de **larga escala**. As pescarias de pequena escala operam com métodos de pesca rudimentares e com baixo poder de captura (pequenas redes, linhas de mão, coleta manual e outros). Pescadores dessa categoria utilizam embarcações com deslocamento limitado e pouca ou nenhuma conservação do pescado. Operam em áreas costeiras, próximas das comunidades onde residem. Suas capturas são descarregadas em locais de baixa infraestrutura, como pequenos atracadouros, ou mesmo praias, e suprem um comércio local ou regional de produtos *in natura*.

A pesca de larga escala utiliza embarcações de maior porte, com elevada capacidade de deslocamento, sistemas de conservação de pescado e longa autonomia no mar. As embarcações estão pouco vinculadas a um porto de origem, atuando em amplas áreas. Operam com métodos de pesca mecanizados de alto poder de captura e processam o pescado em diferentes níveis, desde o simples evisceramento e fileteamento até a produção de conservas (salga, salmoura, defumação, enlatamento e outros) e estratos nutritivos (óleos, farinha de peixe, *surimi*, etc...). O produto da pesca industrial, pelo seu maior volume e processamento, é direcionado ao mercado regional, nacional e internacional, podendo ter um papel de destaque no comércio pesqueiro de muitos países.

Uma comparação da pesca de pequena e larga escala no mundo indica que ambas tendem a produzir volumes similares de pescado para consumo humano (15 a 40 milhões de toneladas/ano). A pesca de pequena escala tem grande importância social, empregando 100 a 300 vezes mais mão de obra do que a pesca de larga escala. Já a remuneração de um trabalhador na pesca de larga escala pode ser 100 a 1.000 vezes maior do que na pesca de pequena escala. Por ser muito mais mecanizada, a pesca industrial tende a consumir anualmente 7 a 14 vezes mais óleo diesel (14 a 19 milhões de toneladas) que a atividade de pequena escala. Pesca recreativa (ou esportiva) é aquela motivada pelo lazer. Esta atividade é intensa em vários países (EUA, Canadá, UE, etc.) e sustenta uma economia importante, apoiada essencialmente nos serviços turísticos a ela associados.

BOX 13.2
OS TIPOS DE PESCA NO BRASIL, SUA IMPORTÂNCIA SOCIAL E ECONÔMICA

A pesca artesanal (pequena escala) e a industrial desempenham importante papel na matriz de produção pesqueira no Brasil. Até 2010 estimava-se que a pesca artesanal fosse responsável por 61% da produção desembarcada. Quando se analisa a distribuição geográfica das modalidades se percebe a existência de um gradiente latitudinal, com predomínio da pesca industrial nas regiões sul e sudeste e o crescimento da importância da artesanal com a diminuição da latitude. A Tab. 13.1 apresenta uma comparação entre as duas modalidades de pesca.

Tabela 13.1 Quadro comparativo das diferentes características da pesca artesanal e industrial.

Característica	Artesanal	Industrial
Número de pescadores	Alto	Baixo
Tipo de empreendimento	Individual ou familiar; em geral, usando embarcação de pequeno porte	Comercial, Empresarial usando embarcação de médio e grande porte
Áreas de atuação	Estuários, costas, baias	Plataforma costeira, talude, oceano
Duração viagens	Breves	Longas
Nível de esforço	Baixo	Alto
Tecnologia	Baixo	Alto
Destino da produção	Subsistência/pequena escala comercial	Comercial/grande escala
Produção por unidade de operação	Menor	Maior
Consumo de combustível	Nulo ou Baixo	Alto
Produção por unidade de energia	Alta	Média a Baixa
Eficiência de captura	Menor	Maior
Relação de trabalho	Informal ou autônoma	Formal
Investimento de capital	Pequeno	Grande
Peso político	Baixo ou nulo	Alto

Dados oficiais do Ministério da Pesca e Aquicultura (MPA) indicam que em 2011 existiam aproximadamente 970 mil pescadores artesanais e 40 mil industriais registrados no Brasil. A Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) avalia que existam em todo o mundo dezenas de milhões de pescadores e que essa atividade fornece emprego a várias dezenas de milhões mais.

BOX 13.2

A pesca artesanal representa 90% de todos os empregos no setor pesqueiro mundial e fornece 45% da produção total.

O consumo *per capita* de pescado no Brasil (incluído o consumo de peixes de água doce) é de 6,8 kg/hab/ano, embora na região Amazônica chegue a 23 kg/hab/ano. Organismos internacionais, como a Organização Mundial da Saúde (OMS) e a FAO, recomendam um consumo de 12 Kg/hab/ano.

O setor pesqueiro extrativo (continental e marinho) representa anualmente 0,4% do Produto Interno Bruto (PIB) do país. Quando são consideradas as cadeias produtivas em sua totalidade, esse percentual atinge 2% do PIB nacional.

1.1.3 O que são recursos pesqueiros?

Uma operação de pesca com redes ou anzóis traz à tona um conjunto de organismos marinhos vulneráveis à ação desses aparelhos. Coletivamente esse conjunto é chamado de captura. Mas, em meio a essa captura, o que se pode considerar um **recurso pesqueiro**?

Recursos pesqueiros podem ser definidos como organismos aquáticos cuja captura gera benefícios para o homem (alimento, renda, recreação). Três atributos (abundância, valor e disponibilidade) estão presentes na sua definição. Assim, recursos pesqueiros marinhos incluem organismos que ocorrem na natureza em abundância, o que permite capturas volumosas. A renda gerada por esses organismos para o homem é também um requisito que determina o valor, que, numa pescaria comercial, é expresso pelo preço que atinge no mercado (valor econômico). Muitas vezes a elevada abundância de um recurso implica num baixo valor por quilo capturado. Já o elevado valor econômico de certos organismos pode credenciá-los como recursos pesqueiros, ainda que sejam pouco abundantes no mar. Por exemplo, o valor econômico de pequenos peixes pelágicos, como as sardinhas e anchovetas (Famílias Clupeidae e Engraulidae, respectivamente), é normalmente baixo. No entanto, grandes pescarias são direcionadas a esses recursos no mundo todo, devido a sua grande abundância e ao rendimento obtido pelas volumosas capturas que eles sustentam. Em contraste, pescarias de crustáceos, como lagostas e caranguejos, geram capturas comparativamente muito menores, devido à reduzida abundância. Contudo, elas podem ser muito lucrativas, pois as menores capturas são compensadas pelo alto valor de mercado.

Um recurso pesqueiro deve estar disponível aos pescadores, isto é, concentrar-se em uma área ou período do ano onde sua captura é possível do ponto de vista

tecnológico e econômico. Organismos que se concentram em áreas profundas, pouco acessíveis aos aparelhos de pesca, ou que requerem elevados custos operacionais, podem não constituir recursos pesqueiros, ainda que sejam abundantes ou valiosos. Assim, nem tudo o que se captura constituem recursos pesqueiros. Mas é possível qualificar peixes, crustáceos e moluscos como tal, em função de atributos (abundância, valor e disponibilidade) e do papel que representam na sustentação econômica da atividade.

Os recursos pesqueiros presentes em uma captura dependem da arte de pesca empregada e da vulnerabilidade das espécies a essa arte. Assim, junto com as espécies-alvo da pescaria, outras também compõem a captura, pois os organismos integram comunidades faunísticas e assembleias. Por essa razão, as capturas raramente são monoespecíficas, o que leva o pescador a aperfeiçoar suas operações visando maximizar a captura dessa(s) espécie(s). Isso envolve o conhecimento de áreas e épocas mais propícias e, principalmente, o uso de artes de pesca que mais se adéquem ao comportamento desses organismos.

Seletividade de uma arte de pesca é a capacidade para capturar apenas a(s) espécie(s)-alvo em um determinado hábitat marinho, sem afetar outros organismos também presentes nesse ambiente. Assim, artes pouco seletivas geram capturas das espécies-alvo e de certa quantidade de espécies não visadas, que integram a denominada fauna acompanhante. Em contraste, usando aparelhos de pesca muito seletivos, a fauna acompanhante (indesejada) na captura pode ser reduzida. Uma parte da fauna acompanhante, integrada por espécies que não são alvos, pode, contudo, possuir algum valor comercial. Essa é a chamada captura incidental que, eventualmente, pode ser retida para comercialização juntamente com a(s) espécie(s)-alvo. Outra fração da fauna acompanhante é composta por organismos sem valor momentâneo, que serão devolvidos ao mar como rejeito ou descarte da captura. Na captura descartada pode haver indivíduos da(s) espécie(s)-alvo da pescaria, que ainda não atingiram os tamanhos mínimos aceitos pelo mercado.

É importante notar que os atributos da espécie-alvo, fauna acompanhante, captura incidental e descarte são dinâmicos, ou seja, variam com o tempo, assim como os atributos dos recursos pesqueiros (abundância, valor e disponibilidade). Dessa forma, ao longo da história de uma pescaria, uma espécie-alvo pode, por exemplo, ter sua abundância muito reduzida, ao ponto de não se justificar mais como um recurso pesqueiro. Por outro lado, uma espécie da fauna acompanhante, historicamente rejeitada, pode adquirir valor comercial, devido às novas tendências e demandas do mercado consumidor, passando a condição de espécie-alvo e justificando o desenvolvimento de uma pescaria monoespecífica.

Os recursos pesqueiros marinhos são classificados de acordo com seu hábitat preferencial. Recursos pelágicos referem-se a organismos que vivem na coluna de água, normalmente próximos da superfície do mar, onde se alimentam e completam seu ciclo de vida. São importantes recursos pelágicos peixes das famílias Clupeidae (sardinhas), Engraulidae (manjubas, anchoitas), Scombridae (cavalinhas e atuns), lulas

(cefalópodes) e alguns tubarões (elasmobrânquios). Sardinhas, manjubas e anchoitas são espécies forrageiras, isto é, alimentam-se de organismos do plâncton (fito ou zooplâncton) e, portanto, posicionam-se próximos da base da cadeia trófica do ambiente pelagial marinho. Isso faz com que sustentem grandes populações e, consequentemente, grandes pescarias, além de servirem de alimento (presas) para muitos predadores de nível superior, incluindo outros peixes, aves marinhas e mamíferos marinhos (baleias, golfinhos, leões marinhos e outros). Alguns predadores pelágicos, como os atuns e espadartes (predadores de topo do ecossistema), também são valiosos recursos pelágicos, sustentando pescarias oceânicas no mundo todo.

Os recursos demersais incluem organismos que também vivem na coluna de água, porém próximos do fundo, onde encontram sua principal fonte de alimento. Recursos demersais são muito diversos, mas merecem destaque os peixes das famílias Gadidae (bacalhaus), Merlucidae (merluzas), Scienidae (corvinas, pescadas), Aridae (bagres) e Sparidae (pargos e sargos). Tubarões, arraias e algumas lulas e polvos também constituem recursos demersais. São organismos carnívoros, que têm uma dieta baseada em crustáceos, moluscos e outros invertebrados bentônicos, além de peixes.

Os recursos bentônicos são aqueles que vivem sobre o fundo dos ambientes marinhos (constituído por vários substratos, como areia, lama, rochas ou corais e suas combinações) e apresentam pouca ou nenhuma mobilidade. Crustáceos, como camarões, caranguejos e lagostas, são importantes recursos bentônicos, assim como moluscos bivalves (ostras e mexilhões) e alguns gastrópodes. Peixes das Ordens Pleuronectiformes (linguados) e Lophiiformes (peixes-sapo) também podem ser classificados como recursos bentônicos. Alimentam-se principalmente de detritos orgânicos depositados sobre o fundo ou de invertebrados bentônicos.

Um segundo critério de classificação dos recursos pesqueiros agrupa os recursos pelágicos, demersais e bentônicos que habitam as áreas próximas da costa e sobre a plataforma continental na categoria recursos costeiros ou neríticos. Em contraste, recursos oceânicos são aqueles distribuídos nas regiões pelágicas e de mar profundo, além do limite das margens continentais. A grande maioria dos recursos pesqueiros da atualidade pode ser considerada costeira (90% da produção mundial), visto que essas são as áreas de maior produtividade biológica do ambiente marinho. Contudo, existem importantes recursos oceânicos como os atuns (Família Scombridae).

BOX 13.3
PRINCIPAIS RECURSOS PESQUEIROS MARINHOS NO BRASIL

As águas do mar brasileiro são tropicais, sub-tropicais e temperadas quentes, o que propicia alta diversidade de espécies de peixes ósseos, elasmobrânquios, crustáceos

BOX 13.3

e moluscos. Essa diversidade é maior no norte e menor no sul. Em sentido oposto, a abundância (biomassa) aumenta do norte para o sul.

As águas marinhas do Brasil foram divididas em quatro grandes regiões e, para cada uma delas, foram indicadas as principais espécies capturadas e as principais artes de pesca empregadas (Tab. 13.2), com ênfase na pesca industrial. Há, ainda, um grande número de artes, embarcações e recursos artesanalmente explotados, que não são aqui considerados.

Tabela 13.2 Síntese dos principais recursos pesqueiros (apenas nomes vulgares) por regiões do país, embarcações, artes empregadas e referência às respectivas figuras.

Artes	Regiões do Brasil			
	N	NE	SE	S
Arrasto simples (Fig. 13.3.a) e parelha (Fig. 13.3.b e 18.39-40)	Piramutaba, camarões	Camarões	Camarões corvina-branca, pescada, pescadinha, pargo, etc.	Camarões, corvina-branca, pescada, pescadinha, pargo, etc.
Arrasto de tangones (Fig. 13.3.c)		Camarões	Camarões, linguados	Camarões, linguados
Armadilhas (Figs. 18.34-36)	Várias espécies de peixes	Lagostas	Polvos	Pargo-rosa
Emalhe (Fig. 13.3.d e 18.33)	Pescada amarela, serra, pescada-gó	Tainha, bagre, manjuba, lagostas	Tainha, corvina-branca	Tainha, corvina-branca
Espinhel de fundo	Várias espécies de peixes demersais		Peixe-sapo, tubarões	Peixe-sapo, tubarões
Espinhel de superfície	Tubarões, albacoras (de lage, branca, bandolim), peixe-espada, cavalas	Tubarões, albacoras (de lage, branca, bandolim), peixe-espada, cavalas	Tubarões, albacoras (de lage, branca, bandolim), peixe-espada	Albacoras (de lage, branca, bandolim), peixe-espada
Cerco, traineira (Fig. 13.3.e e Fig. 18.37)			Sardinhas, corvina-branca, tainhas, bonito-listrado	Anchova, corvina-branca, tainhas, bonito-listrado
Linha	Pargo e outras espéceis demersais	Pargo, garoupa, carangídeos	Garoupa, meros	Garoupa, meros
Corrico		Albacorinha, cavala		
Coleta Manual, catadores	Carangueijos	Carangueijos, sururú		

BOX 13.2



Figura 13.3 Diferentes embarcações da pesca industrial; (a) de arrasto de fundo; (b) pesca com rede emalhe; (c) pesca de cerco (traineira) levando um bote auxiliar ou panga; (d) de arrasto de fundo com tangones; (e) de arrasto de fundo em parelha . [Fonte: HAIMOVICI et al., 2006].

1.2 Onde se pesca?

Denominam-se áreas de pesca os espaços marinhos ocupados pela atividade pesqueira. A pesca costeira engloba as pescarias desenvolvidas nos ambientes estuarinos e lagunares (pesca estuarino-lagunar), além de áreas litorâneas, como praias e planícies de maré. Esses ambientes comumente estão associados a ecossistemas produtivos, como marismas, manguezais e pradarias submersas (ver Capítulo 12: Ambientes Marinhos), os quais podem sustentar importantes concentrações de camarões, caranguejos e bivalves,

além de diversas espécies de peixe. Muitas pescarias estuarino-lagunares ou litorâneas são de subsistência ou de pequena escala, sendo, devido à proximidade de concentrações urbanas, sensíveis à poluição e à degradação ambiental associada ao uso dos ambientes costeiros e do desenvolvimento industrial e agrícola (ver Capítulo 12: Ambientes Marinhos e 16: Meio Ambiente Marinho e Impactos Antrópicos).

A pesca costeira também inclui as pescarias desenvolvidas nos espaços delimitados pelas plataformas continentais (pesca de plataforma), ambientes particularmente produtivos dos oceanos, que recebem contribuição permanente de nutrientes das zonas costeiras e abrigam vários processos físico-químicos (sistemas oceanográficos), responsáveis pelo aumento da produção biológica (fitoplâncton e zooplâncton) e pela sustentação de importantes concentrações de organismos pelágicos, demersais e bentônicos. São ambientes pouco profundos (150-200 m) e planos, normalmente cobertos por sedimentos moles e relativamente próximos da costa. Plataformas continentais, portanto, são áreas ricas em recursos pesqueiros e acessíveis ao desenvolvimento de diversos métodos de pesca, que historicamente têm abrigado as principais pescarias de larga escala do mundo. A produção pesqueira de muitos países está fortemente vinculada à extensão e produtividade de suas plataformas continentais, que em alguns casos estendem-se além dos limites das Zonas Econômicas Exclusivas (ZEEs) (ver Capitulo 17: Espaço Marítimo Brasileiro) e constituem importantes áreas internacionais de pesca (por exemplo: Mar do Norte, na Europa; Grandes Bancos, no Atlântico Norte; Mar Patagônico, entre Argentina e Ilhas Malvinas).

A pesca oceânica está associada a recursos que habitam os grandes espaços pelágicos e bentônicos além das margens continentais. A maior parte desses espaços situa-se em águas internacionais, também chamados de alto mar, que correspondem às áreas fora das ZEEs dos países costeiros. Frequentemente, as pescarias oceânicas atuam sobre recursos pesqueiros migradores (atuns, lulas e baleias) compartilhados por várias nações. Esses recursos distribuem-se nas primeiras centenas de metros da coluna de água e podem se movimentar através de oceanos inteiros (atuns).

A pesca oceânica demersal ou pesca de mar profundo desenvolve-se sobre recursos demersais e bentônicos (peixes e crustáceos) que habitam áreas profundas, além das plataformas continentais. Atualmente, a operação de aparelhos de pesca demersal está limitada tecnologicamente a 1.000-2.000 m de profundidade. Desta forma, os principais espaços ocupados pela pesca de mar profundo localizam-se sobre o talude continental (200-2000 m) e montes submarinos, que se elevam do assoalho oceânico até essas profundidades.

1.3. Como se pesca?

A variedade de aparelhos de pesca e formas de pescar é quase tão diversificada quanto às pescarias existentes e seus recursos. Apesar dessa variedade, os métodos de pesca seguem linhas gerais de atuação definidas pelo habitat das espécies-alvo e pelas

áreas de pesca. Segundo essas linhas, é possível atribuir a cada método de pesca padrões de seletividade das espécies-alvo e uma capacidade maior ou menor de **perturbar** fisicamente o ambiente onde são utilizados. A compreensão desses atributos é relevante para uma avaliação completa do impacto gerado por uma pescaria sobre sua(s) espécie(s)-alvo, sobre os outros organismos componentes das áreas de pesca e também nos ecossistemas como um todo.

A maior parte dos métodos de pesca hoje utilizados (ver Capítulo 18: Instrumentação Oceanográfica) pode ser agrupada em cinco linhas básicas de atuação, a saber:

A **linha-e-anzol** tem como fundamento a atração de peixes a partir do uso de uma isca presa ao anzol. Linhas-de-mão e varas de pesca são variações rudimentares dessa linha, muito utilizadas nas pescarias de subsistência, de pequena escala e recreativas. Os espinhéis (ou *longlines*) são adaptações do método para a captura em larga escala de recursos pelágicos (espinhel-de-superfície) e demersais (espinhel-de-fundo).

Armadilhas têm como princípio o **direcionamento** de peixes e crustáceos para o interior de uma estrutura, da qual é impossível se libertarem. Esse direcionamento ocorre pelo poder de atração de uma isca ou pelo posicionamento do aparelho no **caminho** usual dos organismos em seus habitats. Existem inúmeros tipos de armadilhas utilizadas normalmente para pesca em pequena e grande escala de recursos demersais costeiros e de mar profundo.

As **redes de emalhe** são estendidas de forma a interromper o deslocamento de peixes, que acabam emalhados (presos através de abertura interna da malha da rede) pela sua cabeça, brânquias ou corpo. Alguns organismos podem ficar emaranhados pelos dentes, espinhas das nadadeiras ou outras protuberâncias do corpo. Redes de emalhe podem ser utilizadas na pesca pelágica, quanto são mantidas flutuando em diferentes profundidades da coluna de água (redes de deriva), ou podem ser ancoradas sobre o fundo, para a captura de peixes demersais e bentônicos.

A **pesca de arrasto** utiliza redes cônicas, que são tracionadas por embarcações (arrasteiros), levando para seu interior peixes e outros organismos dispostos em seu caminho. Chama-se **boca** a abertura anterior da rede de arrasto, que se mantém aberta na medida em que a rede é tracionada. A captura que entra através da boca da rede é concentrada na sua extremidade posterior ou **saco**. Existem redes de arrasto pelágicas, mas o método é principalmente empregado para a pesca demersal e bentônica em áreas costeiras, plataforma continental e mar profundo.

O **cerco** envolve a detecção prévia de um cardume de peixes, que na sequência é contornado pela embarcação (traineira), que estende ao seu redor

uma rede, de grande altura e malhas finas, puxada por uma pequena embarcação auxiliar. Após a conclusão do cerco, o lado da rede voltado para o fundo do oceano é fechado, formando um **copo**, que é recolhido para a embarcação, trazendo o cardume para a superfície. Este é um método fundamentalmente utilizado para recursos pelágicos nas plataformas continentais e regiões oceânicas.

Aparelhos de pesca que envolvem o uso de linha-e-anzol, armadilhas ou emalhe são classificados como métodos passivos de pesca, pois operam de forma fixa ou estática e requerem pouco ou nenhum uso de energia mecânica. Redes de arrasto e de cerco são métodos ativos de pesca, que só capturam quando movimentados, implicando em apreciável gasto de energia. Redes de arrasto são consideradas aparelhos de baixa seletividade, sendo capazes de capturar, além das espécies-alvo, uma grande quantidade de organismos em seu caminho. Quando utilizadas sobre o fundo do oceano têm maior capacidade de remover o substrato (areia, lama, rochas, etc.), perturbando os habitats bentônicos de forma significativa. Essa capacidade também se apresenta em espinhéis e armadilhas, quando operados sobre o fundo.

2 A Produção Pesqueira no Mundo e no Brasil

A produção pesqueira envolve todo o suprimento de pescados gerado em algum espaço geográfico (região, país, oceano, etc.) durante algum intervalo de tempo. Esse suprimento normalmente é expresso em biomassa (peso total em toneladas, kg, ou outro) e é constituído por contribuições geradas pela pesca e aquicultura no mar (pesca + maricultura) (ver Capitulo 15: Maricultura) e em água doce (pesca + aquicultura continental).

A produção da pesca marinha representa a biomassa total de peixes e invertebrados disponibilizada pela atividade pesqueira realizada nas áreas costeiras e oceânicas. Origina-se da captura total obtida por essa atividade numa determinada área e período de tempo. Mas nem tudo o que se captura é disponibilizado para consumo, ou seja, torna-se produção pesqueira. Uma parcela da captura é devolvida morta ao mar, do convés das embarcações, logo após as operações de pesca, e jamais chega aos portos de desembarque de pescado. Essa parcela, chamada descarte, tem representado cerca de ¼ da captura total retirada dos oceanos. Outra parcela não contabilizada na produção pesqueira refere-se às capturas não registradas por órgãos administrativos, seja pela ineficiência de um sistema de monitoramento dos desembarques pesqueiros numa região, seja por constituírem capturas geradas pela pesca realizada em contravenção a leis existentes (pesca ilegal) ou em áreas onde não existe regulamentação nenhuma (pesca não regulada). Internacionalmente essa pesca é denominada pela sigla IUU que, em inglês, significa **ilegal**, **não-reportada**, **não-regulamentada** (*ilegal, unreported, unregulated fishing*). Estima-se que capturas IUU ocorram em todas as pescarias, podendo representar frações significativas em algumas delas.

BOX 13.4
POR QUE O BRASIL NÃO É O PERU?

Nos últimos anos, a produção brasileira de pescado marinho (FIG. 13.4 a e b) vem oscilando em torno de 500 mil ton, ocupando a 24ª posição nas capturas mundiais, que em 2011 chegaram a 78,9 x 10^6 ton (FIG. 13.5). Frente a essa cifra modesta, é frequente que o público leigo acredite que o país deveria produzir muito mais. Assim, costuma-se associar a extensão do litoral (aproximadamente 8.500 km) e da Zona Econômica Exclusiva (3,6 x 10^6 km^2) com abundância de recursos vivos. Segundo esse argumento popular, o Brasil deveria ter mais produção pesqueira que o Peru (7 x 10^6 ton) ou o Chile (4 x 10^6 ton) (informações de 2011). No entanto, como já relatado em capítulos anteriores, a riqueza de recursos pesqueiros marinhos está associada com a capacidade de produção biológica do ecossistema marinho.

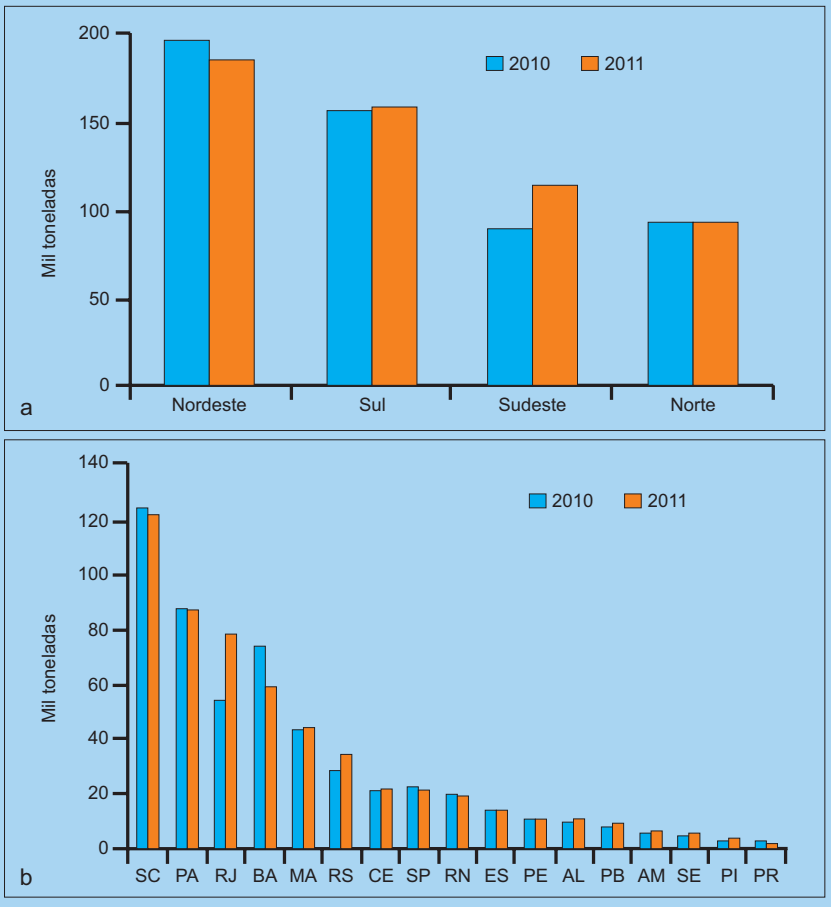


Figura 13.4 (a) Produção pesqueira marinha em 2010 e 2011 por regiões do país e (b) pelos 17 estados litorâneos. [Fonte: <http://www.mpa.gov.br/images/Docs/Informacoes_e_Estatisticas/Boletim%20MPA %202011FINAL3.pdf>].

BOX 13.4

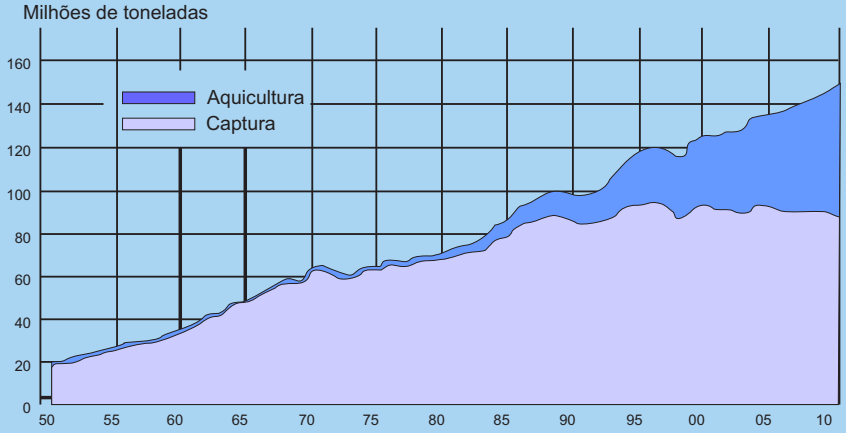


Figura 13.5 Produção pesqueira marinha mundial discriminada entre aquicultura e pesca extrativa. [Fonte: FAO; SOFIA 2012].

A produção pesqueira reflete a geração de benefícios da pesca em uma região e intervalo de tempo, enquanto a captura em uma área e período de tempo é o resultado do produto de três fatores principais:

CAPTURA = ESFORÇO X EFICIÊNCIA X ABUNDÂNCIA

O **esforço de pesca** é a quantidade de trabalho investido na ação de capturar. Essa quantidade se expressa usualmente pelo número de **unidades de pesca** (por exemplo, barcos, pescadores, redes, armadilhas, ou outros) e também pelo tempo de atuação dessas unidades (por exemplo, dias de pesca, horas de pesca, ou outros). Quanto mais barcos, pescadores e aparelhos de pesca atuando por mais tempo, maior deverá ser a captura. A **eficiência** refere-se à capacidade de captura de cada unidade de esforço. A eficiência está geralmente relacionada com avanços tecnológicos (por exemplo, equipamentos que ajudam a identificar cardumes ou acelerar a operação de pesca) e a experiência ou conhecimento dos pescadores. Finalmente, a **abundância** reflete a quantidade de indivíduos (ou biomassa) das espécies-alvo e não alvo disponível para a captura nessa área e intervalo de tempo. Depende das condições naturais da área de pesca e está vinculada às características e produtividade dos ecossistemas marinhos.

São as condições ambientais, como baixas temperaturas, nutrientes e ressurgências, que governam os níveis de produção primária e, essa por sua

BOX 13.4

vez, a produção secundária. A maior parte dos recursos pesqueiros são consumidores de 2ª e 3ª ordem, localizados, portanto, no 3º e 4º nível trófico.
No Brasil, as principais áreas de produção primária encontram-se próximas a centros de ressurgência (Cabo Frio, RJ; Cabo de Santa Marta Grande, SC; e pequenos locais do litoral de SC e SP) ou próximas a regiões onde a descarga de águas de origem continental aporta nutrientes (fundamentalmente, produtos nitrogenados e silicatos) ao mar adjacente. Essa última condição acontece frente à desembocadura do rio Amazonas (PA-AP), do sistema do complexo lagunar Patos-Mirim (RS) e na plataforma costeira do extremo sul do país, através do ingresso da **língua** de água de baixa salinidade oriunda da descarga do Rio da Prata na Argentina-Uruguai (FIG. 13.6 e 13.7).

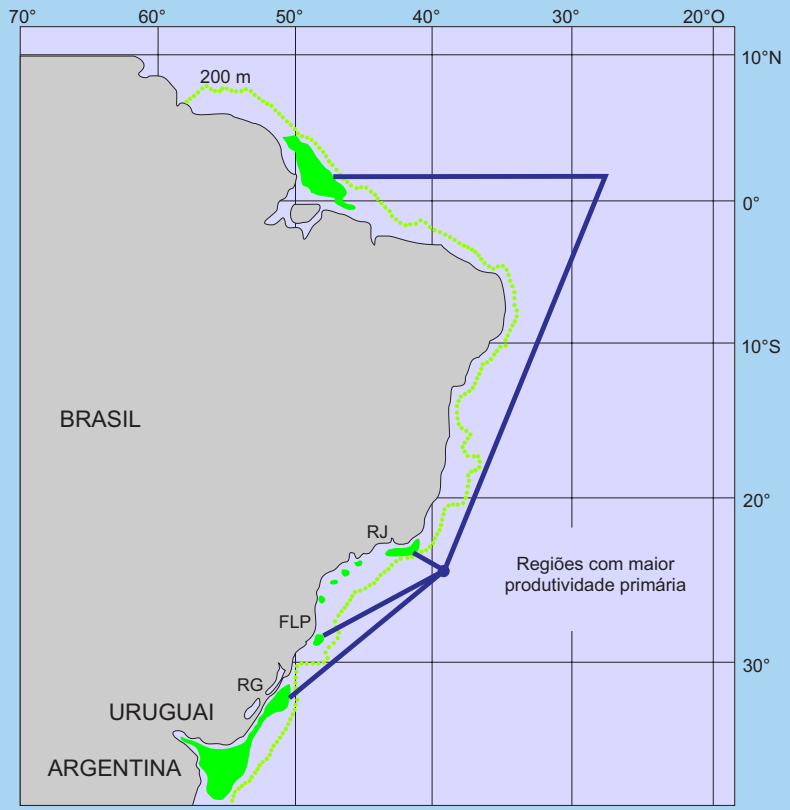


Figura 13.6 Regiões do mar brasileiro com maior produtividade primária.

BOX 13.4

Nessas regiões, a produção primária é superior ao restante do mar brasileiro e possibilita uma maior produção secundária na cadeia trófica (Fig. 13.7).

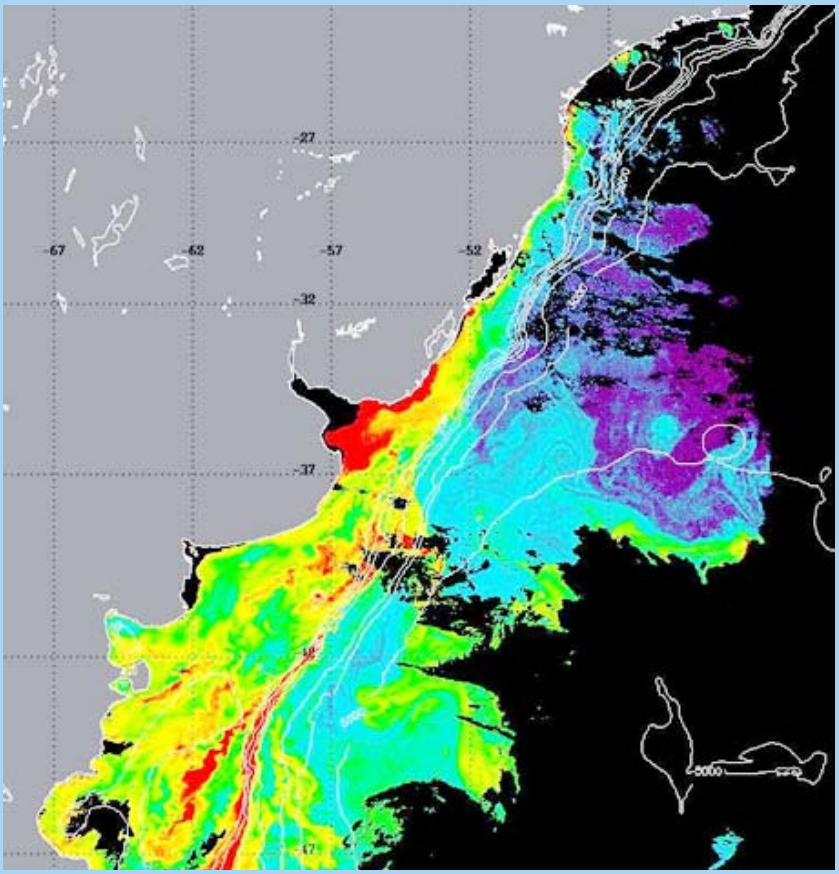


Figura 13.7 Imagem da NOAA, de 09/12/97, mostrando a interação Malvinas - Brasil e aportes continentais do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. A concentração de clorofila-a diminui de vermelho para o roxo.
[Fonte: Garcia, C.A., IOFURG].

Por outro lado, as águas brasileiras são fundamentalmente tropicais e subtropicais, razão pela qual abrigam uma alta diversidade de espécies, porém com pequenas abundâncias de biomassa (ver Capítulo 11: Produção Primária nos Oceanos). O contrário acontece à medida que a latitude aumenta e a temperatura das águas diminui. Em outras palavras, a produção pesqueira é um reflexo das condições naturais do ecossistema.

Historicamente as principais áreas de pesca do planeta são também aquelas onde os níveis de produtividade primária são os mais elevados. Nesse sentido, as plataformas continentais em zonas temperadas dos oceanos e as áreas de ressurgência contribuem com as maiores parcelas da produção pesqueira marinha mundial, enquanto as áreas tropicais contribuem com as menores frações. Segundo a FAO, a porção noroeste do Oceano Pacífico tem contribuído com cerca de ¼ dessa produção (em torno de 20 milhões de toneladas) e outras áreas temperadas, como o Atlântico nordeste, sudoeste e noroeste, contribuem juntas com mais 15% (12 milhões de toneladas). Por sua vez, as áreas de ressurgência permanente, como aquelas frente às costas do Peru e Chile (Pacífico sudoeste), Califórnia (Pacífico nordeste), Namíbia (Atlântico sudeste) e Marrocos (Atlântico centro-leste), produzem juntas em torno de 25% da produção marinha mundial (20 milhões de toneladas).

Devido à proximidade com a base da cadeia trófica do pelagial marinho, os recursos pelágicos tendem a ser mais abundantes e produtivos. Dez espécies de peixe têm contribuído anualmente com 29 a 33% da produção pesqueira marinha mundial. Dessas, oito são pelágicas e duas são demersais. A anchoveta peruana (*Engraulis ringens*) é o principal recurso pesqueiro do mundo. Em águas da plataforma sul do Brasil, a anchoita (*Engraulis anchoita*) constitui o único recurso virgem (não-explotado) do país. Peixes desse gênero são considerados espécies **forrageiras**, que se alimentam do plâncton em regiões de ressurgências ou em plataformas ricas em produção primária. Em segundo lugar, e com uma produção significativamente menor (2,7 milhões de toneladas em 2008), figura um peixe da família Gadidae, o *Pollock* do Alasca (*Theragra chalcogramma*). Essa espécie assemelha-se ao bacalhau e quando adulta tem hábitos demersais. Sustenta grande parte da produção do Pacífico Norte, sendo particularmente abundante no Mar de Bering e Golfo do Alasca. As oito espécies restantes (uma demersal e sete pelágicas) sustentaram, em 2008, entre 2,5 e 1,1 milhões de toneladas cada uma. No Brasil, o principal recurso pesqueiro também é um peixe pelágico forrageiro, a sardinha-verdadeira (*Sardinella brasiliensis*). Capturas máximas foram registradas na década de 1980 (cerca de 200 mil toneladas anuais), mas desde então a produção tem oscilado entre 50 e 70 mil toneladas anuais, o que representa de 10 a 15% da produção da pesca marinha do país.

2.1 Pesca x sustentabilidade ambiental

A atividade pesqueira foi profundamente transformada e impulsionada pelos avanços tecnológicos e pela sucessiva expansão das áreas de pesca, associados a um crescimento da demanda por proteína marinha. As dificuldades e riscos envolvidos contribuíram para a idealização da pesca como uma atividade heróica (ela é considerada a segunda atividade de maior risco, sendo a mineração a primeira) e do mar como uma fonte inesgotável de alimento.

No entanto, essa falsa percepção alimentada pela expansão das fronteiras pesqueiras (extensificação) e do maior poder das embarcações começou a mudar na segunda metade do século XX, em decorrência do sucessivo esgotamento de importantes recursos pesqueiros e das consequentes crises econômicas e sociais. Esses eventos foram chamados de colapsos pesqueiros, que provocaram o encerramento das pescarias e de seus benefícios econômicos e sociais. Colapsos acontecem a partir do momento em que a abundância da(s) espécie(s)-alvo reduz-se ao ponto de não mais sustentar operações de pesca viáveis economicamente, ou seja, gerando prejuízo econômico, desemprego e deficiência no suprimento de alimento.

A abundância é reduzida quando se pesca além da capacidade natural de reposição (causa antrópica) e como consequência de perturbações no funcionamento do ecossistema (causa ambiental de origem natural e antrópica) que o sustenta. Visando a sustentabilidade das pescarias, torna-se necessária a sua gestão através de medidas reguladoras que visam controlar os volumes das capturas, o tamanho dos peixes, a época e locais de pesca, a limitações do poder de pesca, além de outros aspectos.

BOX 13.5
A SITUAÇÃO DOS ESTOQUES PESQUEIROS NO BRASIL

Estudos recentes mostram e confirmam que a pesca marinha e estuarina no Brasil não é praticada de maneira sustentável. Aproximadamente 2/3 dos estoques pesqueiros podem ser considerados como sobrexplotados, ou seja, a retirada excessiva de biomassa, através das capturas, compromete a capacidade de reposição natural (pela reprodução, recrutamento e crescimento). Assim, a biomassa desses estoques vem caindo ao longo dos anos. No 1/3 restante, encontram-se estoques que colapsaram economicamente (os custos de explotação, dada a abundância dizimada, tornaram inviável manter tais pescarias, como é o caso do peixe-sapo ou da lagosta) e, ainda, outros que foram submetidos a uma combinação de sobrexplotação com a ocorrência de condições ambientais anômalas, que levaram a uma situação de grande deterioração, como é o caso da sardinha-verdadeira.

São responsáveis por essa situação:

Excesso de esforço (pescadores e barcos em demasia);

Uso de incentivos econômicos para manter uma pescaria em operação (créditos, renuncia fiscal, programas para aumentar a capacidade de captura);

BOX 13.5

Conflitos entre setores artesanal e industrial pelo mesmo recurso;

Impactos da pesca sobre o ecossistema (pesca de arrasto prejudica comunidades bentônicas e berçários);

Governança inexistente ou, quando presente, adotando medidas que não fiscaliza ou são conflitantes; e

Política pública de desenvolvimento pesqueiro sem levar em consideração a capacidade produtiva do ecossistema (veja o Box 13.4: Por que o Brasil não é o Peru?).

3 Biotecnologia Marinha

Além dos recursos pesqueiros, outros seres vivos vegetais e animais podem ser considerados como recursos. O desenvolvimento tecnológico aplicado a esses seres tem permitido obter novos produtos com diversas aplicações. Nesse conceito enquadra-se a Biotecnologia, entendida como "Qualquer aplicação tecnológica que utilize sistemas biológicos, organismos vivos e seus derivados, para fabricar ou modificar produtos ou processos para usos específicos" (www.cbd.int). Por extensão, a Biotecnologia Marinha aplica-se aos micro e macro-organismos marinhos utilizados na produção de insumos ou desenvolvimento de processos que geram bens e serviços, especialmente nas áreas farmacêutica, alimentícia, aplicações industriais e biorremediação de ambientes degradados ou fortemente impactados pela ação humana.

Apesar de ser um termo bastante em voga hoje em dia, a biotecnologia é utilizada pelo ser humano desde o começo das civilizações. Bactérias e leveduras são utilizadas há muito tempo na fabricação de pães, queijos e bebidas, como a cerveja e o vinho. Entretanto, o maior desenvolvimento da biotecnologia aconteceu a partir do século XIX, quando produtos originários de plantas e animais terrestres deram origem a vários elementos utilizados nas indústrias farmacêuticas e alimentícias, entre outras.

Os oceanos e regiões costeiras exibem grande variação de parâmetros ambientais, permitindo o crescimento e desenvolvimento de uma ampla diversidade de organismos, o que se traduz em um enorme potencial biotecnológico. Considerando-se a abundância média de bactérias nos ambientes aquáticos (10^5 - 10^8 /ml), pode-se dizer que em apenas um litro de água marinha existem mais células bacterianas (indivíduos) do que toda a população de seres humanos que vivem em nosso planeta. Do ponto de vista genético, esse é um imenso manancial para novas drogas, alimentos e processos. Além disso, é provável que organismos que vivem em condições extremas de temperatura, salinidade e pressão, apresentem características metabólicas de grande

interesse tecnológico como, por exemplo, enzimas que não se desnaturam em temperaturas elevadas (lembre os diferentes organismos vivendo numa fonte hidrotermal) ou que continuam ativas na presença de muitos íons.

Apesar desse grande potencial, chama a atenção o fato de que são poucos os produtos provenientes de organismos marinhos atualmente comercializados, conforme alguns exemplos que constam na Tab. 13.3.

Tabela 13.3 Alguns exemplos de produtos comerciais extraídos de organismos marinhos.

Organismo	Espécie	Produto	Uso
Bactéria	Várias	Antiviral, antibacteriano	Indústria farmacêutica
Microalga	Várias	Ácidos graxos, corantes, proteínas, sais minerais, toxinas	Indústria farmacêutica e alimentícia
Macroalga	Várias	Carragenana, agar, metabólitos antivirais	Indústria farmacêutica alimentícia
Esponja	Várias	Compostos antivirais e anti-incrustantes	Indústria farmacêutica; Cicatrizantes
Coral	Várias	Prostaglandinas	Indústria farmacêutica
Água viva	Aequoravictoria	Proteína bioluminescente	Biologia Molecular
Artrópode	*Limulus amebocytelysate* (LAL)	*Limulus polyphemus*	Detecção de endotoxina bacteriana
Crustáceo	Várias	Quitosana	Floculante, cicatrizante
Peixe	Várias	Óleo e Farinha de Peixe	Rações animais

Existem algumas razões que dificultam a maior disseminação do uso de organismos marinhos em aplicações biotecnológicas. Entre as principais, pode-se destacar: (1) a dificuldade de acesso aos organismos, especialmente daqueles que vivem em ambientes extremos, como os de alta profundidade; (2) problemas legais decorrentes do acesso a material genético em águas internacionais, que depende de tratados neste âmbito; e (3) disponibilidade de organismos ou de seus bioprodutos em quantidade suficiente para atender a demanda das indústrias. Este último talvez seja o fator mais importante a limitar o uso e a produção de elementos de origem marinha, uma vez que para se estabelecer e manter qualquer sistema produtivo é necessário garantir o fornecimento contínuo e em quantidade dos insumos requeridos.

A primeira forma de obtenção de organismos para uso biotecnológico é a coleta direta no meio aquático, como se faz ainda hoje em dia com a coleta de algas de arribação, obtidas nas praias e utilizadas na produção de açúcares (carragenana, agar, etc.) empregados na indústria alimentícia. Por outro lado, existem elementos ativos que são produzidos em pequenas quantidades pelos organismos, de forma que muitas

toneladas de organismos seriam necessárias para gerar poucas gramas dos elementos de interesse comercial. Como exemplo, podem-se citar algumas espécies de esponjas e corais produtoras de substâncias com atividade antitumoral ou anti-incrustante. Nesse caso, a coleta de matéria prima diretamente na natureza poderia representar a extinção de uma espécie ou grupo de organismos, além de afetar toda a estrutura trófica onde o organismo alvo exerce algum papel ecológico, que pode ser de grande importância para o equilíbrio de todo o ecossistema. Some-se a isso o fato do desconhecimento da ecologia e biologia reprodutiva de grande parte das espécies presentes nos mares e oceanos, o que inviabiliza uma exploração racional e sustentável da maioria dos recursos.

A indústria química tem a capacidade de sintetizar alguns produtos orgânicos descobertos na natureza e produzi-los em grandes quantidades. Entretanto, muitas substâncias ativas produzidas por micro e macro-organismos marinhos são extremamente complexas, tornando a produção por processos de síntese industrial inviável economicamente. Outra possibilidade seria o uso da técnica de DNA recombinante, onde parte do genoma de um organismo responsável pela produção de um elemento ativo é introduzida em outro organismo (heterólogo), que passa a produzir o bioproduto de interesse. Apesar de ser uma prática bastante empregada na produção de muitos elementos (caso da insulina), o uso do DNA recombinante não é um sucesso garantido, pois é importante que o organismo heterólogo seja filogeneticamente assemelhado ao fornecedor do gene de interesse, o que nem sempre acontece. Por esse motivo, são poucos os casos de sucesso onde parte do genoma de bactérias marinhas foi inserida no genoma de *Escherichia coli* e essa passou a produzir o elemento de interesse.

A maricultura é, sem dúvida, a melhor via de produção de organismos e elementos ativos provenientes de organismos marinhos. Essa atividade não tem apenas a função de produzir alimentos, mas pode, num futuro próximo, ser o principal fornecedor de matéria-prima de origem marinha para a indústria (ver Capítulo 14: Maricultura). Como exemplo, pode-se citar os esforços que estão sendo conduzidos em vários locais, no Brasil e no mundo, para estabelecer uma produção contínua e em larga escala de microalgas.

Os estudos para a produção de microalgas em larga escala foram incentivados em função do potencial desses organismos para a produção de biocombustíveis, uma vez que de 10 a 30% (podendo chegar a 50%) do peso seco de muitas microalgas é composto de lipídios e ácidos graxos, que podem ser transformados em biodiesel pelo processo de esterificação. O percentual de lipídio do peso seco de microalgas pode parecer pequeno em comparação com sementes de plantas oleaginosas. Entretanto, o cultivo de microalgas apresenta uma série de vantagens em comparação com o cultivo de vegetais superiores. Em primeiro lugar, destaca-se a elevada produção de biomassa e de lipídio pelas microalgas, que pode atingir mais de 10 ton de óleo/ha/ano, enquanto a soja produz em torno de 0,4 ton de óleo/ha/ano. Devido à sua

alta produtividade, as microalgas podem ser cultivadas em menores espaços e mesmo em regiões inapropriadas para a agricultura. Além disso, podem ser cultivadas utilizando água salgada, liberando o uso de água doce para o consumo humano e irrigação. Adicionalmente a produção de biocombustível, o cultivo massivo de microalgas poderá fornecer também ácidos graxos poli-insaturados de cadeias longas, produzidos em quantidades pelas microalgas e que têm grande procura pela indústria farmacêutica e alimentícia.

A Biotecnologia Marinha ainda está em sua infância e seu desenvolvimento dependerá não só do aprofundamento do conhecimento sobre os organismos que habitam os oceanos, mas também da formação de pessoal técnico e científico que tenha a capacidade de trabalhar em equipes multidisciplinares.



Foto: Wagner Villela Marroni



CAPÍTULO 14

MARICULTURA

Ronaldo Oliveira Cavalli

1 INTRODUÇÃO

A aquicultura pode ser definida como a criação ou o cultivo de organismos aquáticos em condições parcial ou totalmente controladas. Segundo a Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO), três fatores caracterizam essa atividade: (1) o organismo tem hábitat predominantemente aquático em algum estágio de seu desenvolvimento; (2) a existência de manejo na produção; e (3) a criação tem um proprietário, ou seja, não é um bem coletivo. O termo maricultura refere-se à criação e ao cultivo de espécies marinhas ou estuarinas. Ela pode ser dividida na criação de peixes (piscicultura), crustáceos (carcinicultura) e moluscos (malacocultura) e também no cultivo de algas (algicultura). A atividade ocorre em estruturas baseadas em terra (viveiros escavados ou tanques) e no mar (balsas, *longlines* ou cordas e gaiolas ou tanques-rede), geralmente em ambientes costeiros abrigados, como baías, enseadas, golfos e lagunas e mais recentemente em mar aberto.

A aquicultura é uma atividade tão antiga quanto a agricultura. A China seria o berço da atividade, provavelmente entre 2000-1000 a.C. Em 475 a.C., Fan Li escreveu



Foto: Projeto Amazônia Azul

"O Clássico de Piscicultura", que é o mais antigo texto sobre aquicultura de que se tem conhecimento. Os gregos e os romanos criavam peixes em lagos. A criação de espécies marinhas também é uma prática milenar. Os romanos desenvolveram a criação de ostras, ou ostreicultura, que seria a primeira forma conhecida de maricultura. O início da maricultura em ambientes estuarinos provavelmente ocorreu na Indonésia, no século XIII, quando a criação do *milkfish* (*Chanos chanos*) foi desenvolvida e se espalhou para as Filipinas, Malásia, Tailândia e o sul da China.

Estas formas iniciais de maricultura são bastante diferentes das atuais. Nos tempos antigos, a maricultura baseava-se na coleta de formas jovens, seguida da transferência para um ambiente artificialmente criado e favorável ao crescimento dessas espécies. Esses ambientes também poderiam ser inundados e passivamente estocados com formas jovens de peixes e crustáceos, que aí permaneciam e cresciam. Esta prática também foi aplicada a ostras, camarões e outras espécies capazes de tolerar a captura e transferência para os ambientes de criação. No Brasil, a prática da maricultura provavelmente iniciou no século XVII, com a criação de peixes em viveiros estuarinos, em Pernambuco. Em decorrência disso, na década de 1930, havia mais de 280 viveiros estuarinos nos municípios de Recife e Olinda, onde se produziam cerca de 25 ton de peixes marinhos por ano.

1.1 A importância atual da maricultura

A maricultura tem cada vez mais chamado a atenção de produtores, pesquisadores, empresários e das agências governamentais como uma alternativa de produção

sustentável de alimentos, além de compostos de origem marinha que interessam a vários ramos da indústria, sendo uma das atividades com maior crescimento entre os setores de produção de alimentos. A FAO estima a produção mundial, em 2011, em 19,3 milhões de ton. A pesca marinha, para efeito de comparação, capturou 80,2 milhões de ton em 2006, mas em 2011 esta produção decresceu para 78,9 milhões de ton (ver Capítulo 12: Recursos Vivos Marinhos). O potencial de crescimento da maricultura torna esta atividade a principal alternativa para atender o déficit entre oferta e demanda por produtos pesqueiros. A maricultura vem, portanto, se impondo como atividade produtora de pescado, inclusive no Brasil, onde é praticada em todos os estados costeiros.

BOX 14.1
A MARICULTURA E SUA IMPORTÂNCIA SOCIAL E ECONÔMICA

O melhor exemplo de desenvolvimento da maricultura no Brasil provavelmente é o da malacocultura catarinense. Desde os anos 1980, a biologia e a criação do mexilhão *Perna perna* vêm sendo estudados. Os esforços de pesquisa e extensão foram tão bem aplicados, que hoje mais de 12.000 ton são produzidas anualmente. Em vista deste sucesso, a ostra japonesa (*Crassostrea gigas*) também é criada comercialmente em Santa Catarina e outras espécies, como as ostras de mangue (*Crassostrea rhizophorae* e *Crassostrea gasar*) e a vieira (*Nodipecten nodosus*), provavelmente seguirão o mesmo caminho. Parcela importante dos produtores de mexilhão de Santa Catarina é composta por pescadores e suas famílias, os quais continuam pescando e complementam sua renda com a malacocultura. Além do aproveitamento da mão de obra familiar, a malacocultura apresenta benefícios como o aproveitamento de áreas tradicionalmente não utilizadas pela pesca; a diversificação da atividade pesqueira com a produção de pescado para consumo humano; a preservação de ambientes aquáticos e de bancos naturais de espécies nativas; o estímulo ao desenvolvimento da indústria de apoio; e a diminuição do déficit da balança comercial brasileira.

2 QUE ORGANISMOS MARINHOS SÃO CRIADOS?

A malacocultura no Brasil desenvolveu-se a partir de 1990, primeiro em Santa Catarina e depois em outros estados. Hoje, praticamente todos os estados costeiros apresentam alguma atividade de pesquisa ou produção de moluscos. Das cerca de 15.000 ton produzidas por ano no Brasil (TAB. 14.1), mais de 90% é oriunda da região Sul. Entre as espécies produzidas estão o mexilhão (*Perna perna*), com cerca de 12.000 ton, e

a ostra japonesa ou do Pacífico (*Crassostrea gigas*). Há também uma pequena, porém crescente, produção de vieiras (*Nodipecten nodosus*) e de ostras de mangue (*Crassostrea gasar* e *C. rhizoforae*). Tecnologia para a criação do marisco, berbigão ou vôngole (*Anomalocardia brasiliana*), da ostra perlífera nativa (*Pteria hirundo)* e do polvo comum (*Octopus vulgaris*) também vêm sendo desenvolvidas.

A carcinicultura é a criação de camarões, siris, caranguejos e lagostas, embora no Brasil se restrinja aos camarões. Na década de 1970, as espécies exóticas *Marsupenaeus japonicus* e *Penaeus monodon* foram introduzidas no Nordeste. Esta tentativa não teve sucesso e levou os produtores a experimentar algumas espécies nativas (*Farfantepenaeus subtilis*, *Litopenaeus schmitti* e *Farfantepenaeus paulensis*) e exóticas, como o camarão branco do Pacífico (*Litopenaeus vannamei*). Ao longo dos anos foi desenvolvida uma tecnologia de maturação, larvicultura e manejo da criação em viveiros. Na primeira metade da década de 1990, os ótimos resultados obtidos fizeram os carcinicultores produzir somente *L. vannamei*. Nos últimos anos, a produção da carcinicultura brasileira mantém-se em torno de 70.000 ton (Tab. 14.1).

Tabela 14.1 Produção (ton) da maricultura brasileira no período 2008-2010.

	2008	2009	2010
Mexilhões	11.067,0	11.067,0	13.723,0
Ostras	2.025,0	2.025,0	1.908,0
Vieiras	14,0	14,0	5,2
Camarões	70.251,0	65.188,0	69.422,4
Peixes	0	49	0
Total	83.358,0	78.345,0	85.058,6

O cultivo de macroalgas marinhas no Brasil encontra-se em um estágio embrionário e experimental. As principais espécies nativas cultivadas são dos gêneros *Gracilaria* e *Hypnea*. A alga *Kappaphycus alvarezii*, originária das Filipinas, foi introduzida no Brasil em 1995, tendo seu cultivo liberado pelo IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis) para a região entre a Baía de Sepetiba (RJ) e Ilha Bela (SP). Essa espécie também é cultivada experimentalmente em Santa Catarina.

Durante anos, as espécies consideradas para a psicultura marinha no Brasil foram as tainhas (*Mugil* spp.), o robalo-peva (*Centropomus parallelus*) e o linguado (*Paralichthys orbignyanus*), mas outras espécies nativas com potencial incluem a garoupa verdadeira (*Epinephelus marginatus*), o robalo-flecha (*Centropomus undecimalis*), a arabaiana ou olhete (*Seriola rivoliana*), a carapeba listrada (*Eugerres brasilianus*), o ariacó (*Lutjanus synagris*) e a cioba (*Lutjanus analis*). Apesar dos esforços de pesquisa, a criação dessas espécies não

se desenvolveu comercialmente. Com a evolução da tecnologia e a produção comercial do beijupirá (*Rachycentron canadum*) na Ásia, a partir de 1990, alguns produtores brasileiros passaram a se interessar por essa espécie. Entre as espécies ornamentais, o cavalo marinho (*Hippocampus reidi*) e o neon goby (*Elacatinus figaro*) são criados em pequena escala.

2.1 Como se criam os organismos marinhos?

O processo pode ser dividido na obtenção de formas jovens e no crescimento ou **engorda**. As formas jovens podem ser obtidas no ambiente natural ou produzidas em laboratório, o que inclui a reprodução e a criação das larvas, ou larvicultura. A engorda tem início com a estocagem das formas jovens nas estruturas de engorda e dura até que os organismos atinjam um tamanho que atenda as exigências do mercado, quando se realiza a despesca (ou colheita). Na maioria dos casos, a engorda ocorre ao ar livre, em viveiros, tanques, gaiolas (ou tanques-redes), mesas (Fig. 14.1a e b), balsas ou espinhéis (*longlines*).

2.1.1 A carcinocultura

Os camarões marinhos provavelmente começaram a ser criados no Sudeste Asiático entre os séculos XIII e XV, quando viveiros estuarinos eram invadidos pelas marés e por formas jovens de peixes e camarões. Graças aos alimentos naturalmente presentes, os peixes e camarões cresciam de forma quase natural. Como a biomassa de peixes era maior que a de camarões, a carcinicultura era tida como uma atividade secundária à produção de peixes. A partir da década de 1930, ocorreu o desenvolvimento da tecnologia de criação de larvas do camarão *M. japonicus* e a atividade cresceu rapidamente.

Hoje, mais da metade do camarão no mercado mundial provém de fazendas. Os maiores produtores são China, Tailândia, Vietnã, Indonésia e Equador. O Brasil ocupa a nona posição, com uma produção, em 2010, estimada em 69.422 t (Tab. 14.1). A espécie mais criada em todo o mundo é *L. vannamei*, enquanto o camarão tigre (*P. monodon*) ocupa a segunda posição.



Figura 14.1 (a) Viveiros de camarão na Baixa Califórnia, México e (b) criação de ostras em mesa no estuário de Barra de São Miguel, Alagoas. [Fonte: (a) FAO Aquaculture Photo Library. <http://www.fao.org/fishery/photolibrary/photo/en>; (b) Graco Aurélio Câmara de Melo Viana, UFRN, Natal, RN].

2.1.1.1 A produção de larvas

Até as décadas de 1980 e 1990, era comum capturar formas jovens de camarões (pós-larvas ou PLs), mas hoje as PLs são totalmente produzidas em laboratórios. Reprodutores são mantidos em tanques circulares na densidade de 5 camarões/m² e relação macho:fêmea de 1:1. No caso de *L. vannamei*, são usados reprodutores maiores que 35 g. A alimentação, fornecida em 4-5 refeições diárias, consiste de um rodízio de

peixes, lulas, mexilhões, siris, caranguejos e ração específica para reprodutores. A salinidade, a temperatura, e as concentrações de oxigênio dissolvido, amônia e nitrito da água são monitoradas. A iluminação é natural ou artificial e com baixa intensidade (< 100 lx), uma vez que na natureza a reprodução ocorre em profundidades onde a penetração de luz é limitada. O fotoperíodo é regulado com temporizadores, com 14 a 16 h de luz diárias. A desova é induzida pela ablação unilateral do pedúnculo ocular, quando se retira o complexo órgão X-glândula do seio, responsável pela liberação de hormônios inibidores da maturação. A perda deste complexo promove sucessivas maturações das gônadas e desovas, mas, resulta na queda gradativa do desempenho. Diariamente, no início do período escuro, fêmeas maturas são selecionadas pela visualização, através da carapaça, do formato e da coloração verde típica de gônadas desenvolvidas. As fêmeas maturas são transferidas para tanques de desova, onde permanecem por cerca de 12 h. A fecundidade varia com o tamanho e a espécie, mas fêmeas de *L. vannamei* desovam de 80 e 200 mil ovos. Após devolver a fêmea ao tanque de maturação, a taxa de fertilização e o número total de ovos são estimados. Os ovos são tratados com banhos de formalina (100 ppm por 30 segundos) e iodo (20 ppm por 30 segundos), lavados com água do mar, e colocados em incubadoras na densidade máxima de 1.000 ovos/l.

Os primeiros estádios de desenvolvimento larval (náuplios) eclodem 15-18 h após a desova e duram cerca de 72 h. As larvas são coletadas, contadas e transferidas para tanques de larvicultura, a uma densidade inicial de 100 larvas/l. Os náuplios absorvem o vitelo, não sendo necessário fornecer alimento. A fase seguinte (Protozoea) divide-se em três estádios e é considerada crítica, pois o vitelo se exaure e as larvas passam a depender exclusivamente da alimentação exógena. Nessa fase são fornecidas diferentes microalgas (principalmente *Chaetoceros muelleri, Thalassiosira fluviatilis* e *Tetraselmis tetrathele*), que são obtidas de cultivos realizados no próprio laboratório, além de microdietas, cujo tamanho varia de acordo com o estádio de desenvolvimento. As concentrações de microalgas são monitoradas, a fim de manter níveis ótimos para as larvas. Após cerca de 96 h, as larvas atingem a fase de mísis, que se divide em três estádios. As mísis são alimentadas com náuplios recém-eclodidos e metanáuplios enriquecidos de *Artemia franciscana*, além de microalgas e microdietas. Na sequencia, o camarão atinge a fase de pós-larva (PL), quando a natação é transferida para os pleópodos e há a mudança de hábito planctônico para bentônico. A partir daí, os camarões passam a repousar, agarrar-se ou se deslocar sobre superfícies utilizando os pereiópodos. A alimentação, nessa fase, é composta por metanáuplios enriquecidos de *Artemia*, microdietas e microalgas. À medida que as PLs crescem, o fornecimento de microalgas e *Artemia* é reduzido, passando unicamente a ração na forma peletizada. A larvicultura estende-se até PL10, ou seja, dez dias após a metamorfose PL. Em laboratórios comerciais, a sobrevivência até PL10 varia entre 25-60%. Ao final da larvicultura, a densidade de PLs normalmente é = 30 PLs/l.

As PLs podem ser transferidas para viveiros ou tanques, ou ainda para uma etapa intermediária, chamada berçário, que visa produzir camarões maiores, com tolerância às variações ambientais e maior capacidade de fuga de prepadores. O berçário usa tanques ou viveiros menores, altas taxas de renovação de água e densidade de estocagem, fornecimento de ração e substratos artificiais. Os substratos servem de refúgio, aumentando a superfície disponível para os camarões e para o desenvolvimento do biofilme. Os mais comuns são telas plásticas tipo **mosquiteiro**, que são penduradas na coluna de água.

BOX 14.2
O BIOFILME

O biofilme é um consórcio de microrganismos (bactérias heterotróficas e microalgas, cianobactérias, protozoários e pequenos metazoários – rotíferos, copépodes e nematódeos) associados a uma matriz orgânica formada sobre superfícies submersas. Nos ecossistemas aquáticos, o biofilme forma um sistema altamente produtivo, responsável por grande parte do fluxo de nutrientes, que está envolvido na transferência de matéria orgânica e em diversos ciclos biogeoquímicos. Na aquicultura, a manipulação dessas comunidades pode trazer uma série de benefícios econômicos e ambientais. Os biofilmes contribuem na nutrição de peixes e crustáceos, ao disponibilizar ácidos graxos altamente insaturados (AGAI), vitaminas e minerais essenciais. O biofilme ainda ajuda a manter a qualidade da água, pois as bactérias e microalgas absorvem compostos tóxicos excretados pelos camarões, como a amônia, transformando-os em biomassa que pode ser consumida pelos camarões.

2.1.1.2 Criando os Adultos e Tipos de Cultivos

Após o berçário, os camarões são criados em sistemas classificados em extensivo, semi-intensivo, intensivo ou superintensivo, conforme a densidade de estocagem, aporte de nutrientes e estratégias de manejo (Tab. 14.2). No sistema extensivo, os camarões são criados em viveiros com 20 ha e densidade máxima de 5 PLs/m². Não se fornecem rações, mas fertilizantes podem ser usados para aumentar a produtividade natural. A renovação da água pode ser feita pela variação das marés ou por bombeamento e raramente se controla a qualidade da água. No sistema semi-intensivo, com o aumento da densidade para até 30 PLs/m², os microcrustáceos e poliquetas no fundo dos viveiros são rapidamente consumidos pelos camarões, obrigando o aquicultor a fornecer um suplemento alimentar. O provimento de ração é controlado por meio de bandejas distribuídas no viveiro. Os viveiros são projetados de forma que a água circule, evitando

a estratificação e a formação de áreas anóxicas. A renovação diária da água varia de 5 a 25% do volume total e é controlada a concentração de oxigênio dissolvido, a temperatura, a salinidade e o pH.

Tabela 14.2 Sistemas de criação de camarões marinhos conforme os níveis de densidade de estocagem e de tecnologia aplicadas.

	Extensivo	Semi-intensivo	Intensivo	Superintensivo
Estrutura de criação	Viveiros	Viveiros	Viveiros ou tanques	Tanques ou *raceways*
Tamanho da estrutura de criação	> 20 ha	1 - 20 ha	0,1 - 1 ha	0,1 - 1 ha
Densidade de estocagem	< 5 PL/m²	5 - 30 PL/m²	30 -100 PL/m²	> 100 PL/m²
Taxa diária de renovação da água	0 - 5%	5 - 25%	25 - 50%	> 50%
Alimentação	Fertilização e pouca /nenhuma ração	Fertilização e ração	Ração balanceada	Ração balanceada e bioflocos
Produtividade Anual	< 1 ton/ha	1 - 5 ton/ha	> 5 ton/ha	> 10 ton/ha

Nos sistemas intensivos são estocadas mais de 30 PLs/m^2. Devido à alta predação dos camarões, os alimentos naturalmente disponíveis, principalmente microcrustáceos e poliquetas, tornam-se escassos e rações balanceadas devem suprir totalmente as exigências nutricionais. Os viveiros também são construídos e manejados de modo que a água circule e evite a estratificação e a formação de áreas anóxicas. O uso de aeradores elétricos pode ser necessário para manter os níveis de oxigênio, principalmente nas primeiras horas da manhã. A ração também é fornecida em bandejas.

Em sistemas superintensivos a produtividade pode alcançar até 60 ton/ha/ano. Um dos maiores problemas nestes sistemas é a deterioração da qualidade da água, causada pelo acúmulo de compostos nitrogenados (amônia e nitrito), que além de afetar a sobrevivência e o crescimento dos camarões, podem causar a descarga de efluentes ricos em nutrientes. Por isso, ultimamente, são desenvolvidos sistemas superintensivos, sem renovação de água, que são chamados Tecnologia de Bioflocos – BFT (do inglês, *BioFloc Technology*) (Fig. 14.2).

2.1.1.3 O sistema BFT

Os sistemas BFT baseiam-se na utilização de viveiros ou tanques com altos níveis de oxigênio dissolvido e fertilizados com fontes ricas em carbono, normalmente o melaço de cana. O carbono estimula o crescimento de bactérias predominantemente heterotróficas, as quais são capazes de assimilar os compostos nitrogenados e transformá-los em proteína microbiana. Neste meio, ocorre a formação de bioflocos, ou agregados, compostos por bactérias, protozoários, metazoários, microalgas, cianobactérias, fezes, restos de animais mortos e exoesqueletos. Os bioflocos têm um

papel importante na nutrição dos camarões e na assimilação dos compostos nitrogenados gerados pela excreção e restos de alimento em decomposição.

A utilização do sistema BFT aumenta a sustentabilidade da carcinocultura, já que não há renovação de água e o aproveitamento dos bioflocos como alimento reduz o uso de rações. Comparado aos sistemas tradicionais, o sistema BFT aumenta a produtividade e tem maior biossegurança, pois as trocas de água são reduzidas, o que evita a ocorrência e a disseminação de doenças. Ao utilizar menos água a emissão de efluentes é minimizada, resultando em um maior aproveitamento dos nutrientes da ração não consumida, ao mesmo tempo em que permite o uso de rações com menores teores de nutrientes. Por outro lado, os sistemas BFT têm alta demanda por energia, pois dependem do fornecimento constante de oxigênio, e necessitando de um sistema de segurança nos casos de falta de energia elétrica, como um gerador ou o fornecimento de oxigênio puro.



Figura 14.2 Tanque de criação de *Litopenaeus vannamei* em sistema de bioflocos em estufa na Carolina do Sul, EUA. [Fonte: Wasielesky Jr., Wilson, IOFURG].

A maior parte da produção brasileira de camarões provém de fazendas nas regiões estuarinas do Nordeste, principalmente no Rio Grande do Norte e Ceará, que utilizam sistemas semi-intensivos. Nos últimos anos, tem havido um interesse crescente pela intensificação em áreas menores, com uso de tecnologias de recirculação, bioflocos e minimização dos impactos ambientais. Por razões comerciais, o camarão produzido no país deixou de ser exportado para os EUA e Europa, sendo comercializado principalmente no mercado nacional.

2.1.2 Piscicultura marinha

A criação de peixes marinhos é um dos setores da aquicultura mundial que mais cresce, com taxas anuais superiores a 10% no período 1990-2010. Como pode ser observado na Tabela 14.3, os principais produtores são países asiáticos e europeus, com exceção do Egito, maior produtor mundial de tainha.

Tabela 14.3 As dez principais espécies de peixes marinhos produzidas no mundo.

Espécie	Produção (t)	Principais países produtores
Milkfish (*Chanos chanos*)	891.407*	Filipinas, Indonésia e Taiwan
Pargo europeu (*Sparus aurata*)	154.821	Grécia, Turquia e Espanha
Olhete/arabaiana (*Seriola quinqueradiata*)	146.274	Japão e Coréia do Sul
Robalo europeu (*Dicentrarchus labrax*)	144.365	Grécia, Turquia e Itália
Tainha (*Mugil cephalus*)	125.678*	Egito, Itália e Israel
Linguado europeu (*Psetta maxima*)	75.413	Espanha, França e Portugal
Barramundi (*Lates calcarifer*)	69.116	Tailândia, Indonésia e Malásia
Corvina vermelha (*Sciaenops ocellatus*)	67.339	China
Beijupirá (*Rachycentron canadum*)	40.863	China, Taiwan e Vietnã
Bacalhau (*Gadus morhua*)	16.126	Noruega e Islândia

*Parcela dessa produção é oriunda de ambientes de água doce.

2.1.2.1 Produção de alevinos

A piscicultura marinha no Brasil é uma atividade incipiente. Um dos principais gargalos é a produção de formas jovens ou alevinos, o que depende, inicialmente, do sucesso na reprodução. Existem quatro formas básicas para garantir o suprimento de ovos: (1) captura de adultos selvagens maduros seguido de fertilização artificial; (2) indução hormonal de adultos selvagens ou mantidos em cativeiro seguida de fertilização artificial; (3) indução hormonal de adultos mantidos em cativeiro seguido de fertilização natural; e (4) desovas espontâneas de adultos selvagens ou mantidos em cativeiro seguidas de fertilização natural. Na maioria das vezes, as opções (1) e (2) são utilizadas quando não se tem a infraestrutura para manter reprodutores em cativeiro, ou quando ainda não se teve sucesso na reprodução da espécie em cativeiro. Esse era, até há pouco, o caso do robalo-flecha (*C. undecimalis*) no Brasil. A terceira e quarta opções mantêm reprodutores em cativeiro, o que implica em infraestrutura e mão de obra

especializadas. Por permitir certo controle no suprimento de ovos, a maioria dos laboratórios conta com um setor específico de reprodução, onde grupos de reprodutores de diferentes faixas etárias são mantidos com os devidos cuidados sanitários, alimentação e qualidade ambiental. Os reprodutores podem ser obtidos na natureza ou de outros piscicultores. Conforme a espécie, a idade considerada ideal para as fêmeas é de 2-3 anos e para os machos é de 2 anos ou menos.

Em algumas espécies da costa brasileira, como o linguado (*P. orbignyanus*) e o beijupirá (*R. canadum*), desovas espontâneas podem ser obtidas de reprodutores mantidos em cativeiro com o controle de temperatura, fotoperíodo e intensidade luminosa. A maturação final e a desova da tainha (*Mugil liza*), garoupa (*E. marginatus*), carapeba (*E. brasilianus*), cioba (*L. analis*) e do olhete/arabaiana (*S. rivoliana*) não ocorrem espontaneamente em cativeiro, provavelmente por que a vitelogênese não é finalizada na maior parte das fêmeas e, portanto, a ovulação e desova não ocorrem. Além disso, mesmo quando os ovócitos maturam e há a ovulação, a desova espontânea não ocorre, provavelmente por causa do comportamento de acasalamento necessário para a desova ou pela ausência de substrato, condições hidrológicas, temperatura e outros. Nesses casos, as desovas podem ser induzidas com aplicações intramusculares, em dose única ou múltipla, de extratos hipofisários de peixes, de gonadotropina coriônica humana (HCG), de hormônio liberador de gonadotrofina (GnRH) ou de análogo do hormônio liberador do hormônio luteinizante (LHRHa). Pode-se também usar implantes intramusculares, que liberam o hormônio gradativamente. A indução hormonal de reprodutores em cativeiro é preferida, por permitir o planejamento das desovas, possibilitando que as larvas estejam disponíveis simultaneamente ao alimento vivo. No caso de espécies que necessitam ser induzidas, os reprodutores são selecionados e transferidos para tanques, onde receberão alimentação especial e o desempenho será mais facilmente monitorado. A relação macho : fêmea é mantida em 2:1. Os machos são escolhidos por liberarem esperma após leve pressão no abdômen. A maturidade das fêmeas é verificada com a inserção de uma cânula com 1,0 mm de diâmetro no orifício urogenital (biópsia intraovariana). Em algumas espécies realiza-se a biópsia por punção gonadal com seringa e agulha hipodérmica. Apenas fêmeas com ovócitos em estágio vitelogênico avançado, ou seja, com diâmetro médio superior a 300-700 μm, dependendo da espécie, devem ser selecionadas para indução hormonal. Em geral, os machos não necessitam ser induzidos, mas, caso necessário, aplica-se a metade da dose das fêmeas. Quando se quer larvas fora do período natural de reprodução da espécie, a maturação pode ser obtida promovendo a gametogênese através da manipulação do fotoperíodo e da temperatura. Nesse caso, o tratamento hormonal pode ser utilizado para disparar a última fase de maturação dos ovários, da ovulação e da desova.

A alimentação dos reprodutores consiste de um rodízio de peixes, lulas e, dependendo da espécie, siris, caranguejos e camarões. Também são fornecidas rações específicas para reprodutores ou formulações, semiúmidas ou não, com vitaminas, minerais, óleos ricos em ácidos graxos altamente insaturados (AGAI) e fosfolipídios.

A quantidade ofertada diariamente é de 3-5% da biomassa. Alimentar unicamente com ração formulada tende a resultar em desempenho reprodutivo inferior ao obtido com o fornecimento de alimentos frescos e ração.

Caso a temperatura nos tanques permaneça estável e dentro da faixa ótima para a espécie, as desovas em cativeiro podem se estender além do observado na natureza. A manutenção de níveis ótimos de fotoperíodo e intensidade luminosa e de qualidade da água (salinidade, concentração de oxigênio dissolvido, etc.), assim como o fornecimento em abundância de alimentos de alto valor nutricional, também afetam a duração do período reprodutivo. Exemplares de cativeiro tendem a desovar mais precocemene que os selvagens, mas a puberdade pode afetar negativamente a qualidade das desovas.

Os ovos fertilizados flutuam e podem ser coletados com uma rede tipo puçá ou pela saída de água pela porção superior do tanque, onde uma rede de 500 µm é acoplada. Antes de transferir os ovos para as incubadoras, deve-se estimar o número e a taxa de fertilização e, eventualmente, desinfetá-los (formaldeído 38%; 100 mg/l durante 60 min). As incubadoras têm formato cilindro-cônico e um ponto de aeração na porção inferior, além da renovação da água, que deve ser de, no mínimo, 20% por hora. A densidade máxima recomendada é de 2.000 ovos/l. A taxa de eclosão das larvas é avaliada por volumetria.

As larvas podem ser criadas de forma extensiva ou intensiva. A larvicultura extensiva utiliza um ecossistema fechado, sendo o alimento produzido dentro desse sistema, enquanto a larvicultura intensiva, devido às altas densidades de estocagem, necessita do fornecimento constante de alimento. A larvicultura intensiva é realizada em laboratório sob condições controladas e com sistemas de manejo de água semiestáticos ou de recirculação. As larvas são criadas em água com salinidade de 30 a 35, fotoperíodo natural ou com 13 a 14 h diárias de luz e aeração constante. A densidade das larvas varia com a espécie. Para o beijupirá, a recomendação é de 10 larvas/l, de 20 a 30 larvas/l para a tainha, de 20 a 50 larvas/l para o robalo-peva e o linguado, e de até 90/l para larvas do peixe-rei marinho (*Odonthestes argentinensis*). As larvas são alimentadas com rotíferos (*Brachionus plicatilis* e/ou *Brachionus rotundiformis*) enriquecidos, náuplios recém-eclodidos de *Artemia franciscana* e metanáuplios de *Artemia* enriquecidos com HUFA até o completo fornecimento de microdietas inertes, o que, dependendo da espécie, ocorre do 22º ao 55º dia após a eclosão (DAE). Durante a larvicultura adicionam-se microalgas, como *Nannochloropsis oculata* (30 a 80.000 células/ml), *Tetraselmis tetrathele* (50.000 células/ml) ou *Isochrysis galbana* (40.000 células/ml), o que é conhecido como larvicultura em **águas verdes**. Para algumas espécies de peixe, pastas de microalgas produzem resultados equivalentes a microalgas vivas. Como os copépodes são o principal alimento das larvas de peixe na natureza, o seu fornecimento geralmente resulta em maior crescimento, sobrevivência, adequada pigmentação, tolerância ao estresse e menor ocorrência de deformidades. Infelizmente, a produção de copépodes em escala que atenda a demanda de laboratórios comerciais de produção de alevinos

não é possível em vista da grande quantidade de microalgas necessária para alimentá-los. A opção de coletar copépodes no ambiente é pouco confiável, de caráter sazonal e pode introduzir parasitas nas larviculturas.

Durante a transição do alimento vivo para dietas inertes (desmame), as larvas recebem uma mistura de *Artemia* enriquecida, ou até mesmo adultos de *Artemia*, e microdietas, o que é chamado de coalimentação, que normalmente resulta em um maior crescimento e sobrevivência. A Figura 14.3 ilustra o manejo da alimentação na criação intensiva de larvas do robalo-peva.

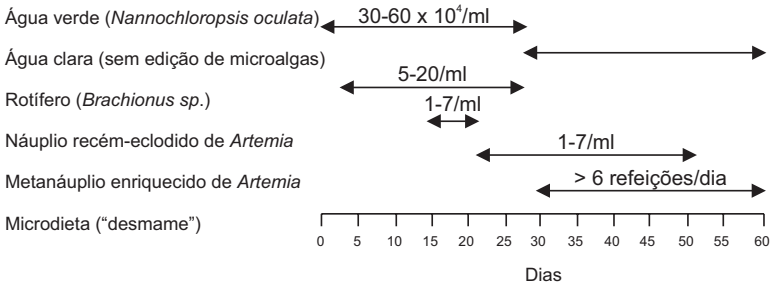


Figura 14.3 Manejo da alimentação na criação de larvas do robalo-peva (*Centropomus parallelus*).

Na larvicultura extensiva as densidades de estocagem são comparativamente mais baixas. Tanques de grande volume ou viveiros são previamente fertilizados para estimular a produção de plâncton. Após a absorção do vitelo, as larvas alimentam-se de rotíferos, protozoários e copépodes. Caso o alimento natural não seja suficiente, pode-se transferir plâncton de outros tanques ou viveiros com coletores automáticos ou adicionar náuplios de *Artemia*. Os peixes passam gradativamente a receber ração e, uma vez por semana, sofrem uma seleção, a fim de padronizar o tamanho e diminuir o canibalismo. A sobrevivência neste sistema é variável, raramente ficando acima de 10%. Por outro lado, devido ao maior valor nutricional do zooplâncton selvagem em relação aos rotíferos e *Artemia*, principalmente em termos de AGAI, aminoácidos livres e vitaminas, são produzidas larvas maiores e de maior qualidade do que nas larviculturas intensivas. Os alevinos são fornecidos desmamados, isto é, ingerindo dietas inertes e com peso mínimo de 1,0 g.

2.1.3 Criação extensiva de peixes marinhos

Um dos melhores exemplos de piscicultura extensiva são os *tambaks*, viveiros estuarinos que vêm sendo explorados no sudeste Asiático há vários séculos. Tradicionalmente, os *tambaks* dependem dos ciclos de maré, que transportam passivamente juvenis de peixes (*milkfish*, *C. chanos*, e as tainhas, *Mugil* spp.) e camarões,

que migram para as regiões estuarinas, principalmente na primavera. Como estes ambientes são altamente produtivos, os *tambaks* oferecem um ambiente favorável ao crescimento dos peixes. Os juvenis selvagens também podem ser capturados e transferidos para os *tambaks*. As densidades de estocagem são relativamente baixas, com cerca de um peixe/m². Consequentemente, a produtividade é baixa (menos de 500 kg/ha/ano), mas isso proporciona renda adicional e fonte de proteína suplementar. Praticamente toda a produção é consumida localmente. Embora não haja uma estimativa confiável sobre a extensão dos *tambaks*, somente na ilha de Java (Indonésia), eles ocupam mais de 40.000 ha. No Brasil (Pernambuco e Alagoas), a criação extensiva de peixes marinhos também é realizada em viveiros estuarinos abastecidos pelas marés.

A **vallicoltura** é outra forma de piscicultura extensiva, praticada há séculos nas regiões do Veneto e Emilia Romagna, na Itália. Um único **valle** pode ter centenas de ha. A **vallicoltura** concentra-se em espécies tolerantes à salinidade e temperatura, como a tainha, e se baseia no povoamento natural com juvenis durante a primavera ou na liberação de alevinos de laboratório, de espécies de maior valor como o pargo (*Sparus aurata*) e o robalo (*Dicentrarchus labrax*). Os peixes crescem sem suplementação alimentar, em uma condição próxima à natureza. No outono, os peixes são direcionados para o *pescherie*, viveiro profundo projetado para protegê-los do frio e na primavera retornam às áreas de crescimento. Estas operações se repetem anualmente até o peixe atingir o tamanho comercial. A captura é realizada por um engenhoso sistema de canais, eclusas e armadilhas, que selecionam peixes de tamanho adequado. Estima-se que mais de 30.000 ha são usados na Itália nesta forma de piscicultura.

2.1.4 Criação intensiva em gaiolas

As gaiolas, ou tanques-rede, podem ser flutuantes ou submersíveis e de vários formatos. As mais utilizadas são quadradas ou circulares, que são mais vantajosas por permitir uma maior renovação de água e uma maior relação superfície/volume. A escolha do tipo, forma e tamanho da gaiola depende das condições climáticas da região, da espécie a ser criada e da disponibilidade de recursos. O tamanho das gaiolas depende também da meta de produção e do local de instalação. As gaiolas podem ser confeccionadas com materiais simples, como madeira e bombonas plásticas como flutuadores, ou mais resistentes, como o polietileno de alta densidade (PEAD; Fig. 14.4). A instalação de gaiolas no mar requer a cessão de águas públicas, além do manejo apresentar as dificuldades inerentes às operações marítimas. As gaiolas ancoradas próximo à terra têm acesso fácil e são mais baratas, mas são mais vulneráveis ao roubo. Por outro lado, se localizadas no mar aberto ou no meio de uma baía, só podem ser acessadas por barcos motorizados e, portanto, os gastos com transporte de pessoal e insumos são maiores.



Figura 14.4 Fazenda de criação de peixes marinhos com gaiolas flutuantes na costa de Valência, Espanha. [Fonte: Alamá, Miguel Rodilla. Universidad Politécnica de Valencia, Espanha].

O princípio que norteia o uso das gaiolas é a troca de água através das redes e a manutenção de níveis de oxigênio dissolvido próximos ao ambiente circundante. A adequação de uma área pública ou privada para a instalação de gaiolas depende das condições oceanográficas, de forma que um estudo ambiental deve preceder a escolha da área. O conhecimento prévio da hidrodinâmica da região é imprescindível, pois correntes entre 0,1 e 1,0 m/s são desejáveis, por permitirem a manutenção do oxigênio dissolvido e a dispersão de resíduos (fezes e restos de ração). Por isso, a área deve ser preferencialmente abrigada, mas com boa renovação de água. Áreas que apresentem fortes correntes e ventos e elevada variação de maré, podem afetar o tamanho e posicionamento das estruturas, o custo de implantação e as operações de manejo. Também devem ser observados aspectos como facilidade de acesso (proximidade do porto) e a possibilidade de conflitos com outros usuários (pesca artesanal ou esportiva, mergulho, navegação, turismo, etc.). Com relação à profundidade, é necessário prever um vão livre de, no mínimo, 1,5 m entre a parte inferior da estrutura e o fundo do mar/estuário, ou a relação de 1:1,75 m entre a parte submersa da estrutura e o vão livre sob a mesma, prevalecendo sempre a que for maior.

Além de influenciar a qualidade ambiental, a alimentação é o principal custo operacional na piscicultura intensiva. Embora haja uma tendência de que as criações sejam instaladas em mar aberto, a maior parte da produção vem de áreas abrigadas. A prática nas fazendas de criação é fornecer mais do que uma refeição diária. No desmame, por exemplo, os juvenis são alimentados 5-10 vezes ao dia, enquanto 1-2

refeições diárias são mais comuns na engorda. A taxa de alimentação (quantidade diária de alimento oferecida aos peixes) varia entre 0,7-10% da biomassa, diminuindo gradativamente com o tamanho dos peixes. No caso de gaiolas de grande porte, a resposta à alimentação pode ser observada por mergulhadores ou câmeras submersas. O uso de rejeito de pesca (*trash fish* ou descarte; ver Capítulo 13: Recursos Vivos Marinhos) como alimento é uma prática comum. Além de poluir mais do que as rações balanceadas, o rejeito tem composição variável e dificuldades de transporte, armazenamento e fornecimento. Rações de qualidade normalmente resultam em maior crescimento e menor conversão alimentar (quantidade de ração fornecida aos peixes dividido pela biomassa produzida).

2.1.3 Malacocultura

A criação de ostras foi a primeira forma de malacocultura de que se tem notícia. No século I AC, os etruscos, e depois os romanos, teriam sido os primeiros a criar moluscos. Ostras coletadas no Mar Mediterrâneo eram mantidas em lagoas e baías no sul da Itália, sendo transportadas vivas até a capital para serem consumidas pelas elites romanas. Alguns romanos com casas na costa chegaram a construir tanques, chamados de *peschieri*, a fim de manter moluscos frescos para os convivas. Alguns *peschieri* ainda são encontrados hoje na costa do mar Tirreno. A criação de mexilhões provavelmente teve início em 1235, na Baía d'Aiguillon, costa oeste da França. Redes estendidas entre postes de madeira fincados no chão com o objetivo de capturar pássaros logo ficaram cheios de pequenos mexilhões, que cresciam rapidamente. Nas décadas seguintes, esse método foi aperfeiçoado e hoje é conhecido como *Bouchot*, ou de estacas, sendo usado em extensas áreas na costa atlântica francesa.

De atividade inicialmente artesanal, a malacocultura passou a ter importância econômica a partir dos anos 1940 na Espanha, país que liderou a produção mundial até os anos 1990, quando foi ultrapassado pela China. No período de 1980-1990, a produção se expandiu para outros países. Em 2010, a produção mundial foi estimada em 14,2 milhões de ton. No Brasil, a criação de moluscos teve início na década de 1970, com iniciativas de pequena escala na Bahia, Rio de Janeiro, São Paulo e Santa Catarina, mas somente adquiriu importância socioeconômica a partir do final dos anos 1980, em Santa Catarina. Provavelmente, tendo este estado como exemplo, a malacocultura se expandiu para outras regiões do país. Os fatores que contribuíram para essa expansão foram o baixo custo das estruturas de criação, a pequena demanda por insumos (baixos custos de operação), a facilidade no manejo e o uso de áreas de mar, o que torna desnecessária a aquisição de lotes de terra. Hoje, todos os estados litorâneos do Brasil criam moluscos, mas a produção está concentrada na região Sul.

Os criadores de moluscos são, na sua maioria, pescadores artesanais e pequenos agricultores, que têm na malacocultura uma forma de suplementar a renda familiar. A renda média mensal dos produtores catarinenses de mexilhões e ostras é mais do que

o dobro da dos pescadores artesanais (cinco salários mínimos *versus* dois salários mínimos), ou seja, a malacocultura passou a ser a principal fonte de renda dessas famílias. Nos últimos anos tem-se observado uma diversificação no perfil dos produtores, com um aumento do número de pequenos empreendedores ingressando na atividade. Apesar disso, a atividade ainda se caracteriza pelo seu caráter familiar e artesanal, que, na maioria dos casos, atende exclusivamente o mercado local. A organização é incipiente e localizada, havendo poucas iniciativas de cooperativas de produção ou entidades de empresas produtoras.

2.1.3.1 A seleção de áreas

Considerado um dos principais fatores que levam ao sucesso na criação de moluscos, a escolha de um local adequado envolve vários aspectos e, como tal, exige a avaliação de fatores físicos, biológicos, legais e econômicos, além de saúde pública. Entre os fatores ambientais, devem ser consideradas a qualidade da água (temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido), velocidade e direção das correntes, altura e força das ondas e marés, tipo de substrato, profundidade, produtividade primária e turbidez e a ocorrência de formas jovens (sementes), assim como de organismos incrustantes. Também é importante o conhecimento do entorno da área, principalmente a existência de fontes poluidoras em potencial, como indústrias, atividades agrícolas ou de criação de animais e centros urbanos, além do histórico de ocorrência de eventos de maré vermelha. Também devem ser consideradas questões práticas, como a proximidade de porto ou local que permita o acesso de embarcações, fundamental para a provisão de materiais e insumos e para o escoamento da produção, e a utilização da área por outros usuários (pescadores artesanais ou esportivos, banhistas, mergulhadores, etc.). Do ponto de vista econômico, é importante averiguar a disponibilidade local de mão de obra e de materiais e insumos, além da aceitação do produto no mercado.

2.1.3.2 Métodos e estruturas usadas na produção de moluscos no Brasil

O método de criação depende da espécie, da disponibilidade de recurso e das características da área. Entre os vários métodos e estruturas usadas na malacocultura mundial, considerando o caráter artesanal da maioria dos produtores brasileiros e as nossas condições ambientais, os mais comuns são o suspenso fixo, conhecido como **mesa**, **cama** ou **tabuleiro**, e os flutuantes do tipo espinhel ou *longline*, ou do tipo **balsa**.

Em áreas com profundidade entre 0,8 e 3,0 m, como é o caso de regiões intermareais, a estrutura tipo **mesa** é a mais empregada (Fig. 14.1b). Estacas de madeira ou bambu enterradas no substrato fazem o papel dos pés, que formam fileiras a uma distância entre si de 2-3 m. As estacas são ligadas por caibros de madeira ou estacas de bambu dispostos horizontalmente e mantêm as estruturas contendo os moluscos (cordas, travesseiros, lanternas, caixas, etc.) suspensos na água. O material utilizado é de custo relativamente baixo e durabilidade reduzida, sendo necessária uma manutenção

constante. Canos de PVC preenchidos com concreto também podem ser utilizados como pés. O maior custo deste material é compensado pela durabilidade. A criação em **mesas** tem os menores custos de instalação, manutenção e operação, mas, devido à sua localização próxima à costa e ao fácil acesso, os conflitos com outras atividades e a ocorrência de roubos são mais frequentes.

A **balsa** é recomendada para áreas abrigadas e entre 4-40 m de profundidade (Fig. 14.5). Construídas com diferentes materiais, as balsas são normalmente compostas de uma armação de madeira, mantida sobre a superfície da água graças a um conjunto de flutuadores, que podem ser bóias, placas de isopor ou de poliuretano rígido, bombonas plásticas, tambores de metal revestidos com resina ou ainda compensado naval revestido com fibra de vidro preenchido com poliuretano expandido. O tamanho e o número dos flutuadores variam com as dimensões da balsa, que geralmente tem de 30 a 70 m². Na Espanha, é comum o uso de balsas com até 500 m². O sistema de ancoragem da balsa depende do substrato. No caso de fundos de pedra, a ancoragem é feita com cabos ligados a poitas de concreto, enquanto em ambientes com substratos moles, os cabos podem ser ligados a estacas de ferro enterradas ou a um conjunto de correntes tipo amarra e âncoras. O comprimento do cabo deve ser, pelo menos, três vezes a profundidade do local, porém acima de três metros na maré mais baixa. Para aumentar a vida útil da balsa, recomenda-se que a estrutura de armação permaneça fora da água.



Figura 14.5 Balsa de bambu (frente) e plataforma de trabalho (ao fundo) utilizadas na criação da ostra *Crassostrea gigas* na região de Hiroshima, Japão. [Fonte: do autor].

O terceiro tipo de estrutura é o espinhel de superfície (Fig. 14.6b), o mais empregado na criação de mexilhões, ostras japonesas e vieiras no Brasil. Os espinhéis são recomendados para áreas mais profundas e expostas, sujeitas a ventos e correntes. A estrutura é constituída por cabos com até 100 m, que são suspensos na água por flutuadores (boias ou barris de plástico, fibra ou poliuretano) posicionados a 2-3 metros. O espaçamento entre as linhas do espinhel é de 5-15 m, dependendo do tamanho da embarcação usada no manejo e das condições do local. A cada 0,5 a 1,0 m, as **lanternas** (Fig. 14.6a) ou cordas são amarradas à linha do espinhel, sendo a densidade dependente da produtividade primária do local. Como cada metro da corda pode pesar mais de 15 kg, recomenda-se que estas tenham até 1,5 m de comprimento, o que permite a retirada da água por duas pessoas. Em locais mais fundos podem ser usadas cordas maiores, mas é necessário equipamento específico para o manejo e a despesca. Uma das extremidades do espinhel é direcionada para o mar aberto, de onde vêm as ondas de maior intensidade. A ancoragem é similar à das balsas. As balsas e os espinhéis demandam maiores investimentos na instalação e manutenção, mas a criação pode ser realizada em áreas afastadas da costa. São estruturas com menor impacto visual e ambiental e menor possibilidade de conflitos com outros usuários.



Figura 14.6 (a) Lanterna com quatro andares utilizados na criação de moluscos e (b) espinhel de superfície. [Fotos: Viana, Graco Aurélio Câmara de Melo, UFRN, Natal (RN)].

2.1.3.3 Obtenção de sementes

A obtenção de sementes é fundamental para o sucesso na criação de moluscos. No Brasil, elas podem ser obtidas: (1) pela extração do estoque natural (fixas em raízes, troncos ou rochas); (2) com coletores artificiais que fixam larvas planctônicas produzidas por reprodutores silvestres ou mantidos em criações nas imediações; e (3) pela produção em laboratório.

A primeira opção é realizada para obter sementes de ostra de mangue e mexilhão. Como essa ostra são naturalmente encontradas em manguezais e em rios que desembocam no mar, as sementes estão aderidas às raízes e troncos do mangue. Muitos produtores coletam as sementes e as transferem para as estruturas de engorda. Com o passar do tempo, as ostras se reproduzem e os produtores podem então utilizar coletores ao redor das áreas de criação. No caso dos mexilhões, o início da criação baseou-se na extração de sementes fixadas nos litorais rochosos. Com o crescimento da atividade, essa fonte mostrou-se insuficiente para abastecer a demanda, além de afetar a população natural de mexilhões. Graças à legislação mais restritiva e a conscientização dos produtores, a utilização de coletores artificiais para a captura de sementes cresceu gradativamente. Apesar disso, muitos ainda utilizam sementes obtidas nos costões rochosos.

A captação natural com coletores artificiais é considerada a forma mais correta e econômica, razão pela qual é o método mais difundido no mundo. A captação natural de sementes é variável e dependente das condições ambientais que afetam a produção de larvas. O sucesso depende do conhecimento sobre os períodos de desova, bem como a definição dos melhores locais e áreas para instalação dos coletores. Estes podem ser confeccionados de qualquer material barato, de fácil acesso, não tóxico, desde que permitam a aderência das sementes. Garrafas plásticas (PET) cortadas e sobrepostas, conchas de moluscos perfuradas e dispostas em forma de colar, pedaços de bambu, ou até mesmo pedaços de cordas e redes de pesca trançadas, podem ser usadas. Também existem no mercado nacional coletores comerciais utilizando diversos tipos de materiais e formatos. A escolha do coletor variará com a espécie-alvo, as condições ambientais e a disponibilidade financeira. Independente do modelo, os coletores são instalados próximos às populações da espécie-alvo que se reproduz naturalmente, permanecendo na água até a fixação das larvas, com posterior desenvolvimento das sementes. Após esta etapa, os coletores são retirados e as sementes são transferidas para a engorda. O processo de fixação das sementes aos substratos ocorre em duas etapas. A fixação primária ocorre em substrato filamentoso e macio, como algas, hidrozoários, plástico e náilon. Essa fixação depende da presença de um biofilme, formado principalmente por microalgas e bactérias, que funciona como atrativo para a adesão inicial, que se torna possível graças ao muco e, em seguida, com a formação de bisso. A fixação secundária é observada em substratos mais duros e é duradoura. No sul do Brasil, existem várias recomendações de épocas para a instalação

de coletores para captar, por exemplo, sementes do mexilhão *P. perna*, no entanto, aquela que garante o maior número de sementes se estende da segunda metade de agosto até dezembro.

A terceira opção para a obtenção de sementes é a produção em laboratório. Além do menor impacto sobre as populações naturais, permite a produção ao longo do ano. Por outro lado, requer um laboratório especializado na manutenção de reprodutores e na produção de larvas e várias espécies de microalgas. Por causa dos custos envolvidos na construção e manutenção do laboratório, essas sementes têm um custo maior, o que faz dessa opção a menos utilizada no mundo. No caso de espécies exóticas, como a ostra japonesa (*C. gigas*), as sementes têm que ser produzidas em laboratório, já que se desconhece o estabelecimento de populações no Brasil. A produção em laboratório também é a única forma de obter sementes da vieira (*N. nodosus*). Embora nativa do Brasil, a baixa densidade populacional e a reprodução parcial e assincrônica dessa espécie na natureza afetam a disponibilidade de larvas, resultando na baixa eficiência de assentamento de sementes em coletores. Assim, até o momento, a criação da vieira no Brasil só é possível com a produção de sementes em laboratório.

Os procedimento e técnicas usadas na produção de sementes em laboratório são muito semelhantes, com algumas diferenças em função das condições locais e da espécie. De modo geral, a produção é dividida nas etapas de reprodução, larvicultura e formação das sementes. Em todas elas, as condições ambientais e a alimentação são controladas, sendo que o nível de controle varia com as especificidades de cada fase de desenvolvimento do molusco. O controle da alimentação ocorre pelo fornecimento de diversas espécies de microalgas, que são produzidas separadamente em larga escala, e se constituem na principal fonte de alimento de reprodutores, larvas e sementes. A produção de microalgas é realizada em paralelo à maturação dos reprodutores e ao desenvolvimento das larvas, a fim de atender os requisitos de quantidade, qualidade e tamanho celular adequado a cada estádio de desenvolvimento. O valor nutricional das microalgas depende da fase do cultivo e da capacidade de ingestão e digestão das células pelas larvas. As microalgas mais utilizadas são *Isochrysis galbana*, *Pavlova lutheri, Chaetoceros gracilis*, *Chaetoceros calcitrans*, *C. muelleri* e *T. tetrathele*.

2.1.3.4 A reprodução

A reprodução envolve a formação, manutenção e seleção de matrizes, indução à desova e fertilização. Geralmente, moluscos mantidos no mar são monitorados para avaliar o desenvolvimento gonadal. No Sudeste e Sul do Brasil, isso ocorre com a aproximação do período natural de reprodução, que para a ostra japonesa vai de setembro a fins de novembro. O período natural de reprodução da vieira nessa região parece se estender ao longo do ano, porém com maior atividade em novembro e dezembro. As matrizes com desenvolvimento gonadal são transferidas para o

laboratório, passando por um período de acondicionamento (15-20 dias) em tanques, com controle de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido, e recebem uma dieta com várias espécies de microalgas. Quando se quer produzir larvas, as matrizes com desenvolvimento gonadal mais avançado são transferidas para tanques de maturação. Em cativeiro, a maioria dos bivalves é induzida a desovar por estimulação química ou física, incluindo manipulação da temperatura (aumento abrupto de 2 a 3 °C na temperatura da água), injeção de serotonina no músculo adutor, adição de peróxido de oxigênio à água do mar levemente alcalina ou a utilização de água irradiada com raios ultravioleta. A presença de espermatozóides na água também funciona como estímulo, sendo o esperma obtido com o sacrifício de machos. A exposição ao ar (ou **dessecação**), a limpeza da superfície externa das matrizes (retirada do *biofouling*) e o aumento da concentração de microalgas são outros métodos comuns na indução à liberação de gametas de ostras e mexilhões. Para vieiras maiores que 12 cm, a manutenção da temperatura em 17-18 °C associada à alimentação abundante, geralmente resulta em desovas.

Os gametas são liberados na água e a fertilização é externa. Cerca de 30 min após a fertilização ocorre a primeira clivagem celular e de 6 a 10 h depois é formada a primeira fase larval, denominada trocófora, que nada ativamente. Após 24 h, as larvas desenvolvem uma concha rudimentar, sendo então denominadas de *veliger* (ou larva **D**). Dependendo da temperatura da água, as larvas **D** passam de 15 a 20 dias em suspensão na coluna d'água. Após essa fase planctônica as larvas sofrem uma metamorfose, formando um pé. Por causa disso, passam a ser chamadas de *pediveliger* e começam a procurar por substratos para se assentar. Gradativamente perdem a capacidade de nadar, iniciando a vida bentônica. A larvicultura dura 15-21 dias. Nesse período, a alimentação consiste em uma mistura de microalgas, geralmente *I. galbana*, *C. gracilis* e *C. calcitrans*, na concentração de 10 a 30.10^3 células/ml. A água deve ser trocada periodicamente. A densidade inicial é de 100 larvas/ml, mas, ao atingir o estágio de larva **D**, é reduzida para 10 larvas/ml. A sobrevivência ao final da larvicultura é variável, mas no Brasil é comum obter entre 20 e 30% para a ostra japonesa e de 5 a 25% para a vieira. As larvas podem ser transferidas para tanques de assentamento, que contam com coletores para a fixação. Estas permanecem nos tanques por algumas semanas, quando o manejo da água e alimentação é similar à larvicultura. Os moluscos, agora chamados sementes, ficam no laboratório até atingir entre 4-10 mm de comprimento, quando são transferidos para o berçário (ou pré-engorda) ou repassados aos produtores.

BOX 14.3
MARÉ VERMELHA

A maré vermelha resulta do crescimento excessivo de algas tóxicas, principalmente dinoflageladas. É um fenômeno costeiro, causado pela elevada incidência solar, que favorece a fotossíntese, e o aumento da disponibilidade de nutrientes natural ou antrópica. Como nem sempre a água adquire coloração avermelhada, o termo **maré vermelha** vem sendo substituido por **floração de algas nocivas**, ou FAN. Embora a FAN não represente perigo direto aos humanos, os bivalves são propensos à contaminação, uma vez que filtram as algas e retêm as toxinas. Consequentemente, podem intoxicar animais que deles se alimentem, como pássaros, mamíferos marinhos e até o homem. Os bivalves não são afetados diretamente pelas toxinas, mas o seu consumo pode causar distúrbios gastrointestinais (náuseas, dores intestinais e diarreia). Por isso, durante eventos de FAN, não se permite a despesca e a comercialização de moluscos nas áreas afetadas. Um programa de monitoramento de algas nocivas e ficotoxinas nas principais regiões produtoras de moluscos de Santa Catarina funciona desde 2006.

2.1.3.5 A engorda de mexilhões, ostras e vieiras

A engorda de moluscos bivalves é desenvolvida no ambiente natural e faz uso exclusivo dos recursos ali presentes. Por serem eficientes filtradores, os bivalves alimentam-se do fitoplâncton e da matéria orgânica particulada em suspensão. Embora a porção orgânica do *seston* contenha outras classes de organismos (vírus, bactérias, fungos, larvas de invertebrados, e outros), o fitoplâncton é o principal alimento das larvas, juvenis e adultos.

No caso da engorda do mexilhão, sementes de tamanho homogêneo são ensacadas em redes de algodão tubulares (10 cm de diâmetro e 3-5 m de comprimento), as quais estão inseridas em outra rede de náilon, que funcionará como eixo onde os mexilhões se fixam. Em poucas semanas na água, a rede externa se decompõe, quando os mexilhões já terão se fixado uns aos outros e à rede interna pelos filamentos do bisso, formando uma **corda**. Esse método de ensacamento é dominado **Francês**.

Em Santa Catarina, cada corda recebe entre 1,5 a 2,0 kg de sementes por metro linear, ou cerca de 700 mexilhões. Periodicamente é realizado um processo de seleção, separação por tamanho e diminuição da densidade de estocagem, chamado de desdobre (ou repicagem). Durante o desdobre também se realiza a limpeza e retirada dos organismos competidores e predadores.

Dependendo do crescimento, o desdobre é efetuado quando os mexilhões têm 5 cm de comprimento, ou após 5-6 meses. No desdobre é comum realizar novos

ensacamentos, o que permite um aumento na produção, pois de duas a cinco novas cordas podem ser obtidas a partir de uma única. Após 7 a 9 meses, cada metro de corda tem de 12 a 17 kg de mexilhões. A temperatura e a produtividade primária afetam o desenvolvimento dos mexilhões e o rendimento médio de carne (% do peso total). Assim, é importante acompanhar o ciclo reprodutivo para definir o momento da despesca. No pico da reprodução, os mexilhões têm 35-45 % de carne, mas após a desova podem ter menos de 15%.

A engorda de ostras japonesas e vieiras iniciam com a manutenção das sementes em uma lanterna berçário. As sementes são acondicionadas em lanternas com malha de 5 mm a uma densidade de 1.000 indivíduos por andar. Mensalmente as lanternas são retiradas da água, as ostras separadas por tamanho e acondicionadas em densidades menores (50 a 250 ostras/andar) em lanternas com malha crescente (de 8 a 15 mm). Também é feita a limpeza e a retirada dos competidores e predadores. As ostras levam de 7 a 10 meses para atingir o tamanho comercial.

Durante o verão há um aumento da mortalidade, especialmente em fevereiro, quando a temperatura da água pode alcançar 30 °C. Este fenômeno é conhecido como mortalidade massiva (*Summer mass mortality*), o que faz com que, em Santa Catarina, os meses de verão não sejam propícios para o início da produção de ostras japonesas. As temperaturas acima de 28 °C retardam o crescimento e causam a mortalidade das ostras. A época recomendada para a estocagem das sementes de ostra japonesa se estende de abril a junho, quando a temperatura da água é inferior a 26 °C. Isto resulta em maior sobrevivência e crescimento e permite que ostras com tamanho comercial estejam disponíveis antes do próximo verão.

A principal diferença da criação de vieiras em relação aos mexilhões e ostras é a necessidade de um manejo periódico mais frequente, principalmente para ajustar a densidade de estocagem, que afeta negativamente o crescimento. Por isso, o desdobre das vieiras é uma prática rotineira, que tem grande efeito sobre os resultados finais. Além disso, a densidade de estocagem é muito menor em comparação à ostra, o que resulta em um maior custo de produção. A quantidade final de ostras por andar geralmente fica em torno de 50 a 100 indivíduos, enquanto para vieiras a densidade final é de 10 a 15 exemplares/andar.

Independentemente da espécie criada, as rotinas de manejo incluem a retirada da fauna associada, incluindo organismos incrustantes (poríferos, cirripédios, anfípodes, etc.), além dos associados às estruturas de criação, como poliquetas e outros invertebrados, e o desdobre. Embora a predação não seja um problema sério, os competidores e predadores também são retirados.

Os predadores mais comuns são siris, gastrópodes, estrelas do mar e peixes. Como prevenção ao ataque de peixes, alguns produtores colocam uma rede de pesca no entorno das estruturas no início da engorda.

2.1.4 O cultivo de macroalgas

Desde a antiguidade, as macroalgas marinhas são exploradas como alimento por vários povos, principalmente na Ásia. Não é surpresa, portanto, que ainda hoje elas façam parte da gastronomia desses povos. Se no início os cultivos tinham o objetivo de produzir alimento para consumo humano, posteriormente, com a descoberta das aplicações industriais dos ficocolóides (carragenanas, alginatos e agaranas), elas passaram a atender a demanda por esses subprodutos. Outra aplicação não menos importante das algas é como mitigador dos impactos ambientais, uma vez que elas fixam nutrientes dissolvidos, como nitrogênio e fósforo e, portanto, o cultivo pode contribuir no tratamento de águas eutrofizadas. Ao contrário de outras formas de maricultura, a algicultura não faz uso de rações ou fertilizantes e as demandas por tecnologia e capital são relativamente pequenas. Além disso, os ciclos de produção são curtos, normalmente menos de dois meses. Dadas estas características, o cultivo de algas tem gerado benefícios para muitas comunidades costeiras, tendo se tornado uma importante estratégia de subsistência para muitas delas.

Apesar das vantagens em comparação aos demais ramos da maricultura, a algicultura é uma atividade relativamente nova. Os primeiros relatos sobre tentativas de se cultivar algas marinhas apareceram nos últimos 400 anos. Alguns historiadores indicam que os cultivos teriam iniciado no mar interno de Seto, perto de Hiroshima, Japão, no final do século XVII, enquanto outros defendem que o início teria ocorrido em 1736 na Baía de Tóquio, de onde a atividade teria se espalhado. A tecnologia de cultivo de macroalgas empregada naquela época era primitiva, mas funcional. Alguns pescadores observaram que formas jovens de uma alga chamada **nori** (gênero *Porphyra*) colonizavam as estacas de madeiras e as cordas dos apetrechos de pesca. Assim, com a chegada do outono, eles passaram a enterrar coletores (galhos de árvores ou estacas de bambu aos quais feixes de galhos de árvore eram atados) em áreas intermareais. Os galhos cheios de esporos eram transportados para estuários, onde as algas cresciam rapidamente. A colheita começava no final do ano e durava até a primavera. Na década de 1940, os japoneses aprimoraram o método de cultivo, colocando redes de material sintético ligadas a varas de bambu, o que aumentou muito a produtividade. O desenvolvimento dos cultivos modernos de *Porphyra* deu-se a partir de 1949, quando a pesquisadora britânica Kathleen Drew-Baker descobriu que uma espécie microscópica filamentosa denominada *Conchocelis* fazia, na verdade, parte do ciclo de vida da *Porphyra*. Hoje em dia, *Porphyra* é cultivada em duas fases, sendo uma em laboratório, que dura entre abril a setembro, quando a conchocelis é cultivada para liberação dos esporos, que vão ser semeados em redes. Estas serão mantidas suspensas na superfície do mar entre outubro a março. O período da semeadura e a primeira colheita dura cerca de 45 dias, mas colheitas múltiplas podem ser feitas a partir de uma única semeadura, normalmente em intervalos de 10 a 15 dias. Mais de 600 km² de águas costeiras são usadas na produção de **nori** no Japão. A China e a Coreia do Sul também são

importantes produtoras dessa alga. A produção mundial supera 600 mil ton anuais (Tab. 14.4). Considerando todas as espécies, a China é o maior produtor mundial de macroalgas, seguido da Indonésia, Filipinas, Coreia do Sul e Japão.

Tabela 14.4 Produção mundial de algas e seu valor.

Nome popular/Espécie	Produção (t)	Valor (US$ x 10^6)	Principais produtores
Kombu (*Saccharina japonica*)	5.257.201	263	China, Coreia do Norte e Japão
Cotonii e spinosum (*Eucheuma* e *Kappaphycus*)*	4.623.754	1.066	Indonésia, Filipinas e China
Nori (*Porphyra tenera*)	608.709	1.076	China, Japão e Coreia do Sul
Wakame (*Undaria pinnatifida)*	270.000	149	Coreia do Sul, Japão e Coréia do Norte

*Inclui as seguintes espécies: *Eucheuma cottonii, Eucheuma denticulatum*, *Eucheuma* spp. *e Kappaphycus alvarezii.*

Embora a algicultura não conste nas estatísticas oficiais brasileiras, experiências de cultivo vêm sendo desenvolvidas há mais de uma década, visando a obtenção de dois produtos utilizados nas indústrias alimentícia e farmacêutica: o ágar e a carragenana. As principais algas nativas produzidas no Brasil são do gênero *Gracilaria* e *Hypnea musciformis*. Recentemente, *Kappaphycus alvarezii* (Fig. 14.7) foi introduzida no Brasil.

2.1.4.1 Obtenção de mudas

Para se iniciar o cultivo, as mudas podem ser coletadas em bancos naturais ou por meio da captação e germinação de esporos. A coleta de mudas ou fragmentos de macroalgas pode ser realizada manualmente nos períodos de maré baixa ou por mergulho em áreas rasas. Antes de transferir as mudas para as cordas ou cabos das estruturas de cultivo no mar, estas devem ser cuidadosamente selecionadas. Algas com coloração esbranquiçada, manchas ou poucos ramos e ápices provavelmente não estão sadias e não devem ser selecionadas. Deve-se também garantir que as mudas estejam livres de epífitas.

A produção de macroalgas baseada unicamente na propagação vegetativa, ou seja, na coleta de mudas nos bancos naturais ou no desmembramento de plantas selvagens ou cultivadas, pode levar a perda de vigor ou a uma maior susceptibilidade a doenças. As soluções para este problema incluem o estabelecimento de um plano de manejo dos bancos naturais e a aplicação de técnicas avançadas, como micropropagação e esporulação. O cultivo de esporos demanda uma estrutura física que aloje um tanque

com renovação de água do mar para manter as macroalgas. Neste tanque são adicionados substratos artificiais para a fixação dos esporos. Vários substratos são usados, mas o mais comum é uma moldura quadrada (cerca de 50 x 50 cm) de tubos de PVC (20-25 mm), na qual uma corda de polipropileno é enrolada. Os substratos são colocados no tanque até que ocorra a liberação dos esporos, quando as algas devem ser retiradas. Os substratos são mantidos no tanque por cerca de 60 dias, até os esporos alcançarem, pelo menos, 1,0 mm. Os substratos podem, então, ser transportados para o local do cultivo, onde a corda será desenrolada e presa na estrutura de cultivo no mar.

2.1.4.2 Métodos e manejo do cultivo

Os métodos empregados no cultivo de macroalgas marinhas assemelham-se aos da malacocultura, ou seja, de fundo (*off-bottom*) e de balsas ou espinhéis (*longlines*). O método de fundo utiliza estacas de madeira ou bambu enterradas no sedimento, sendo recomendado para áreas rasas. As estacas possuem cordas onde as mudas são presas. As cordas devem ser mantidas a cerca de 30 cm do fundo, evitando o contato com o sedimento, e a 30 cm abaixo da superfície da água, para evitar exposição direta ao sol durante a maré baixa. Como as algas permanecem imóveis, o impacto mecânico provocado pela água pode resultar na perda de biomassa por quebra da fronde. Em áreas mais profundas, balsas feitas de bambu, madeira ou tubos de PVC também podem ser usadas, mas o cultivo em espinhéis é mais comumente empregado, sendo a estrutura preferida no Brasil. Nesse caso, duas linhas de cabos paralelas são unidas a cada 5-10 m por tubos de PVC, que funcionam como flutuadores e aos quais as cordas com as macroalgas são fixadas (Fig. 14.7). Nas estruturas flutuantes, parte do impacto provocado pela movimentação da água é transmitido para a estrutura de flutuação, já que esta se movimenta horizontal e verticalmente, diminuindo o efeito sobre as plantas.

Durante o cultivo no mar, algumas tarefas devem ser realizadas periodicamente, como inspeção das estruturas, limpeza e reposição de mudas e materiais. Plantas que não aparentem estar sadias devem ser substituídas, pois, além de não crescerem, poderão contaminar as demais. Algas com aparência sadia, mas que não se ramificam e não crescem, também devem ser substituídas, pois pouco contribuirão para a produção. Além disso, algumas plantas podem se soltar durante o cultivo, devendo ser imediatamente repostas para que a quantidade de algas por corda permaneça constante. A proximidade entre as plantas favorece a limpeza, uma vez que o movimento da água faz com que elas se toquem, diminuindo assim a ocorrência de epífitas. Além disso, quanto menor a quantidade de mudas na corda, menor será a produção. A limpeza consiste na retirada de epífitas e incrustações, o que deve ser realizado uma vez por semana. Caso o problema persista, deve-se considerar a troca do local de cultivo. As estruturas de fixação (estacas, balsas ou espinhéis), flutuadores e cordas desgastam-se rapidamente no mar e devem ser trocadas ou consertadas. As cordas e os flutuadores também devem ser mantidos limpos, evitando incrustações e diminuindo o peso sobre a estrutura.



Figura 14.7 Cultivo de diferentes linhagens de *Kappaphycus alavarezii* utilizando espinhel com redes tubulares na Praia do Sambaqui, Florianópolis, SC.
[Fotos: Yayashi, Leila (UFSC, Florianópolis, SC)].

2.1.4.3 O cultivo de *Kappaphycus alvarezii*

O interesse na produção de *K. alvarezii* deve-se ao fato da espécie ser rica em carragenana, um hidrocolóide com inúmeras aplicações industriais. Embora as estatísticas da FAO não distingam as diferentes espécies de macroalgas, estima-se que esta espécie responda por mais de 70% da carragenana no mercado mundial. Em 2011, a produção de *Kappaphycus* e de espécies similares foi superior a 4,5 milhões de ton (Tab. 14.4). O sucesso na produção comercial nas Filipinas, um dos principais produtores, estimulou a sua introdução em mais de 25 países.

A introdução de *K. alvarezii* no Brasil aconteceu em 1995, na costa de São Paulo. A escolha de uma espécie com tecnologia de cultivo estabelecida possibilitaria minimizar a explotação dos bancos naturais de espécies nativas, além de diminuir a dependência

da indústria brasileira pela carragenana importada. O cultivo no sul do Rio de Janeiro começou em 1998, na Baía da Ilha Grande. Em 2003, uma fazenda comercial foi estabelecida na Baía de Sepetiba. Após mais de dez anos de pesquisa e de cultivos experimentais, a autorização formal para cultivar a espécie foi concedida pelo Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) em julho de 2008, para a faixa de litoral entre a Baía de Sepetiba (RJ) e Ilha Bela (SP). Neste mesmo ano a espécie foi introduzida Santa Catarina.

O cultivo de *K. alvarezii* é relativamente simples, pois se baseia no processo contínuo de propagação vegetativa. A partir de plantas desenvolvidas, mudas aparentemente sadias e sem epífitas são fixadas em cordas ou cabos das estruturas de cultivo no mar. A fixação das mudas pode ser feita diretamente, amarrando-as nas cordas, ou inserido-as no interior de uma rede tubular, com o auxílio de um tubo de PVC. Nos dois casos, as mudas fixadas são transferidas para o cultivo no mar. Porções do talo são amarradas às cordas ou cabos das estruturas de cultivo com fitilhos de polipropileno, fios de algodão ou abraçadeiras de náilon. Em outro método, chamado *made loop*, a muda presa a uma abraçadeira de náilon é amarrada a um laço feito na própria corda do espinhel. As mudas são ensacadas em redes tubulares com 10 cm de diâmetro (Fig. 14.7), método mais empregado no Brasil. O crescimento ocorre na faixa de 20-32 °C e em salinidades acima de 30. Dependendo das condições ambientais e do método empregado, ciclos sucessivos de cultivo podem durar de 30 a 60 dias. Em condições tropicais, *K. alvarezii* alcança taxas de crescimento relativo (TCR) de 3,0 a 8,0% dia. Como o crescimento tem relação direta com a temperatura da água, no inverno do sul do Brasil, a TCR fica abaixo de 1,0% dia. No verão e outono, o crescimento facilmente supera os 5,0% dia.

Nas mudas que foram amarradas às cordas, a colheita consiste na desvinculação ou no corte dos fitilhos, fios ou abraçadeiras. No caso do uso de redes tubulares, a colheita é feita com a ajuda de um pedaço de madeira com orifícios circulares, com diâmetro um pouco maior que o da rede tubular. A ponta da rede é inserida no orifício e tracionada, fazendo com que as algas se desprendam. Após a colheita, as algas são abundantemente lavadas com água para remover areia e outros sedimentos, e secas ao sol até atingir uma umidade entre 30 e 40%. A secagem facilita a conservação, a armazenagem e o transporte da macroalga.

2.1.4.4 O cultivo de espécies nativas do Brasil

Há muito tempo os bancos naturais de macroalgas vêm sendo explorados no nordeste do Brasil, principalmente no Rio Grande do Norte, Ceará e Paraíba. Felizmente, algumas comunidades litorâneas dessa região vêm cultivando esse recurso marinho em substituição ao extrativismo. Esses cultivos baseiam-se em tecnologias de fácil aplicação e custo acessível e que propõem o uso de estruturas feitas de cordas, flutuadores e âncoras. Quando possível, são reutilizados materiais disponíveis localmente. As espécies cultivadas são principalmente *Hypnea musciformis* e *Gracilaria birdiae*. Nas regiões

sudeste e sul, porém, várias outras espécies de *Gracilaria* vêm sendo consideradas. *Gracilaria* é naturalmente rica em Agar. Ao ser purificado, este composto passa a ter uma enorme gama de aplicações nas indústrias médico-farmacêutica, cosmética, química, alimentícia e têxtil. Os cultivos de *Gracilaria* no Brasil baseiam-se na propagação vegetativa, iniciando com a retirada de mudas dos bancos naturais, quando são selecionadas as plantas sem epífitas, aparentemente sem estruturas reprodutivas e sadias. Mudas com até 100 g de peso são amarradas por fitilhos ou fios de algodão nas cordas em intervalos de 15-20 cm. As linhas de cultivo são distribuídas paralelamente, distando cerca de 5,0 m entre si. A TCR de *Gracilaria* pode alcançar até 9,0% dia, mas varia conforme a região e a estação do ano. Sistemas de maricultura, integrando diferentes espécies, oferecem a oportunidade de aumentar a eficiência dos cultivos, diminuindo os custos e aumentando a produção. Um exemplo disso é o cultivo de macroalgas em águas ricas em nutrientes, como pode ser o caso dos efluentes de fazendas de camarão. A produção de matéria seca de *G. birdiae* no canal de drenagem de fazendas de camarão pode ser superior a 20 ton/ha/ano.

BOX 14.4
TECNOLOGIA ARTESANAL NO CULTIVO DE *GRACILARIA*

Assim como em outras comunidades litorâneas do Nordeste, na praia de Pau Amarelo, Pernambuco, foram usadas estruturas de baixo custo e fácil construção e operação no cultivo de *G. birdiae* (Fig. 14.8). Espinhéis com 30 m foram confeccionados com material reciclado, incluindo: cordas de polietileno de 12 mm, usadas nos apetrechos de pesca; garrafas PET, como flutuadores; e ancoragem, com poitas artesanais confeccionadas com pedras e madeira. A sinalização usou bandeirolas de bambu, retalhos de tecidos coloridos, pedaços de isopor e, para manter o equilíbrio, tijolos de construção.

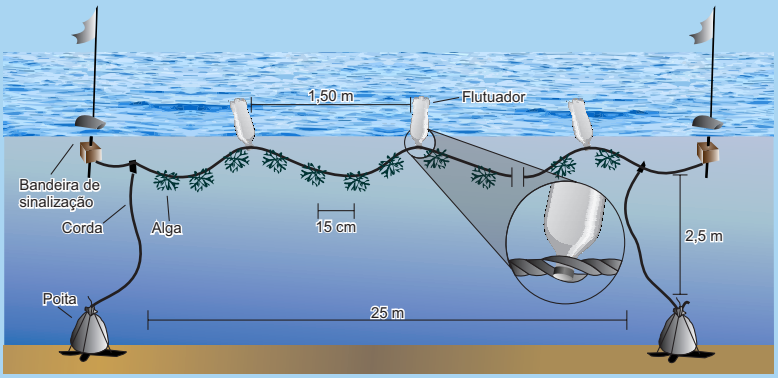


Figura 14.8 Espinhel artesanal empregado no cultivo da macroalga *Gracilaria birdiae* na praia do Pau Amarelo, Pernambuco. [Fonte: Simões, Mirela A. UFPE/UFRPE, Recife, PE].

Hypnea musciformis é outra espécie nativa que vem sendo considerada para cultivo. Apesar do alto rendimento e da carragenana de boa qualidade, a fragilidade do talo a torna uma espécie difícil de ser cultivada. As estruturas de cultivo mais usadas são as balsas e espinhéis, embora o cultivo de fundo já tenha sido usado em viveiros com mudas coletadas em bancos naturais. Usando cordas de sisal e malha de sacos de frutas como redes tubulares, essa alga foi cultivadas por 90 dias, alcançando entre 8 e 15 kg/m². A TCR foi estimada em 4,0% dia. A predação por peixes e moluscos pode afetar o cultivo. O uso de redes horizontais presas a flutuadores como substrato para as mudas e a escolha do local de cultivo são cuidados recomendados como formas de prevenir a predação. Depois da colheita, as algas são lavadas e secas em esteiras, sendo posteriormente cozidas para produção de carragenana. Em muitos casos, o beneficiamento das algas é realizado localmente, de forma rústica, e a produção é pequena.

3 A Sustentabilidade da Maricultura

O conceito de desenvolvimento sustentável pressupõe um modelo que atenda as necessidades do presente, sem comprometer a possibilidade das gerações futuras atenderem as suas necessidades. Tal desenvolvimento deve conservar a terra, a água, os recursos genéticos animais e vegetais, não agredir o meio ambiente, ser tecnicamente possível, economicamente viável e socialmente aceitável. A busca pela sustentabilidade tem conduzido a constantes desafios e questionamentos, pois conceitos antes considerados antagônicos, como preservação ambiental, bem-estar social e lucro, devem agora ser harmonizados e tratados de forma indissociável. No caso da maricultura, um dos principais desafios é atender os interesses de uma atividade em pleno crescimento sem afetar o meio ambiente.

Os impactos mais comumente identificados com a maricultura são aqueles relacionados à liberação de efluentes ricos em nutrientes dissolvidos e matéria orgânica e a formação de áreas de deposição sob as estruturas de criação. O equilíbrio ecológico também pode ser colocado em xeque quando habitats naturais são modificados, produtos químicos são usados indiscriminadamente, espécies criadas em cativeiro, algumas delas exóticas, escapam das estruturas onde são mantidas e afetam as populações selvagens, ou mesmo quando cardumes de peixes são capturados exclusivamente para a fabricação de rações. Embora seja impossível produzir sem causar impactos, o grau dos mesmos irá depender do tamanho da fazenda, das espécies criadas, da densidade de estocagem, do tipo e intensidade da alimentação, da hidrografia e conformação do local e dos métodos de criação.

A descarga de efluentes ricos em nutrientes, como nitrogênio e fósforo, e matéria orgânica, ocorre principalmente na forma de ração não consumida e fezes. Estima-se que, em sistemas intensivos, apenas 15-30% dos nutrientes fornecidos via ração são incorporados pelos animais. O restante permanece no ambiente, com a maior parte

depositada no sedimento. A descarga desses efluentes pode causar, entre outros efeitos, aumento na demanda de oxigênio, produção de sedimentos anóxicos e gases tóxicos, mudanças nas comunidades bióticas, redução na diversidade bentônica, alterações na biodiversidade e crescimento excessivo do fitoplâncton, incluindo a floração de algas nocivas. Os impactos da maricultura em sistemas abertos dependem da profundidade local, da velocidade de sedimentação dos resíduos e da velocidade da corrente e, portanto, normalmente têm caráter localizado. Fazendas marinhas com altos níveis de produção podem causar poucas alterações na concentração de nutrientes na coluna de água, devido à capacidade de dispersão das correntes. Algumas vezes, porém, impactos significativos, em particular o acúmulo de matéria orgânica e alterações na estrutura das comunidades bentônicas, são detectados em um raio de até um quilômetro das fazendas marinhas. Como os organismos bentônicos são naturalmente abundantes, têm locomoção limitada, são residentes ao longo do ano, compõem vários níveis tróficos e respondem de formas diferentes ao estresse, a análise da estrutura é considerada um indicador mais sensível na avaliação de impactos ambientais do que as variáveis de qualidade da água. A estrutura do bentos em relação à distância das fazendas marinhas normalmente apresenta aumentos na abundância, diversidade, riqueza e índice trófico infaunal e um decréscimo na biomassa. Estudos de impacto em ambientes abertos devem, portanto, focar preferencialmente as modificações no sedimento e na estrutura bentônica.

Uma forma de minimizar esses impactos é combinar a criação de espécies que recebem rações (peixes carnívoros e camarões) com outras capazes de absorver compostos inorgânicos diretamente da água (macroalgas) ou que se nutrem do material em suspensão (moluscos) ou, ainda, os depositados no fundo (peixes, crustáceos e pepinos do mar). Estes sistemas são chamados de aquicultura multitrófica integrada. Um exemplo clássico é a instalação de balsas ou espinhéis de moluscos e de macroalgas associados às gaiolas de criação dos peixes. A integração desses sistemas pode contribuir para a sustentabilidade da maricultura por meio de benefícios econômicos, sociais e ambientais, principalmente pela reciclagem de nutrientes e resíduos de espécies de alto nível trófico para a produção de espécies de níveis tróficos mais baixos, criando, dessa forma, novas oportunidades de produção.

BOX 14.5
UM EXEMPLO BRASILEIRO

A empresa potiguar PRIMAR é uma das poucas em que se aplicam os princípios da aquicultura multitrófica integrada no Brasil. Como a maioria dos carcinicultores brasileiros na década de 1990, ela optou pela monocultura de *L. vannamei*. Em 2002, após uma série de dificuldades, a PRIMAR mudou de rumo e hoje não mais utiliza rações. Sua produção baseia-se na

BOX 14.5

transferência de nutrientes através da cadeia alimentar dos viveiros, a qual é incrementada com fertilizantes orgânicos. Camarões, ostras, siris, caranguejos e peixes são mantidos em um mesmo viveiro. Embora PLs de camarão produzidas em laboratório sejam usadas, diversas espécies de peixe e crustáceos penetram no viveiro pelo sistema de abastecimento de água. Sementes silvestres de ostra do mangue são transferidas para o interior dos viveiros, onde se alimentam de plâncton e matéria particulada. As fezes e pseudofezes das ostras, os sedimentos produzidos pelos organismos aderidos às estruturas de criação (*biofouling*), os próprios fertilizantes orgânicos, assim como os dejetos dos peixes, servem como alimento para os camarões e demais crustáceos que habitam o fundo dos viveiros, ou como substrato para os decompositores. O biofilme aderido às estruturas de criação das ostras, e às próprias ostras, serve de alimento para os camarões e para algumas espécies de peixe, como as tainhas (*Mugil* spp.). Além de aumentar a biodiversidade, este sistema reduz os impactos ambientais e a ocorrência de doenças. Embora a produtividade seja menor do que nas fazendas **tradicionais** (1.100 kg de camarão/ha *versus* 3.500 kg/ha), o custo de produção é menor, e ostras e peixes também são produzidos.

O emprego de produtos químicos é outro problema que afeta a sustentabilidade da maricultura. Os compostos mais comuns no controle sanitário incluem desinfetantes, antibióticos e agentes anti-helmínticos. O uso abusivo desses produtos pode resultar em mudanças qualitativas e quantitativas na flora microbiana, efeitos tóxicos nos organismos selvagens, alterações na biodiversidade e o desenvolvimento de defesas antibacterianas aos patógenos. Felizmente, a aplicação de antibióticos é cada vez menor, em razão do maior conhecimento sobre estratégias de prevenção de doenças e a aplicação de estratégias alternativas, como probióticos, compostos imunoestimulantes, óleos essenciais e macrófagos.

A conversão de áreas de mangue em fazendas de camarão é motivo de conflitos. Os manguezais são ecossistemas vitais para a estabilidade da zona costeira e berçário de inúmeras espécies, as quais, além de fonte de alimento e renda para as populações litorâneas, têm enorme importância ecológica. De 1990 a 2000, a área de manguezais em todo o planeta foi reduzida em mais de dois milhões de ha. A conversão para áreas de agricultura, exploração de minérios e petróleo, produção de sal, maricultura, expansão de centros urbanos, desenvolvimento imobiliário, turismo e a implantação de complexos industriais e portuários foram as principais causas. Outras atividades, como a extração de madeira e o despejo de resíduos domésticos, não recebem a devida atenção por cauda de sua natureza tradicional. Na maioria dos casos, a perda de áreas de mangue está associada ao desconhecimento do seu valor inestimável. Pouco tempo atrás, a sociedade via os manguezais como terras sem valor, que

necessitavam ser melhor **exploradas**. Agências internacionais de fomento, como o Banco Mundial (*World Bank*) e o Banco Asiático de Desenvolvimento (*Asian Development Bank*) tinham linhas de investimento que incentivavam a conversão de mangues em viveiros de aquicultura. Em razão dessa política, mais de 565 mil ha de mangue foram perdidos nas Filipinas, Indonésia, Vietnã e Tailândia. Nas Américas, Equador e Honduras perderam, pelo menos, 20 mil ha e 10 mil ha de áreas de mangue, respectivamente. É, portanto, indiscutível que a conversão de áreas de mangues em viveiros causou sérios danos aos ecossistemas costeiros, principalmente na Ásia, América Central e Equador. No Brasil, o centro do conflito tem sido o desentendimento em relação à escala do impacto. De 1973 a 2005, 2.052 ha de mangue no litoral norte de Pernambuco foram destruídos. Dessa área, 197 ha (9,6%) foram convertidos em viveiros. Assim, embora a carcinicultura tenha contribuído para a redução da área de mangue nessa região, sua participação é pequena em comparação a outras atividades. Considerando que o Brasil possui cerca de 1,2 milhão de ha de mangues e que a área atual de produção de camarão está estimada em menos de 25 mil ha, conclusão similar é alcançada. Nesse caso, se todos os viveiros tivessem sido construídos em áreas de mangue, a carcinicultura seria responsável pela destruição de 2,1% dessa área.

Com o desenvolvimento da maricultura, os conflitos com outros usuários das áreas costeiras são cada vez mais frequentes. A proliferação de projetos de maricultura pode dificultar a navegação, a pesca, o turismo e até mesmo depreciar o aspecto cênico da paisagem. Esses conflitos ocorrem, em muitos casos, com comunidades que historicamente ocupavam e utilizavam as áreas costeiras antes mesmo do advento da maricultura. A fim de evitar conflitos, é fundamental o estabelecimento de critérios claros e transparentes para a concessão de áreas, incluindo a participação das comunidades afetadas. No Brasil, o Programa Nacional de Parques Aquícolas, que visa delimitar as áreas para aquicultura em águas da União, é um importante instrumento de planejamento e também de gerenciamento desses conflitos. A delimitação de parques em áreas marinhas vem sendo executada por meio dos Planos Locais de Desenvolvimento de Maricultura (PLDM) e tem o objetivo de planejar o desenvolvimento do setor com ferramentas de zoneamento em escala municipal ou, quando possível, promover este planejamento para baías, enseadas, lagoas ou estuários. No caso de fazendas de carcinicultura em áreas continentais, as decisões sobre as licenças de instalação e operação são dos órgãos estaduais de meio ambiente, os quais ainda apresentam procedimentos bastante distintos entre si. Muitas vezes, as comunidades afetadas por esses empreendimentos não participam dessas decisões, o que tende a agravar a ocorrência de conflitos. Infelizmente, nem sempre a sustentabilidade social é considerada no planejamento e desenvolvimento de projetos de maricultura, embora seja fundamental para a sobrevivência da própria atividade.

A fuga de exemplares de cativeiro também é motivo de preocupação. A magnitude desse impacto depende se há ou não exemplares selvagens da mesma espécie, ou parentes próximos no ambiente natural, e se os indivíduos **fugitivos** são capazes de

estabelecer uma população reprodutivamente ativa nesse novo ambiente. Nas criações em mar aberto, alguns peixes/moluscos podem desovar e liberar material genético no ambiente. Esses **fugitivos** podem impactar os ecossistemas através do aumento de interações negativas (como predação e competição) e da hibridação e perda da diversidade genética em populações nativas. Várias estratégias de mitigação ou prevenção são empregadas, desde o uso de indivíduos triploides, que são inférteis, à instalação de fazendas em áreas em terra, isoladas do ambiente marinho.

A maricultura também pode ser um importante disseminador de espécies exóticas, devido à fuga desses indivíduos para a natureza. Um exemplo disso é *L. vannamei*. Desde sua introdução no Brasil, vários incidentes de fuga têm ocorrido, principalmente quando muitos viveiros transbordam após inundações. A fuga de espécies exóticas pode causar a destruição de hábitats, eliminar espécies ou linhagens locais por competição ou predação e causar a degradação genética dos estoques locais. Tudo isso leva à perda de biodiversidade e a alterações nas cadeias tróficas. Embora exemplares de *L. vannamei* e de outros camarões exóticos tenham sido capturadas em algumas áreas do Brasil, até o momento não há nenhum relato sobre o estabelecimento de populações reprodutivamente ativas, que é uma condição indispensável para que uma espécie invasora tenha sucesso em uma nova área.

BOX 14.6
EM BUSCA DA SUSTENTABILIDADE

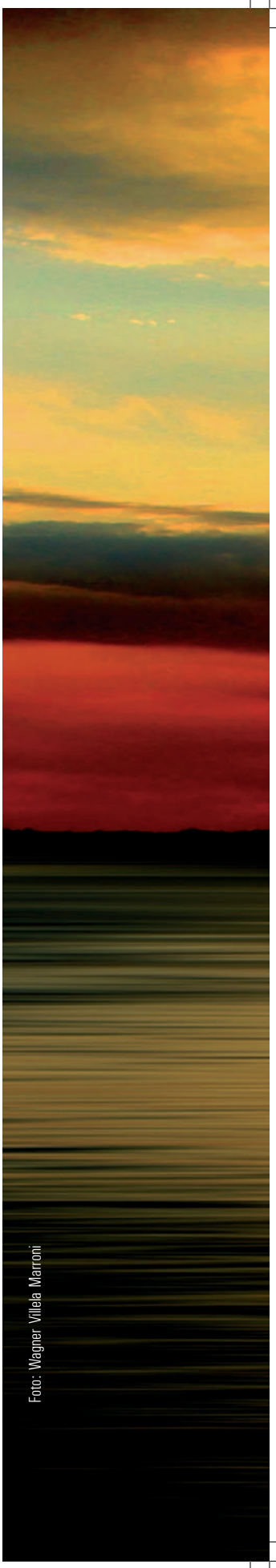
A piscicultura em gaiolas que flutuam ao sabor das correntes marinhas vem sendo testada ao largo da costa do Havaí, como forma de minimizar os efeitos da liberação de efluentes ricos em nutrientes e matéria orgânica. Ao contrário de permanecer ancorada em um só local, gaiolas esféricas foram colocadas à deriva em vórtices oceânicos (*Eddies*). A corrente que flui através da gaiola faz com que os resíduos sejam continuamente dispersos, tornando os impactos ambientais praticamente imperceptíveis. A gaiola é construída com uma tela de bronze que resiste à fixação de organismos incrustantes (*biofouling*) e nenhum tratamento adicional é necessário. A escolha do olhete/arabaiana (*Seriola rivoliana*) nesses experimentos considerou o seu valor comercial, mas também o fato de ser nativo dessa região. A ração inclui altos níveis de ingredientes de origem agrícola, diminuindo o uso de farinha e óleo de peixe.

Outra problemática relacionada à maricultura é a transferência de doenças e parasitas. Indivíduos mantidos em cativeiros podem atuar como vetores de doenças e parasitas, que podem ser transferidos para as populações selvagens. Isso pode ocorrer tanto pela fuga de indivíduos das estruturas de criação, como pela presença de indivíduos

doentes ou portadores de parasitas em sistemas abertos, como é o caso de peixes e moluscos criados em mar aberto. Além disso, espécies exóticas podem ter resistência ou transportar doenças específicas oriundas de seus habitats nativos, que podem ser transmitidas para as populações selvagens. Essas **novas** doenças podem ter um efeito devastador, já que o sistema imunológico das populações nativas não estaria preparado para enfrentá-las.

Um importante gargalo à sustentabilidade da piscicultura e carcinicultura marinha é a dependência pela farinha e óleo de peixe, as principais fontes de aminoácidos e ácidos graxos nas rações de peixes e camarões. Como estes ingredientes têm oferta limitada e demanda crescente, o aumento nos preços afeta a sustentabilidade dessas formas de maricultura. O uso de farinha e óleo de peixe também causa uma forte pressão de pesca sobre espécies forrageiras (normalmente pequenos e abundantes peixes pelágicos), ocasionando sobrepesca e até a depleção de estoques, o que pode reduzir o alimento para as espécies em níveis tróficos superiores. A utilização de fontes alternativas, que tenham menor custo e que promovam o crescimento de peixes e camarões, poderia amenizar a pressão sobre os estoques pesqueiros, além de contribuir para a redução dos custos de produção de peixes e camarões. Vários estudos têm demonstrado a possibilidade de diminuição dos níveis de inclusão da farinha e do óleo de peixe nas rações, mas como a demanda aumenta exponencialmente, mais esforços deverão ser dispendidos para se chegar a soluções duradouras.

Priorizar a criação de espécies que se alimentam diretamente na base da cadeia trófica e que não necessitam de rações, ou têm menores exigências proteicas que os carnívoros, seriam alternativas mais sustentáveis. Mesmo nos casos em que se opte por fornecer ração, esta teria menores níveis de proteína, ou seja, menos farinha de peixe seria usada. Entre os vários peixes nativos da costa brasileira, as tainhas (*Mugil* spp.), carapebas (*Eugerres brasilianus* e *Diapterus rhombeus*), o marimbá (*Diplodus argentus*) e a piranjica (*Kyphosus incisor*) são algumas espécies que apresentam hábito alimentar omnívoro/herbívoro. Essa característica pode tornar a piscicultura menos onerosa e ambientalmente menos impactante. Seguindo essa mesma linha de raciocínio, o desenvolvimento da malacocultura e da algicultura também devem ser priorizados. Estas atividades não fazem uso de insumos, como rações, e têm um menor potencial de impacto ambiental que os demais setores da maricultura. Além disso, a criação de moluscos e o cultivo de macroalgas têm necessidades relativamente menores de tecnologia e capital e, ao mesmo tempo, um grande potencial de geração de renda e trabalho.


Foto: Wagner Villela Marroni





CAPÍTULO 15

Recursos Marinhos Não-Vivos

Lauro Julio Calliari e Xavier Castello

1 Introdução

O aumento global da população e a grande demanda econômica dos países emergentes, altamente populosos, requerem a descoberta de novos recursos naturais. Assim como a energia, os recursos minerais são elementos chaves para economias em desenvolvimento. A necessidade crescente de matéria-prima e de alguns metais, como cobre e zinco, têm levado a novas descobertas nos continentes e também nos oceanos. Mesmo cobrindo três quartos da superfície do globo e com 60% de suas profundidades acima de 2.000 m, a vastidão dos oceanos é ainda pouco conhecida. As riquezas aí existentes podem se tornar imprescindíveis para as necessidades globais de energia e matéria-prima.

Explorações científicas realizadas nos últimos 30 anos identificaram vários processos geológicos e geoquímicos que levam à concentração de metais (nódulos polimetálicos, crostas cobaltíferas e sulfetos metálicos associados a fontes hidrotermais) e à formação de recursos energéticos potenciais (hidratos de metano) no oceano profundo.



Foto: Wagner Villela Marroni

A Teoria da Tectônica de Placas (TP) é a principal responsável por ampliar a visão sobre os minerais marinhos e pela evolução do entendimento sobre os controles geológicos da mineralização, tanto espaciais como temporais. Antes do advento dessa teoria, as bacias oceânicas eram vistas como sumidouros, funcionando como tanques estáticos que armazenariam material dissolvido e particulado erodido do continente, formando assim grandes espessuras de sedimentos. Tal visão pré-tectônica de placas é adequada para explicar os tipos de minerais conhecidos naquela época, tais como concentrações de minerais pesados ou gemas economicamente viáveis (*placeres*), agregados (areia e cascalho) e precipitados químicos, tais como fosforita e nódulos polimetálicos, bem como sais da água do mar derivados primariamente da erosão química de rochas continentais, mas não serve para esclarecer a origem de outros recursos minerais hoje conhecidos.

Embora existam numerosos locais de extração de minerais de placeres na zona costeira e plataforma continental ao redor do mundo, as atividades mais economicamente expressivasatualmente estãoconcentradas nas minerações de diamante no sudoeste da África (Namíbia), de cassiterita como fonte de estanho no sudoeste da Ásia (Malásia) e de ouro no noroeste da América do Norte (Alasca). Todos eles são sobrepujados pela extração mundial de areia e cascalho, a qual, por sua vez, é inexpressiva quando comparada com a extração de óleo e gás de mar aberto (*offshore*). A partir da TP, o foco mudou dos processos erosivos terrestres para processos tectônicos e magmáticos nos limites divergentes e convergentes das placas primariamente submersas nos oceanos. Mineralização do assoalho oceânico é

consequência de um sistema global de troca de calor e produtos químicosentre o manto, crosta e oceanos, justamente nos limites das placas. Cerca de 300 locais de atividade hidrotermal e mineralização relíquia,a maioria pequenos, são conhecidos neste estágio inicial da exploração do assoalho oceânico, tanto em cordilheiras como arcos de ilhas. Nesses locais, a mineração de cobre, zinco, chumbo, prata e ouro em depósitos de sulfetos metálicos é bastante promissora na bacia de Manus, na Nova Guiné, a 1.200 m de profundidade, ou de sulfetos sedimentares na bacia Atlantis II, no Mar Vermelho, a 2.000 m de profundidade.

A distribuição do petróleo no mundo também encontra sua explicação na TP. O conceito de sistema petrolífero, que compreende a existência síncrona das rochas geradoras maturas, rochas reservatório, camadas impermeáveis e armadilhas, e mais dois fenômenos geológicos dependentes do tempo (migração e sincronismo), explica porque as regiões mais ricas em petróleo do planeta estão concentradas nas áreas subtropicais a subtemperadas do Hemisfério Norte, em uma faixa aproximadamente leste-oeste. Todas as condições para ocorrência – rocha geradora, ambiente tectônico de colisão de placas, rochas reservatório, armadilhas estruturais e estratigráficas – ocorrem ao longo dessa faixa e estiveram relacionadas ao paleomar de Tethys, no final do Cretáceo, há 65 milhões de anos.

Embora a extração do petróleo não seja mineração no sentido tradicional, foi ela que liderou a exploração em direção ao mar profundo em meados do século XX. Críticos da época questionavam a necessidade de ir para águas profundas, se havia tantas reservas no continente e faltava tecnologia. Hoje, cerca de 1/3 da produção mundial de petróleo vem do mar e está aumentando à medida que a tecnologia permite as instalações cada vez mais profundas. A Petrobras recebeu dois prêmios internacionais pelo reconhecimento de recordes em produção em águas de 781 m e 1.886 m, respectivamente, em 1992 e 2000. No Golfo do México, uma plataforma da Shell começou, em 2010, a produzir óleo em profundidades de 2.450 m, a cerca de 400 km da costa. Também em 2010, no leste do Canadá, onde as concessões para petróleo se estendem até 4.000 m de profundidade, um furo exploratório foi feito a 2.600 m, a cerca de 430 km da costa. A indústria da mineração submarina pode tirar proveito – e vem tirando – da experiência da indústria do petróleo.

Nódulos de manganês, atualmente definidos como nódulos polimetálicos, que ocorrem em profundidades de 4.000 a 5.000 m, com altas concentrações em níquel, cobre e cobalto, bem como crostas de cobalto presentes em profundidades menores, vêm recebendo atenção renovada depois de tentativas infrutíferas de extração efetuadas nas décadas de 1970 e 1980. Tanto a mineração de sulfetos como de nódulos e crostas apresentam desafios ambientais e tecnológicos complexos, mas que certamente não são insuperáveis.

Num futuro não muito distante, água potável obtida dos oceanos, por meio de vários processos, poderá se tornar o recurso mineral mais valioso.

1.1 Mineração marinha: vantagens e desvantagens

Mineração marinha não é um empreendimento novo. Através de quase todo o século passado, e mesmo antes, já existia mineração de placeres para minerais pesados (ouro, estanho, titânio, zircônio, terras raras) e gemas. Da mesma forma, a mineração rasa de depósitos superficiais (areia, cascalho, calcário) e subsuperficiais (enxofre, carvão e petróleo) existem há décadas em vários países.

As principais vantagens da mineração submarina estão associadas aos seguintes fatores:

Concentração de muitos minérios do leito oceânico é mais rica do que nos depósitos continentais;

Água proporciona um meio relativamente mais barato de transporte do recurso, tanto em termos de logística como de distribuição;

Instalações (portos) para carga e descarga dos produtos já estão estabelecidas;

Processamento em plantas no continente pode ser escolhido com base em áreas politicamente estáveis e com disponibilidade de energia e mão-de-obra adequada, e

Restrições ambientais são menos severas e os problemas políticos são cada vez menos importantes, já que existe uma Autoridade Marítima Internacional, estabelecida na Jamaica.

As principais desvantagens são as seguintes:

Distância do local da mina (depósitos) ao mercado pode ser de milhares de quilômetros;

Construção dos equipamentos de mineração e o processamento do minério associado à engenharia adequada requerem muito tempo e investimentos enormes;

Operações de mineração estão sujeitas a interrupção devido a problemas meteorológicos;

Problemas ambientais de mineração em mar profundo e coluna de água são ainda desconhecidos e precisam ser resolvidos, e

Problemas atuais relacionados com a saturação de mercado para determinados minérios tornam difícil a mineração, uma vez que os mesmos já são produzidos no continente.

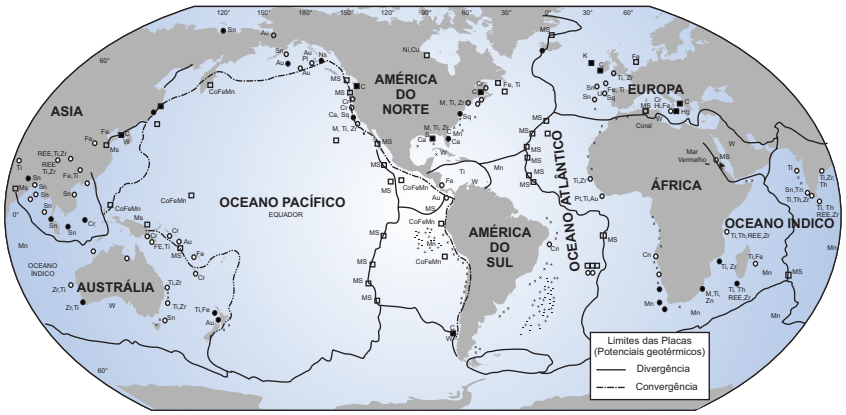
As desvantagens mais críticas estão relacionadas às condições atuais do mercado mineral (o mercado de alguns minerais pode estar saturado), bem como, em certo grau, às relações políticas entre os países. Assim, a mineração de um dado recurso do leito marinho depende de quão econômica e tecnologicamente competitivo ele é em

comparação aos depósitos continentais; da disponibilidade de substitutos que contemplem as qualidades físicas e químicas necessárias aos consumidores; da disponibilidade de quantidades enormes já mineradas e recicladas, e, por fim, de mudanças estratégicas relacionadas ao governo das nações.

A Tabela 15.1 lista os recursos marinhos comercialmente viáveis atualmente minerados e os que apresentam potencial futuro para mineração, enquanto a Figura 15.1 mostra a distribuição global dos mesmos.

Tabela 15.1 Ocorrência, situação atual e potencial para mineração de recursos minerais do mar. [Fonte: Scott, 2011].

Recurso	Localização	Situação atual	Potencial futuro
Agregados (areia e cascalho)	Praias e plataforma rasa	Operacional	Alto
Minerais pesados titânio,tório,zircônio)	Planicíe costeira, praias e plataforma rasa (placeres)	Operacional	Moderado a alto
Diamantes	Placeres marinhos rasos	Operacional	Alto
Calcário (conchas, algas calcárias,oólitos)	Praias e plataforma rasa	Operacional	Moderado
Estanho	Placeres marinhos rasos	Operacional até 50 m	Alto até profundidades menores que 80 m
Ouro	Sulfetos profundos	Não operacional	Alto
Ouro	Placeres marinhos rasos	Não operacional, em alguns locais mineração sazonal, em outros artesanal	Moderado
Fosfato	Marinho raso e talude superior	Não operacional	Moderado a baixo
Salgema (evaporitos)	Marinho raso	Operacional	Moderado
Água doce (a partir da água do mar)	Determinadas zonas costeiras	Operacional	Alto
Sal marinho, magnésio metal, compostos de magnésio e bromo	Determinadas zonas costeiras	Operacional	Moderado
Cobre	Nódulos profundos	Não operacional	Moderado
Cobre	Sulfetos metálicos profundos	Não operacional	Alto
Cobalto	Crostas sobre montes submarinos	Não operacional	Moderado
Cobalto	Sulfetos profundos	Não operacional	Baixo
Chumbo	Nódulos profundos	Não operacional	Alto
Níquel	Crostas sobre montes submarinhos	Não operacional	Moderado
Níquel	Sulfetos profundos	Não operacional	Baixo
Prata	Sulfetos profundos	Não operacional	Alto
Zinco	Crostas em montes	Não operacional	Alto
Metais do grupo da platina	Crostas em montes submarinhos	Não operacional	Baixo
Elementos de terras raras	Crostas em montes submarinhos	Não operacional	Baixo
Elementos de terras raras e Ítrio	Lamas profundas	Não operacional	Moderado



Ag- Prata
Al- Bauxita
Au- Ouro
Bu- Bário
C- Carvão
Co- Crosta rica em cobalto
Fe- ferro manganesso
Mn

Ca- Conchas, lamas, areias
Cr- Cromo
Cu- Cobre
D- Diamantes
Fe- Ferro, Magnetita
G- Gemas

Hg- Mercúrio
K- Potássio
M- Monazita
MS- Sulfatos
Mg- Magnésio
Mn- Nódulos de manganês

Ni - Níquel
xxxx - Fosforita
Pt - Platina
REE - Elementos de terras raras
A - Sal
S - Enxofre

Sz - Areia, gravas siliceas
Sn - Estanho
Tm - Torium
Tl - Ilmenita
U - Urânio
W - Água doce
Zr - Zircônio

Depósitos não consolidados
Não-desenvolvidos
Desenvolvidos
Depósitos consolidados
Não-desenvolvidos
Desenvolvidos

Figura 15.1 Distribuição global dos recursos minerais marinhos excluindo o petróleo. [Fonte: Rona, 2003] .

2 Recursos Minerais Marinhos da Margem Continental de Zonas Costeiras e Águas Rasas (Plataforma Continental / Talude Superior)

Na margem continental (zona costeira, plataforma, talude e elevação continental), os principais minerais são agregados para construção e indústria (calcário, areia siliciclástica, placeres de minerais pesados e gemas, fosforita, evaporitos, carvão, enxofre, petróleo e hidratos de gás). Evidentemente, o recurso mineral mais abundante é a água que poderá desempenhar papel importante no futuro como fonte de sais e água doce.

2.1 A água do mar como recurso mineral

Atualmente operam mais de 300 plantas nas zonas costeiras de 60 países extraindo materiais da água do mar. As águas oceânicas armazenam 5 x 10^{16} t de minerais, sendo suas concentrações praticamente constantes em qualquer oceano do mundo. Embora as concentrações de 60 elementos tenham sido determinadas, a maioria deles encontram-se tão minimamente disseminados na água do mar que suas concentrações não preenchem a definição de minério, ou seja, "um elemento mineral ou composição de elementos com quantidade e qualidade suficientes para serem extraídos produzindo lucro". Segundo estudos, 99% dos sólidos dissolvidos na água do mar são compostos apenas por nove elementos, sendo que o sódio e o cloro constituem 85,6% do total, seguidos, em ordem decrescente, por enxofre, magnésio, cálcio e potássio (Fig.15.2).

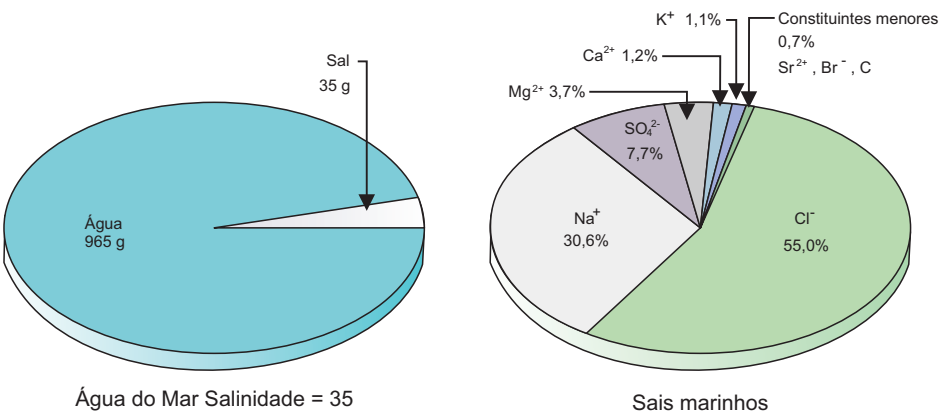


Figura 15.2 Principais componentes solutos da água do mar.
[Fonte: <http://gill.tamug.tamu.edu/mars615>].

Assim, dos 60 ou mais elementos conhecidos dissolvidos na água do mar, somente poucos são atualmente extraídos com lucro: cloreto de sódio, magnésio (na forma de compostos de magnésio e magnésio metal), bromo e água doce a partir da água salgada. De todos esses, água doce a partir da dessalinização da água do mar é o mineral mais potencialmente crucial, considerando as necessidades globais de um suprimento adequado para consumo humano, agricultura e indústria.

2.1.1 Extração de sal

Basicamente, sal pode ser extraído de três maneiras: **sal solar** (evaporação da água do mar em salinas); de **bacias evaporíticas** (minério de sal), e pelo processo de **evaporação a vácuo** (usa rocha ou sal solar), o qual produz sal de alta qualidade e pureza pelo processo de evaporação a vácuo da salmoura.

2.1.2 Obtenção de sal solar

Atualmente, o sal é largamente produzido por evaporação em mais de 300 plantas de extração distribuídas em 60 países. Esse processo é mais eficiente em áreas desérticas de baixa umidade, precipitação restrita, ou limitada a determinadas épocas do ano, e altas taxas de evaporação, mas na maioria das vezes ocorre em áreas temperadas, com solos impermeáveis ou facilmente impermeabilizáveis, possuindo trechos planos em cotas convenientes. Estas são condições que devem ser satisfeitas para uma área se tornar apropriada para a extração de sal marinho.

BOX 15.1
O PROCESSO DE EXTRAÇÃO DO SAL

Este processo baseia-se numa cristalização fracionada em uma série de tanques de evaporação, onde os compostos precipitados são controlados pela densidade da água em graus Boumé[1] nos tanques (Fig.15.3).

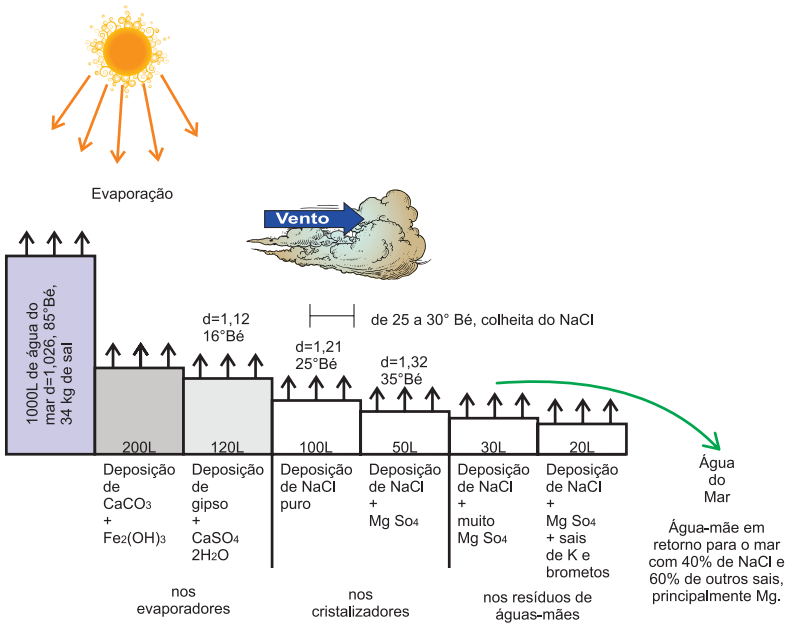


Figura 15.3 Processo de obtenção do sal marinho por evaporação. [Fonte: Mioto, 1969].

Nas salinas comuns, a água do mar (densidade 3,5° Bé) é submetida à evaporação natural até a solução atingir a densidade de 24° Bé, quando passa para os cristalizadores, onde vai se depositar o NaCl. Nos tanques evaporadores, quando a concentração atinge entre 7 e 16° Bé, precipitam o hidróxido de ferro e o calcário existentes na água do mar, decantando também sedimentos em suspensão. Entre 16 e 25° Bé precipita o gipso. Ao atingir 25° Bé, a solução é conduzida aos cristalizadores, onde começa a precipitação do sal marinho (de 25° Bé a 30° Bé). Da última solução, conhecida como resíduos de águas-mães, são retirados sais de magnésio e bromo, contendo cerca de 366 g de sais por litro. Porém, muitas vezes essas soluções são descartadas quando atingem 30° Bé, para evitar que mais **impurezas** sejam depositadas sobre o NaCl. Depois os cristais de sal são lavados com uma salmoura

[1] Medida de densidade tomada como padrão 96% de ácido sulfúrico e 4% de água; 66° Bé equivale à densidade de 1,84g/cm^3.

BOX 15.1

diluída, para a remoção de impurezas, e tratores especiais removem o sal do lago de cristalização. Depois de mais uma ou duas lavagens com água doce (a lavagem com água pura elimina a maior parte de sais de magnésio e purifica ainda mais o produto), o sal é seco, peneirado e fica pronto para ser comercializado.

A maior produção mundial de sal provém de uma área adjacente à Laguna Guerrero Negro, na costa oeste da Baixa Califórnia, México. No local, uma companhia nipo-mexicana produz cerca de 5 x 10^6 ton de sal por ano, em um imenso lago raso, no qual a água do mar é bombeada a uma taxa de 400 ton/min, ao longo de todo o ano, para evaporação. Diariamente, máquinas gigantescas **colhem** grandes quantidades de sal, que são carregadas em navios e distribuído ao comércio global. A produção anual mundial de sal é de cerca de 190 x 10^6 ton do qual entre 20 a 30% provém da evaporação da água do mar. O resto do sal comercial é oriundo da mineração de depósitos de sal. No Brasil, as principais salinas em atividade estão localizadas nos estados do Rio Grande do Norte, Ceará, Piauí e Rio de Janeiro. O estado do Rio Grande do Norte é responsável por mais de 90% da produção de sal do país. A empresa Salinor é a maior produtora do país, responsável por mais de 40% da produção nacional. Suas salinas estão localizadas nos municípios de Macau (distante 180 km de Natal) e Mossoró (280 km de Natal), onde as condições climáticas e pluviométricas são excepcionais para a produção de sal por evaporação solar da água do mar. A salina de Macau tem capacidade de produção de 1 milhão de toneladas por ano, enquanto as duas salinas de Mossoró juntas têm capacidade de produção de aproximadamente 1,3 milhão de toneladas por ano. Na Figura 15.4 (a, b) observam-se cristalizadores e o armazenamento do sal na Salinor, em Macau (RN).



Figura 15.4 (a) Cristalizadores na Salinor; (b) armazenamento do sal. [Fotos: CALLIARI, Lauro].

2.1.3 Magnésio da água do mar

Cada quilômetro cúbico de água do mar contém aproximadamente 1,3 milhões de toneladas de magnésio (0,13%), o que é um valor considerável. O desenvolvimento de processos econômicos e práticos para a extração de magnésio da água do mar tem proporcionado ao mundo um fornecimento desse versátil metal para diversos usos. O tratamento da água do mar para a produção de hidróxido de magnésio, que depois pode ser transformado em cloreto de magnésio e daí produzir magnésio metal ou óxido de magnésio e outros compostos para diversas aplicações, compreende uma série de passos. Primeiramente é feita uma solução com conchas muito moídas que é misturada à água do mar. Isso faz com que se converta o magnésio da água do mar em hidróxido de magnésio (o leite de magnésia), que é insolúvel. O hidróxido de magnésio precipitado é coletado do fundo de grandes tanques de sedimentação. No próximo passo, filtros são utilizados para a obtenção do bolo de hidróxido de magnésio, que é misturado com uma solução de cloreto de magnésio. Na sequência, a solução pode ser bombeada para os neutralizadores, nos quais ácido clorídrico preparado com cloreto e gases naturais convertem o hidróxido de magnésio em uma solução de cloreto de magnésio. O próximo passo é a remoção da maior parte da água, nos evaporadores. O cloreto de magnésio vai para uma secagem para depois alimentar as células eletrolíticas. A eletrólise do cloreto de magnésio gera o magnésio metálico, que é arranjado na forma de lingotes, e gás cloro, que retorna ao processo para produzir ácido clorídrico. Alternativamente, o hidróxido de magnésio pode ser calcinado e produzir óxido de magnésio e outros compostos não-metálicos. A Figura15.5 sintetiza o processo de obtenção de magnésio.

Os ingredientes essenciais para estabelecer uma planta de produção incluem uma fonte de água do mar, comdisponibilidade de dolomita, rocha calcária ou conchas marinhas, energia de baixo custo (gás natural ou carvão) e água doce. A disponibilidade de magnésio da água do mar leva uma grande vantagem sobredepósitos de veio, que são escassos no mundo. Nos EUA, 45% da produção anual de Mg (143.000 ton) vem da água do mar. O maior produtor é a *Dow Chemical*, em FreePort, no Texas, a qual processa 1 km^3 de água do mar a cada 20 anos.

Processo de extração:

1. $CaCO_{3\ conchas}\ (s) \text{ –1300 °C-------> } CaO\ (cal) + CO_2\ (g)$
2. $CaO + H_2O \text{ ----> } Ca(OH)_{2\ (cal\ hidratada)}$
3. $Ca(OH)_2 + \text{água do mar ----> } Mg(OH)_{2\ leite\ de\ magnésia}\ (s) + Ca^{2+}$
4. $Mg(OH)_2\ (s) + HCl \text{ ----> } Mg^{2+} + Cl^- \text{ ------> } MgCl_2\ (s)$
5. $MgCl_2\ (s) \text{ ------> } Mg^{2+}_{magnésio\ metal}$ (isolado em células eletrolíticas)
6. $Mg(OH)_2 \text{–1300 °C----------> } MgO + H_2O$ (calcinação)

Figura 15.5 Síntese do processo de extração de Mg da água do mar. [Fonte: <http://gill.tamug.tamu.edu/mars615>].

O bromo já foi extraído comercialmente da água do mar, durante 40 anos, por plantas localizadas nos EUA. A extração demanda o processamento de imensas quantidades de água para obter quantidades significativas de bromo. Atualmente, o processo é economicamente inviável, comparado com a obtenção das salmouras no continente onde há maior conteúdo de bromo. A última planta de extração marinha cessou suas atividades no início dos anos 1970. Dificilmente faltará bromo no mercado, pois pode ser obtido como um coproduto da extração de sal.

2.1.4 Obtenção da água doce a partir da água do mar

O minério oceânico mais abundante e acessível é a água. Ela cobre aproximadamente 71% da superfície terrestre, com volume total calculado em 1.370 milhões de km^3. A maior parte desse volume (97%) ocorre nos oceanos e mares (água salgada imprópria para consumo humano e produção de alimentos) e os 3% restantes (água doce) não estão inteiramente disponíveis para uso. A maior parte da água doce (68,7%) está nas calotas polares e geleiras; 30,1% constitui as águas subterrâneas, e 0,9% está em pântanos e na umidade dos solos. A água dos rios e lagos representa apenas 0,3% do total de água doce do planeta (FIG. 15.6), de forma que somente uma pequena porção desta é acessível para o uso humano e é finita. A demografia mundial tem uma enorme influência no suprimento de água doce na Terra.

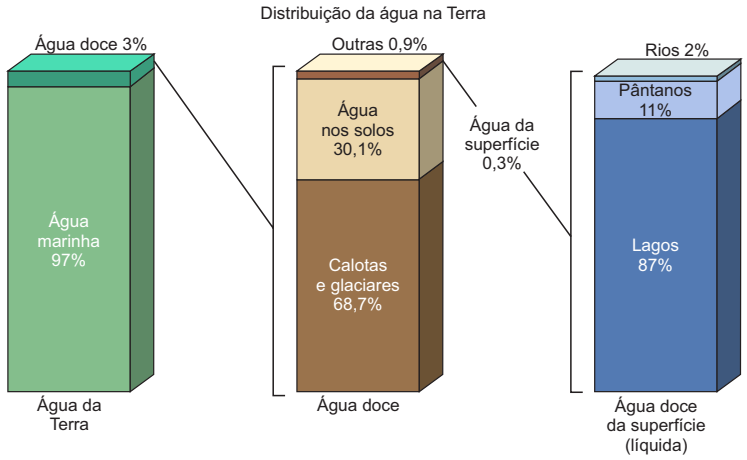


Figura 15.6 Distribuição da água no mundo. [Fonte: <http://ga.water.usgs.gov.edu/earthwherewater.html>].

Segundo estimativas da ONU, em menos de 50 anos mais de quatro bilhões de pessoas (45% da população mundial) estarão sofrendo com a falta de água. Os países em risco são aqueles em desenvolvimento, uma vez que terão o maior crescimento populacional nos próximos anos. A ONU aponta como principais causas a poluição e o mau uso associado ao desmatamento, que fragilizam o ecossistema nas regiões

dos mananciais e impedem ou diminuem a retenção de água nas bacias. Exemplos dramáticos de falta de água vêm da África e, menos dramáticos, de outros países, inclusive dos EUA. No Brasil, embora o país concentre 14% da água doce do planeta, a escassez já aparece em algumas regiões, tais como no Nordeste e no Sudeste. Em 2000, mais de três milhões de pessoas foram atingidas pela suspensão temporária do abastecimento. Uma das alternativas para regiões com escassez de água doce é a utilização de água com alta concentração de sais, como a água salobra (muito comum nos aquíferos do Nordeste do Brasil) e a água do mar. Para torná-la potável, é necessária a dessalinização.

No Brasil, a dessalinização começa a ser objeto de estudo por parte dos órgãos do governo, através da Agência Nacional das Águas (ANA), em cidades litorâneas. A China tem recorrido a diferentes estratégias para ampliar seu suprimento de água doce, que vão da construção de extensas tubulações, canais e estações de bombeamento, à instalação de grandes centros de dessalinização movidos a energia nuclear, produzindo 100 milhões de metros cúbicos por ano. A Arábia Saudita utiliza o processo de dessalinização em larga escala, sendo fontes primárias de energia a eletricidade, os combustíveis fósseis e a energia nuclear.

Mais de 15.000 unidades no mundo produzem acima de 32 milhões de metros cúbicos de água doce por dia, sendo que 52% dessa capacidade está no Oriente Médio. Na Arábia Saudita, onde 30 plantas de dessalinização suprem 70% das necessidades de água potável, plantas novas estão em construção.

2.1.5 Sistemas de dessalinização

Existem três processos principais de dessalinização: destilação convencional (solar) e artificial (processo de evaporação instantânea a vácuo); membrana (osmose reversa e eletrodiálise), e cristalização (congelamento). Entretanto, as duas tecnologias mais usadas são a osmose reversa (44%) e os sistemas múltiplos de evaporação instantânea (40%).

2.1.5.1 Destilação

Todos os métodos de destilação dependem da volatilidade da água e da não-volatilidade (abaixo dos 300 °C) dos sais dissolvidos. Destilação é um processo em duas etapas: evaporação e condensação. O problema da destilação solar é que funciona para pequenas quantidades de líquido e demanda tempo. É a técnica mais simples e mais econômica, mas apresenta limitações operacionais quanto à eficiência (época do ano, condições do tempo, latitude). Nesse método, usado em lugares quentes, grandes tanques são construídos e cobertos por vidro ou outro material transparente. A luz solar não aquece o vidro mas sim a superfície escura da base do tanque. À medida que a água aquece o vapor ascende e, em contato com o vidro, condensa e é coletado.

No sistema de evaporação instantânea (relâmpago), a água do mar pré-aquecida entra em uma câmara com baixa pressão, onde parte é vaporizada e condensada ao

entrar em contato com canos que trazem água do mar fria (podem ser sistemas simples ou múltiplos). Uma vez que o ponto de ebulição da água decresce com o decaimento da pressão, a água vai vaporizar quase instantaneamente. O vapor é então condensado para produzir água doce. Verdadeiras **usinas**, que maximizam o uso de combustível nesse processo, funcionam nos Emirados Árabes.

2.1.5.2 Membranas

As membranas usadas para osmose reversa têm uma densa camada de polímeros, onde ocorre a maior parte da separação. Na maioria dos casos, a membrana é projetada para permitir que passe somente água através dessa camada densa, enquanto impede a passagem de solutos (como íons de sal, por exemplo). Osmose é o fenômeno em que água pura e água salgada são separadas por uma membrana semipermeável (deixa passar a água, mas não o sal). A água pura atravessa a membrana (devido à pressão osmótica) e dilui a água salgada. Na osmose reversa, colocando-se pressão suficiente na solução mais salina, a pressão osmótica é vencida e a água livre de sal sofre difusão através da membrana, deixando uma solução salina, uma vez que o sal não passa. Na metade da década de 1980, a osmose reversa capturou 50% do mercado de dessalinização, mas só foi comercialmente aplicada para a água do mar quando a cidade de Eliat, em Israel, instalou uma planta que produzia 100 m cúbicos por dia. As vantagens da osmose reversa são: custos iniciais menores, menor consumo de energia problemas de corrosão menores e baixa produção de resíduos, uma vez que o processo trabalha a baixa temperatura. As maiores desvantagens estão relacionadas à colmatação da membrana (deve ser trocada a cada três anos), por isso a manutenção é maior e mais cara que a dos outros sistemas. Entretanto, a tecnologia está avançando para membranas melhores e mais resistentes à colmatação. Muitos dos navios oceanográficos e da frota comercial usam os sistemas de evaporação-relâmpago e osmose reversa.

3 Granulados: Siliciclásticos e Bioclásticos e Precipitados Químicos

Granulados marinhos são depósitos não-metálicos, constituídos por cascalhos e areias terrígenas ou carbonáticas, compondo matéria-prima largamente utilizada pelas indústrias da construção, química e alimentícia, em fertilizantes, em projetos portuários e também na alimentação (engorda) artificial de praias. Globalmente, depois do petróleo e gás, são os depósitos marinhos mais importantes economicamente, uma vez que são universais, e os mais extraídos do fundo dos oceanos.

3.1 Granulados siliciclásticos (litoclásticos)

Estes depósitos são de origem glacial, derivados da erosão de falésias próximas à costa ou ainda do retrabalhamento de depósitos fluviais antigos, formados durante períodos de nível de mar mais baixo, quando os rios cortavam a plataforma continental. Em regiões onde existem montanhas próximas à costa, em latitudes médias a altas, a

fusão das geleiras durante períodos interglaciais depositou grande quantidade de fragmentos de rochas, matacões, cascalho e areia na borda das geleiras. O retrabalhamento subsequente em praias, e posteriormente por ondas e correntes de maré durante a submergência, originou muitos dos depósitos comercialmente explotáveis, principalmente nas plataformas continentais do Hemisfério Norte. Em baixas latitudes, os depósitos predominantes são areias associadas à desembocadura de sistemas fluviais importantes, sendo os mais expressivos originados pelo afogamento de antigos vales e depósitos fluviais. A composição, quando em forma de cascalho, é de fragmentos de rochas estáveis, como quartzitos, ou rochas menos estáveis, como diabásio, arenitos e quartzo-dioritos. A areia é constituída principalmente de depósitos minerais estáveis, sendo o quartzo predominante.

A quantidade de areia extraída do mar tende a aumentar devido principalmente ao seu uso para mitigação da erosão costeira, através do engordamento de praias. Somam-se a isso as restrições ambientais à retirada de areia nas áreas costeiras, o custo mais baixo do transporte marítimo, a maior resistência à força de compressão dos agregados marinhos e a melhor forma das partículas em relação aos agregados terrestres.

No Brasil, esses depósitos são constituídos por areias e cascalho quartzoso, com caráter nitidamente litorâneo ou flúvio-marinho. São areias bastante puras, com pouca concentração de materiais finos. Os grãos de quartzo na sua maioria são de textura média a fina, subarredondados e brilhantes. Seu maior desenvolvimento se dá de Cabo Frio para o Sul e do Cabo Calcanhar para o Norte, chegando a cobrir a plataforma média. Na costa leste, a faixa de areia é muito reduzida, possivelmente devido ao intenso desenvolvimento de algas calcárias a partir da isóbata de 20 m.

A plataforma interna no Rio Grande do Sul apresenta imensos bancos arenosos lineares, alguns com mais de 70 km de comprimento, com orientação nordeste-sudoeste, que resultaram do retrabalhamento dos depósitos arenosos na subida do nível do mar e hoje são mantidos pela hidrodinâmica da plataforma (Fig.15.7).

Em vários países (Canadá, Cuba, Dinamarca, França, Holanda, Japão, Nigéria, Suécia, Reino Unido e EUA), o suprimento de areia e cascalho oriundos da plataforma continental suplementa atualmente as fontes continentais. No caso do Japão, primeiro produtor mundial, perto de 35% do total da areia requerida (mais de 80 milhões de ton/ano) provém de mar aberto. Em algumas situações pontuais, esse percentual pode ser ainda maior, como no caso da cidade de Londres, onde 40% do consumo total é derivado do mar. O Canadá draga anualmente mais de 20 milhões de metros cúbicos de areia e cascalho no Mar de Beaufort para construção de ilhas artificiais temporárias, usadas pelas companhias de petróleo para perfurações.

Desde o início da década de 1960, os EUA vêm realizando uma série de trabalhos, no âmbito de um estudo denominado *Sand Inventory Program*, avaliando a disponibilidade de areia e cascalho na plataforma continental para obras costeiras. O

potencial mineral considerado econômico foi estimado em 500 bilhões de toneladas na margem atlântica, das quais 31,25 bilhões são de cascalho. No Brasil (RS) foram definidas quatro litofácies de areias na plataforma continental, das quais duas apresentaram potencial de explotação para recuperação de praias, segundo as normas do *US Army Coastal Engineering Research Center* (CERC).

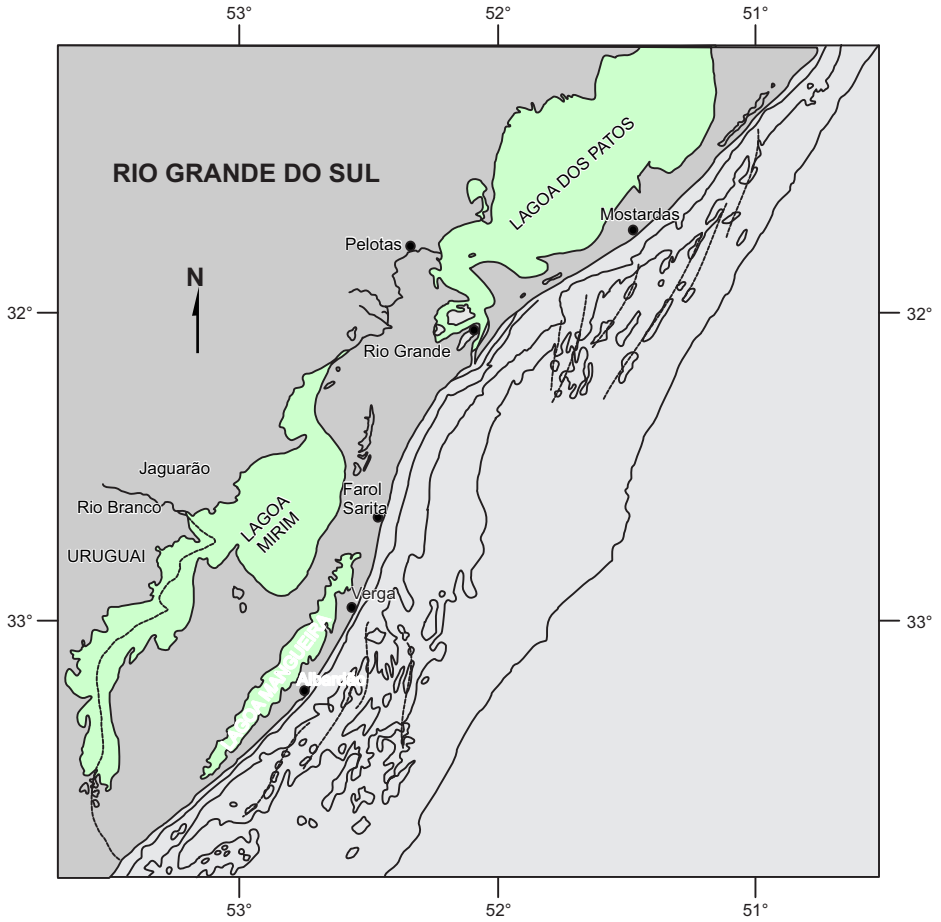


Figura 15.7 Bancos arenosos lineares na plataforma interna do Rio Grande do Sul. [Fonte: FIGUEIREDO, 1978].

3.2 Granulados bioclásticos marinhos

São depósitos constituídos geralmente por conchas de moluscos fragmentadas ou inteiras, fragmentos de corais, nódulos e crostas de algas calcárias, combinações cimentadas de conchas e corais que formam um carbonato poroso denominado **coquina**. São fonte de calcário, nome que se aplica a qualquer rocha cujos componentes principais sejam o carbonato de cálcio ($CaCO_3$) e o carbonato duplo de cálcio, e

magnésio, ou seja, a dolomita [$CaMg(CO_3)_2$], ou a mistura destes dois produtos em percentagens variadas. O calcário, quando puro, é composto de carbonato de cálcio ($CaCO_3$) e ocorre sob a forma de calcita ou aragonita, ambas de composição idêntica, diferindo na estrutura cristalina, no peso específico e na dureza. A calcita é o principal constituinte das rochas calcárias, ao passo que a aragonita é mais comum nos calcários de corais e conchas. O uso dos granulados calcários remonta à época dos egípcios, gregos e romanos, quando serviam como matéria-prima para a construção dos templos e pirâmides e a pavimentação de estradas. Por volta de 1824, Joseph Aspidin revolucionou o uso desse bem mineral, quando patenteou sua fórmula para fabricar o cimento *Portland*. A partir daí, quantidades enormes de calcário passaram a ser consumidas por essa nova indústria e atualmente a fabricação de cimento consome a maior quantidade de calcário.

O calcário também é usado para fins metalúrgicos e químicos. Na metalurgia dos metais ferrosos, o calcário é usado como fundente para remover a sílica e a alumina; na agricultura, para controlar o pH do solo; na indústria alimentícia, para o refino do açúcar; na fabricação de vidros e tecidos; no tratamento da água; em rações avícolas; na obtenção de álcalis. Usos atuais mais nobres estão relacionados à indústria farmacêutica, como suplemento de dieta (no tratamento da osteoporose) e em implantes ósseos. Em alguns locais com falta de substrato, conchas ou seus fragmentos são usados para facilitar a propagação e fixação de ostras.

Os depósitos calcários são formados pela quebra (trituração) de conchas marinhas e algas calcárias e sua concentração em bancos por processos hidrodinâmicos. Um exemplo mundial de mineração de fragmentos de conchas ocorre na Islândia, para fabricação de cimento. Os depósitos estão localizados na Baía de Faxa, a uma profundidade máxima de 40 m, com espessuras da ordem de 1 a 4 m, e contém cerca de 80% de carbonato de cálcio. Os fragmentos variam de tamanho entre 0,5 mm e 2 mm, mais de 75% medindo entre 0,5 e 1 mm. Embora as conchas tenham 90% de carbonato de cálcio, algum beneficiamento é necessário na planta do cimento, uma vez que, quando dragado, o material é uma mistura de partículas de conchas e tufos basálticos. Atualmente a Islândia é quase autossuficiente em produção de cimento. Para garantir essa autossuficiência as firmas estão constantemente analisando outros depósitos de conchas ao longo da costa. As reservas em Faxa garantem um suprimento de calcário até o ano 2020. A hidrodinâmica da região possibilita a renovação do depósito.

Nos Estados Unidos da América, conchas são exploradas nos estados da Califórnia, Texas, Luisiana, Mississipi, Alabama, Flórida, Virgínia e Maryland. Na costa do Golfo do México, onde não há cascalho de rochas, as rodovias foram construídas com conchas. A Luisiana tem atualmente uma importante indústria de dragagem de conchas. A produção de carbonato de conchas marinhas no Brasil data de 1950. A extração ocorre na costa da Bahia, inclusive na Baía de Todos os Santos (conchas fragmentadas, fragmentos de corais e algas calcárias), e no Rio de Janeiro, na Lagoa de Araruama.

Em Santa Catarina, em Laguna e Tubarão, ocorre principalmente associada a depósitos lagunares e da planície costeira. No Rio Grande do Sul existem depósitos de calcário de conchas na plataforma continental interna, vinculados a antigas linhas de praia de alta energia. Ocorrem concentrações nas áreas do Albardão, Mostardas e nas proximidades do Parcel do Carpinteiro. Nessas áreas, o potencial econômico inferido é de um bilhão de toneladas (FIG.15.8). A Figura 15.9 mostra as características dos depósitos encontrados na costa do Rio Grande do Sul.

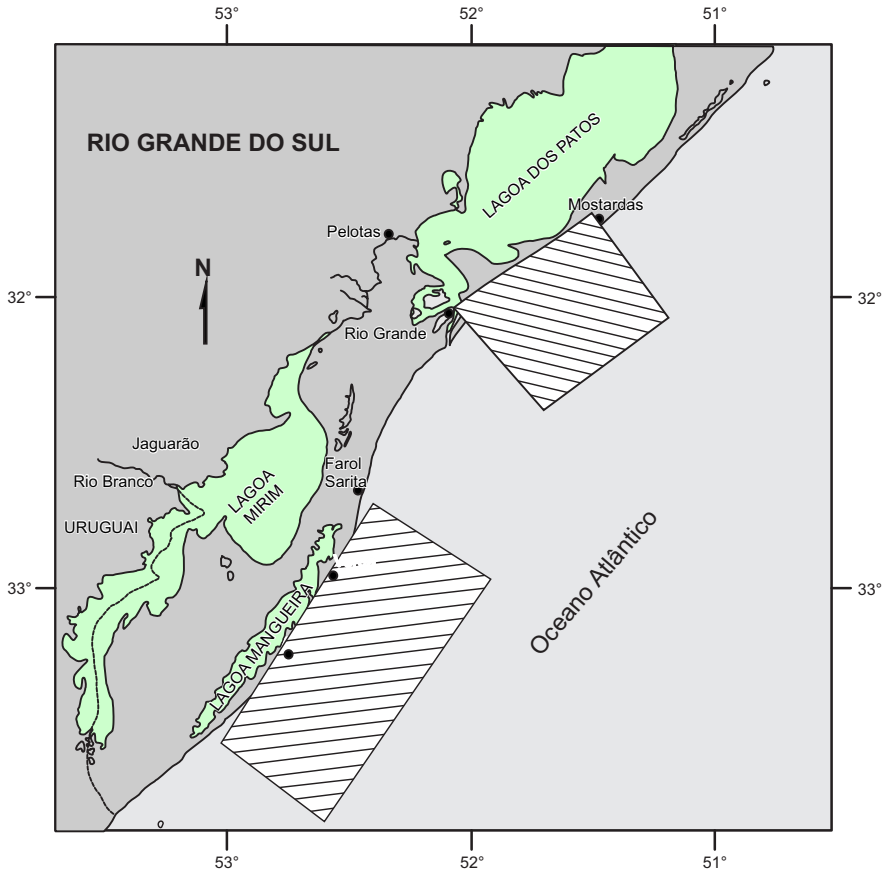


Figura 15.8 Depósitos de concheiros na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul. [Fonte: CALLIARI et al., 1994].

A longa plataforma continental brasileira apresenta depósitos carbonáticos que dominam de forma contínua, estendendo-se desde o Pará até o Rio Grande do Sul, constituídos por sedimentos recentes, na forma de recifes de corais, algas calcárias e concheiros. A distribuição dos bioclastos varia com a latitude e com a profundidade. De maneira geral, nas regiões Norte, Nordeste, Leste e parte da Sudeste predominam algas calcárias, enquanto na região Sudeste-Sul predominam os concheiros.



Figura 15.9 Características dos depósitos bioclásticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul. [Foto: Calliari, Lauro].

As algas coralíneas são algas vermelhas que precipitam, em suas paredes celulares, carbonato de cálcio e magnésio sob a forma de cristais de calcita. Essas algas podem se desenvolver inicialmente a partir de fragmentos de crostas oriundas da fragmentação de outras algas calcárias, constituindo ramificações (talos) que se destacam e continuam seu desenvolvimento no estado livre.

Mäerl é o termo usado na França para denominar um sedimento marinho composto de algas coralíneas. Fundos de *mäerl* resultam da acumulação de talos ramificados e livres de algas coralíneas, formando bancos cuja superfície pode atingir vários quilômetros. Os depósitos são compostos por fragmentos dessas algas vivas ou mortas e de diferentes gêneros e espécies, dependendo das regiões de ocorrência nos oceanos. Na França, esses fundos são constituídos pelas espécies *Lithothamnium calcareum* e *L. coralloides*.

Desde 1960, amplas ocorrências de depósitos bioclásticos na plataforma Norte, Nordeste, Leste e parcialmente na Sudeste têm sido mapeadas, demonstrando que existe potencial econômico de explotação das algas, quando comparado ao *mäerl* francês. Levantamentos regionais posteriores mostraram uma extensa área coberta por sedimentos carbonáticos que ocupam os setores médios e externos da plataforma. Representados por areias e cascalho, são sedimentos constituídos por algas coralíneas ramificadas maciças, na forma de rodolitos, principalmente do gênero *Lithothamnium*, e algas verdes calcificadas, compostas por segmentos com junta calcificada do gênero *Halimeda*. A Figura 15.10 mostra exemplos de granulados carbonáticos de algas encontrados na plataforma continental brasileira.

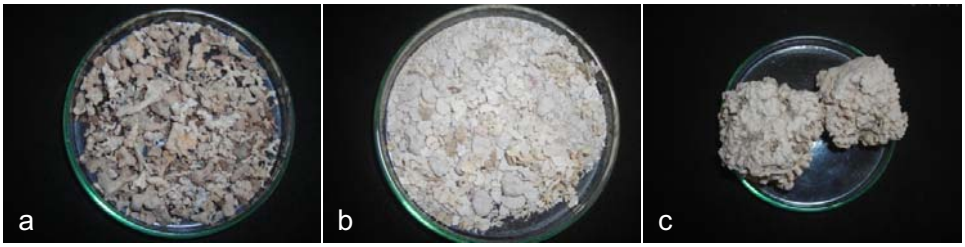


Figura 15.10 (a) *Lithothamnium*; (b) *Halimeda*; (c) rodolitos. Diâmetro da placa de Petri é de 10 cm. [Fonte: Calliari, Lauro].

O desenvolvimento de algas calcárias na plataforma tropical brasileira deve-se à existência de condições ecológicas muito favoráveis, consolidadas pelo reduzido aporte terrígeno, boa penetração da luz, eficiente circulação de água e relativa estabilidade do substrato.

As algas calcárias, além do carbonato de cálcio e magnésio, apresentam mais de 20 oligoelementos em quantidades variáveis, principalmente ferro, manganês, boro, níquel, cobre, zinco, molibdênio e estrôncio. Além dos usos similares já mencionados para o calcário, o *mäerl* distingue-se na indústria dietéticae na agricultura.

Uma característica importante dos sedimentos carbonáticos da plataforma continental brasileira é a ausência de oólitos e de outras formas de precipitação inorgânica de carbonatos, exceção encontrada na plataforma amazônica, onde ocorrem oólitos relíquias.

BOX 15.2
OÓLITOS COMO RECURSO MINERAL CALCÁRIO

Aragonita como precipitado químico na forma de oólitos (Fig. 15.11) ocorre nas Bahamas, em águas rasas adjacentes às ilhas de Andros, Bimini, Eleuthera e outras. Sobrevoando os bancos das Bahamas (Fig.15.12 a, b), podem-se ver as *sandwaves*, que parecem dunas subaquáticas. Essas formações são principalmente aragonita na forma de oólitos. O precipitado oolítico é o resultado da interação de águas frias saturadas em carbonato de cálcio da corrente do Golfo e as águas quentes na volta das ilhas. Marés de sizígia transportam as águas para áreas mais rasas, onde aumenta a temperatura da mistura, causando a precipitação do carbonato de cálcio na volta de um núcleo concêntrico. O processo forma grãos pequenos e arredondados, com alto conteúdo de $CaCO_3$ (95 a 98%) e baixo teor de ferro e outras impurezas. Pesquisadores avaliaram o potencial aragonítico da região em 100 milhões de toneladas. Uma companhia está minerando um depósito de 40 km de comprimento por 2 km de largura e

BOX 15.2

espessura entre 3,5 e 7,5 m, em profundidades de 1 a 8 m. O material é transportado em forma fluida (*slurry*) para uma barcaça, onde é peneirado e enviado para ser depositado em pequenas ilhas interligadas com a costa. Posteriormente vai para o mercado, nos Estados Unidos da América e Caribe. Cerca de 1.250.000 ton são extraídas anualmente.



Figura 15.11 Oólitos (espaço entre as marcas é de 1 mm). [Fonte: <cill-www.coas.oregonstate.edu>].

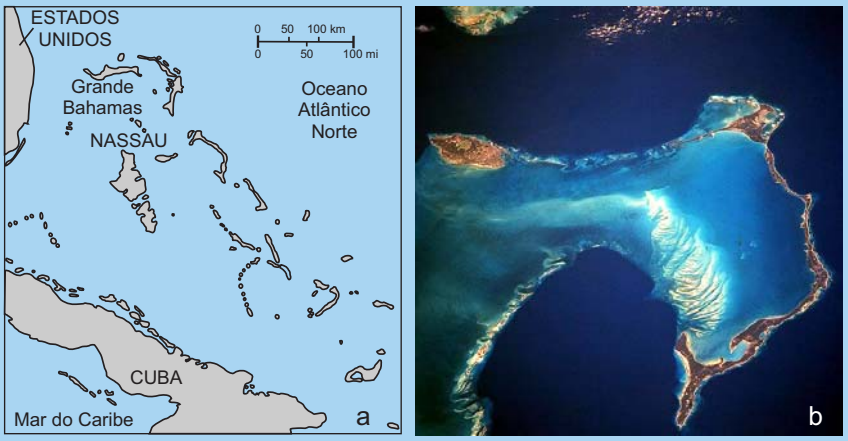


Figura15.12 (a) Ilhas das Bahamas, onde existem depósitos de oólitos; (b) *Sandwaves*de aragonita, na Ilha Eleuthera. [Fonte: <www.cienciahoje.pt/41875>].

3.3 Minerais Pesados (MP) – Placeres

Há diversos locais das plataformas continentais e zonas costeiras emersas do globo onde metais pesados (MP), podem ser mecanicamente concentrados pela ação de processos hidrodinâmicos e eólicos, devido à alta densidade dos MP (>3,2 g/cm^3), superior à dos sedimentos detríticos mais abundantes, como o quartzo e feldspatos (2,5 a 2,7 g/cm^3). Quando a concentração apresenta importância econômica, constitui um depósito denominado placer. Os MP originam-se de rochas e minerais de veio por erosão mecânica e especialmente de formações sedimentares já concentradas originalmente.

Três tipos genéricos de placeres são reconhecidos: (1) placeres praiais disseminados, constituídos principalmente de **minerais pesados leves** (MPL) (densidade <6g/cm^3), tais como rutilo, ilmenita, zircão, monazita, que podem ser facilmente transportados para a zona costeira e concentrados por ondas, correntes litorâneas e ventos; (2) placeres associados a vales fluviais afogados, geralmente contendo metais pesados como o ouro e a cassiterita (fonte de estanho), também denominados de **minerais pesados pesados** (MPP), com densidades entre 6,8 e 21 g/cm^3 e distância de transporte a partir da área-fonte raramente ultrapassando 15 km, e (3) depósitos aluviais, ou *lag*s, depositados quando a concentração de minerais de alta densidade é feita pela retirada dos minerais mais leves. Alguns autores adicionam as **gemas**, com densidade entre 2,9 e 4,1 g/cm^3 como outro tipo de MP, que apresentam alta dureza, como o diamante, e se concentram principalmente em aluviões (transporte por água do rio) e em praias e plataforma. Assim, placeres podem ser encontrados tanto no nível atual do mar como também acima e abaixo deste, de acordo com a história geológica regional e a variação eustática do nível do mar. Embora, sob o ponto de vista econômico, placeres fluviais sejam mais importantes no registro geológico, numerosos placeressão atualmente minerados em praias e depósitos eólicos costeiros.

A dragagem de placeres de estanho é a maior operação de mineração marinha no mundo e se desenvolve na Indonésia em mar aberto, onde depósitos fluviais e de leques de aluvião são mineradosa cerca de 50 m abaixo do nível do mar. As maiores dragas podem recuperar três milhões de metros cúbicos por ano e trabalham em áreas com concentração de minério tão baixa quanto 0,05% de estanho (1kg S_n/m^3).

A mineração de diamantes na costa da África do Sul iniciou há 50 anos, especialmente na Namíbia. Atualmente, quatro companhias produzem diamantes, em profundidades até 150 m. Os diamantes foram erodidos de chaminés de kimberlito, a rocha fonte dos diamantes, que existe no interior do continente sul-africano, e transportados por centenas de quilômetros para oeste da costa sul-africana, por um sistema de rios representados por paleocanais e o atual rio Orange, num processo que teve início há 40 milhões de anos. Os diamantes foram redistribuídos de antigas desembocaduras de rios para praias também antigas, por ondas e correntes litorâneas profundas durante variações do nível do mar, que sofreram alterações entre -120 e +180 m em relação

ao nível atual. Devido ao transporte pelo fluxo turbulento do rio, diamantes com inclusões foram desintegrados e o depósito final apresenta alta concentração de gemas de boa qualidade.

Metais preciosos do grupo do ouro e da platina têm uma longa história de mineração costeira em águas rasas. Depósitos são encontrados em sedimentos glaciais retrabalhados pelo mar em locais como Nome, no Alasca, e Westland, na Nova Zelândia, assim como em Gana, onde rochas mineralizadas e intemperizadas no continente são as áreas-fonte. Esses metais também são encontrados em rios afogados, como em Luzon, nas Filipinas, no oeste do Alasca e na Sibéria. As áreas mais importantes *offshore* para produção de estanho são as águas em volta da Península de Malay e entre Sumatra e Kalimantan.

Existem vários exemplos de extração de minerais pesados leves ao redor do globo. Minerações de ilmenita (fonte de titânio) ocorrem no oeste da África, ao longo da costa da Mauritânia, e na costa sudeste de Madagáscar, na plataforma continental em frente ao rio Zambeze. Em Moçambique são encontradas concentrações de ilmenita, rutilo e zircão. Também ocorrem minerações nos EUA, nas praias ao sul da Península de Seward, no Alasca, no sul da Califórnia, na costa do Golfo e na costa atlântica. O mesmo ocorre no Canadá, ao nordeste da Terra Nova, e na Austrália (rutilo, zircão e monazita), nas praias de Queensland e New South Wales.

Minerais Pesados e Leves (MPL), principalmente ilmenita, zircão, monazita, rutilo, leucoxeno (Fig. 15.13), tanto emersos como submersos, ocorrem em muitos locais ao longo da costa brasileira, desde o Pará até o Rio Grande do Sul. Na porção emersa da costa, já houve mineração nos estados do Espírito Santo (areias monazíticas), no litoral sul da Bahia e no norte do Rio de Janeiro. Geralmente, os minerais provêm da erosão dos sedimentos do Grupo Barreiras, que ocorre desde o norte do Brasil até o Rio de Janeiro.

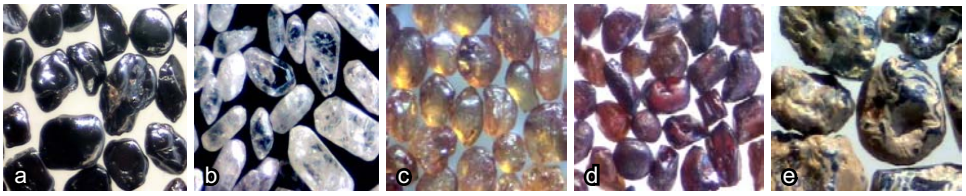


Figura 15.13 (a) ilmenita; (b) zircão; (c) monazita; (d) rutilo; (e) leucoxeno. [Fonte: Addad, 2010].

Em Mataraca, os depósitos eólicos são processados e, como medida mitigadora, flora, fauna e morfologia, reabilitados (Fig. 15.14).



Figura 15.14 Aspectos da mineração de metais pesados leves em Mataraca (PB): (a) jatos de água e dragagem por sucção; (b) manchas de minerais pesados, e (c) reabilitação da área minerada. A concentração primária é feita através de água em espirais. Posteriormente, são utilizados métodos eletromagnéticos. [Foto: CALLIARI, Lauro].

BOX 15.3
O DEPÓSITO DE MINERAIS PESADOS DE SÃO JOSÉ DO NORTE, RS

Na zona costeira do Rio Grande do Sul, entre Bojuru e São José do Norte, existem imensos depósitos de minerais pesados leves (MPL), constituídos principalmente pela assembleia ilmenita, zircão, magnetita, rutilo, leucoxeno, estaurolita e cianita (FIG. 15.15). Os depósitos dessas localidades têm alta maturidade mineralógica e são extremamente finos (areia muito fina), contendo, em média, 4% de MPL, disseminados através de depósitos eólicos, com espessuras que alcançam até 7 m na coluna sedimentar (FIG. 15.16)

Cerca de 70% dos MPL são economicamente aproveitáveis, sendo a maior abundância de ilmenita (55,24%) e zircão. A formação do placer de Bojuru está relacionada às flutuações eustáticas pleistocênicas e holocênicas do nível do mar. O modelo descrito para a formação dos depósitos seguiu três estágios. O primeiro compreendeu a reciclagem de depósitos da planície costeira durante a Trangressão Pós-Glacial, que terminou há 5,6 mil anos, quando os minerais pesados foram incorporados em depósitos de praia e leques de sobrelavagem de uma barreira transgressiva. O segundo estágio foi a retração da barreira em direção ao continente, associada a uma pequena e lenta queda do nível do mar durante os últimos 5,6 mil anos, quando sedimentos reciclados e erodidos do substrato pleistocênico constituíram uma fonte adicional de MPL, que foram concentrados em depósitos de pós-praia pela ação das ondas durante o recuo da barreira. Finalmente, a erosão dos depósitos de pós-praia e o transporte por ventos em direção ao continente formaram depósitos na forma de dunas transgressivas numa depressão entre as barreiras. Atualmente os depósitos estendem-se até São José do Norte (50 km para sul). A fonte primordial do minério de Bojuru deriva do antigo cone de deposição da paleodrenagem do Rio Camaquã, na plataforma interna, cujos sedimentos foram retrabalhados no decorrer das variações

BOX 15.3

eustáticas. De fato, nos últimos anos, uma intensa rede de paleocanais foi detectada na plataforma interna em frente à localidade de Estreito, aproximadamente equidistante de Bojuru e São José do Norte. Nessa área, também é notável a intensa erosão das dunas frontais e a decorrente concentração de MPL (Fig.15.17).

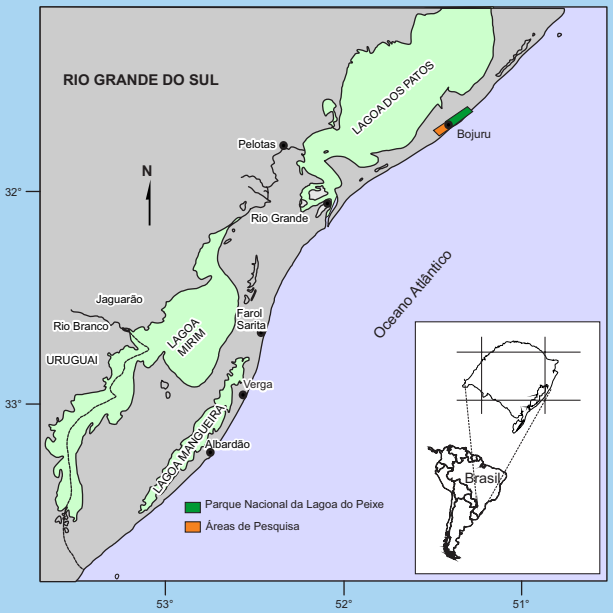


Figura 15.15 Localização do placer de São José do Norte, RS. [Fonte: Calliari, Lauro sobre mapa de *Google Earth*].

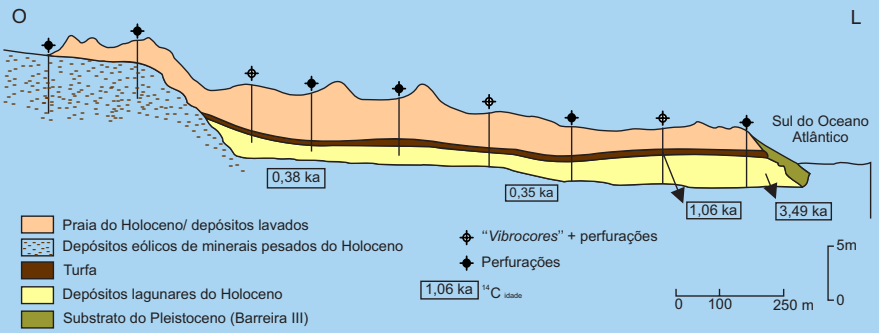


Figura 15.16 Secção estratigráfica do sistema Laguna-Barreira Holocênico, ao norte de Bojuru (RS). [Fonte: Dillenburg et al., 2004].

BOX 15.3



Figura 15.17 Erosão das dunas frontais e concentração de MPL na área de Bojuru, RS. [Foto Calliari, Lauro].

Durante o projeto Geologia Marinha (GEOMAR), na década de 1960, e principalmente durante o Projeto Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC), na década de 1970, foram identificados vários locais na plataforma brasileira com concentrações entre 0,5% e 5,4% de minerais pesados. Em todas as áreas predomina a ilmenita, seguida pelo zircão e a monazita. Assim, teores entre 0,5% e 2,4% ocorrem na plataforma Norte/Nordeste, principalmente em Salinópolis, no Pará, e na divisa dos Estados do Ceará e Rio Grande do Norte. Na plataforma Nordeste/Leste, muitas áreas apresentam teores maiores que 1% ao largo dos rios Pardo e Jequitinhonha (BA) e Doce (ES), em frente às cidades de Itapemirim e Guarapari, e em frente a Itabapoana (RJ) e ao largo do delta do Rio Paraíba do Sul (RJ), onde foram detectados teores de até 5,2% em paleocanais afogados. Na plataforma Sudeste/Sul, anomalias com teores entre 0,6 e 1,4%, também associadas apaleocanais, foram encontradas entre Iguape (SP) e Paranaguá (PR). Nas proximidades da barra do Rio Grande (RS) ocorrem áreas com teores de até 2,5%. Na plataforma interna, em frente ao farol do Albardão, numa área de 1.200 km^2, ocorrem concentrações maiores que 1%, sendo que, em uma amostra, os teores alcançam concentrações de 5,4% de MP.

3.4 Carvão na plataforma

O uso principal do carvão é como fonte de energia nas centrais termoelétricas. Como as rochas que constituem as plataformas continentais são a continuação daquelas encontradas na área emersa adjacente, é esperado que o potencial mineralógico seja idêntico ao dos continentes. Se nos continentes as locações favoráveis para a formação de depósitos minerais ocorrem geralmente nos contatos de intrusões de rochas ígneas ao longo de zonas fraturadas, seria esperado que tais condições pudessem se manifestar também na PC. Entretanto, o número de depósitos a serem determinados em relação à área total das PC tende a ser consideravelmente menor, uma vez que mais de 50% das PC são constituídas por rochas sedimentares.

A acumulação e decomposição de matéria orgânica vegetal em pântanos costeiros geram turfeiras, que são soterradas por transgressões marinhas. Esse processo pode se repetir, resultando em camadas alternadas de depósitos continentais (turfas) e marinhos, formando ciclotemas. O soterramento acaba compactando a turfa, que, sob o peso dos sedimentos e o aumento de temperatura em profundidade, acaba gerando o carvão de pedra.

Depósitos submarinos de carvão existentes na ilha do Cabo Bretão, na Nova Escócia (Canadá), são explotados a partir da costa por meio de túneis que iniciam no continente. As três minas necessitam de 60 km de esteiras para transportar o carvão para a costa, gerando uma produção anual de quatro milhões de toneladas. Em meados da década de 1970, o governo do Canadá, através de um programa de exploração por sísmica e testemunhagem, localizou nessa área jazidas da ordem de dois bilhões de toneladas. Cerca de 50% dessas reservas são recuperáveis. As minas do Cabo Bretão apresentam uma localização excelente em relação às rotas de navegação do Atlântico Norte para as regiões de consumo do oeste da Europa, América do Sul, leste do Canadá e nordeste dos EUA.

No Reino Unido, a mineração de carvão submarino teve inicio no ano de 1600. Até o início dos anos 1980, os mineiros extraíam carvão no fiorde de Solway (um braço nordeste do Mar da Irlanda, na fronteira da Inglaterra e Escócia). Atualmente, sete mineradoras, localizadas próximo a Newcastle e operadas pela *British Coal*, extraem carvão submarino, empregando cerca de 12.500 mineiros, a maioria na parte submarina. A *British Coal* financiou programas de exploração para identificar reservas e para proporcionar o planejamento de futuras expansões. Usando uma broca especial, foram feitos 18 furos (cobrindo 200 km^2) *offshore*, com profundidade média de 600 m, nos distritos de Durham e Northumberland. Na ocasião, foram identificadas grandes reservas de carvão de alta qualidade, entre 270 e 540 m abaixo do leito marinho. A extração, em função da tecnologia atualmente empregada, pode ser ampliada a 35 km em direção ao mar.

No Japão, a mineração submarina do carvão começou em 1920, na Baía de Ariake, ao oeste de Kyushu. A *Mitsui Coal* continua trabalhando até hoje, sendo responsável

pela construçãode três ilhas artificiais (com galerias e sistemas de ventilação). Em meados de 1987, a *Matsushima Coal Mining Company* e a *Taiheiyo Coal Company* operavam minas submarinas. As três minas atualmente em atividade fornecem emprego a 6.700 mineiros, produzindo anualmente 7,9 milhões de toneladas de carvão.

No Brasil, o carvão é encontrado na formação Rio Bonito, na Bacia do Paraná. Até recentemente, a principal região produtiva encontrava-se em Santa Catarina. Projetos atuais, realizados entre Araranguá (SC) e Tramandaí (RS), delimitaram a jazida de Santa Teresinha na faixa costeira entre Torres e Tramandaí. Na faixa costeira do Rio Grande do Sul, na linha de praia, poços perfurados pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) identificaram, entre 700 e 800 m, até 10 camadas de carvão num único poço, com espessura total de 9,30 m e espessuras individuais variando entre 0,35 e 2,60 m. Como a própria Bacia Sedimentar do Paraná prolonga-se para a plataforma continental, na faixa entre Araranguá e Tramandaí, é bem provável que sejam encontradas nessa área importantes jazidas submarinas. Projeções da faixa costeira da região indicam que as mais espessas camadas de carvão devem estar sob a plataforma continental.

3.5 Evaporitos e enxofre

A acumulação de depósitos evaporíticos tem lugar quando a evaporação de corpos de água salgada (oceanos, mares e lagos) leva à concentração de sais solúveis, que, atingindo a supersaturação, precipitam. No caso de margens continentais, a suposição é de que, no mecanismo de separação das placas, haja sempre uma fase de restrição de corpos de água salgada, da qual resultam extensas deposições de evaporitos (situação atual no Mar Vermelho). Esse processo teria ocorrido no Cretáceo Inferior, entre as Américas, Europa e África, quando do início da formação do Oceano Atlântico. A existência de evaporitos ao longo de todas as margens continentais do Oceano Atlântico já foi comprovada. As reservas oficiais de sal-gema no Brasil somam cerca de 24,44 milhões de toneladas, distribuídas nos Estados do Espírito Santo, Sergipe, Alagoas, Bahia, Pernambuco e Amazônia. Na maioria dos casos, as camadas de sal estão cobertas por espessa camada de sedimentos, o que possibilita a formação de depósitos e domos de sal (favoráveis à acumulação de petróleo) e depósitos importantes de enxofre. Os depósitos evaporíticos englobam o sal-gema NaCl, sais de potásio e magnésio, enxofre, gipsita e anidrita. A extração se dá com a injeção de água doce reciclada numa camada do domo formado pelo movimento ascendente do sal (halocinese), em face da sua menor densidade (Fig. 15.18). A salmoura resultante é transportada por tubulações a uma planta de evaporação. Muitas vezes, na rocha capa de domos salinos, existem condições para formação de enxofre nativo, através de reações envolvendo anidrita ($CaSO_4$), hidrocarbonetos e bactérias.

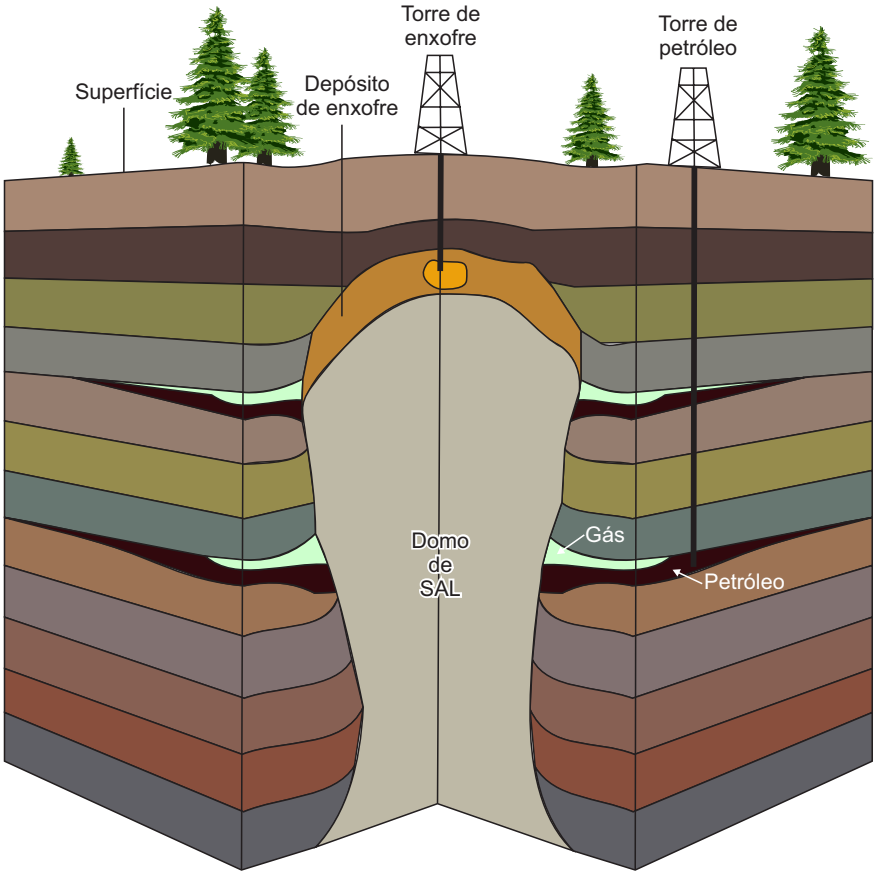


Figura 15.18 Domo salino com enxofre na rocha capa. [Fonte: <http://gill.tamug.tamu.edu/mars615>].

3.6 Petróleo e gás natural

Atualmente, a maior parte das fontes de energia utilizadas no mundo é derivada dos hidrocarbonetos, que contribuem com aproximadamente 60% (petróleo e gás) para a matriz energética mundial. O petróleo e o gás são, respectivamente, misturas líquidas e gasosas complexas de hidrocarbonetos e outros compostos orgânicos, originados da transformação termoquímica da matéria orgânica de organismos marinhos, principalmente planctônicos, e continentais, depositadas junto aos sedimentos que preenchem as bacias sedimentares. À medida que novas camadas são depositadas, os sedimentos mais antigos vão sendo soterrados a profundidades crescentes, onde as condições de pressão e temperatura propiciam a conversão da matéria orgânica em hidrocarbonetos. Além das condições de pressão e temperatura, outros fatores são

necessários para que se forme uma acumulação de petróleo com volumes significativos. Esses fatores são englobados em um conceito denominado de **sistema petrolífero**. Nesse conceito são indispensáveis, para o sucesso exploratório, a existência e o funcionamento síncrono de quatro elementos fundamentais: rochas geradoras, rochas reservatório, rochas selantes e sobrecarga sedimentar. Adicionalmente, necessita de dois processos geológicos dependentes do tempo: a formação de armadilhas que aprisionam o óleo e os processos de geração-migração-acumulação do mesmo (FIG. 15.19).

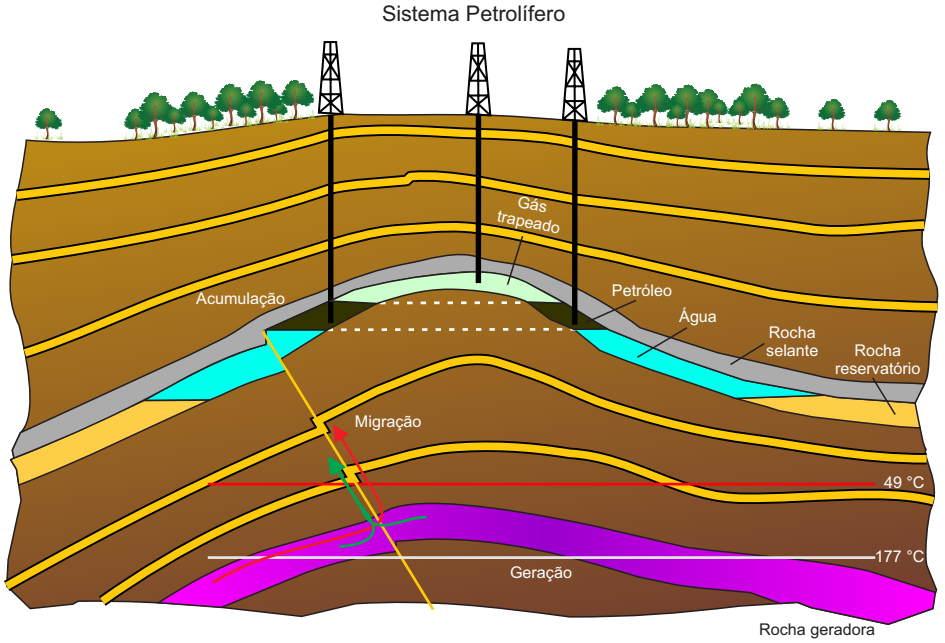


Figura 15.19 Sistema petrolífero, tendo como armadilha o ápice de uma dobra anticlinal. [Fonte: <www.petroleumsupport.com>].

As rochas geradoras são primordiais e compreendem folhelhos ou calcilutitos de granulometria muito fina, ricos em matéria orgânica de qualidade (teor de carbono orgânico entre 2 e 8%), depositados junto ao sedimento em ambiente anóxico. Com a compactação e o aumento da temperatura das rochas geradoras durante a deposição das camadas sedimentares sobrejacentes, a matéria orgânica dá início à produção do petróleo, fazendo com que a pressão exercida pelos fluidos o expulse para fora da rocha geradora, onde a pressão é mais baixa. Denomina-se de migração a expulsão do petróleo da geradora e a passagem para a rocha-reservatório, o que pode ser facilitado pela existência de falhas ou fraturas nas camadas rochosas, que podem funcionar como dutos ou colocar as geradoras em contato direto com as rochas-reservatório.

As rochas reservatório são constituídas de material detrítico, com granulometria desde areia, passando por seixos, até conglomerados com 5 a 35% de porosidade e permeabilidade adequada, sendo muito comuns rochas calcárias de recifes e organismos. O petróleo é aí acumulado, substituindo os poros vazios entre os grãos que estavam ocupados por água. Para a acumulação em subsuperfície é necessário que ocorra um arranjo espacial adequado entre as rochas-reservatório e as rochas selantes (impermeáveis), que impeça a passagem do petróleo para a superfície, formando assim a armadilha. Entre os tipos de armadilhas existentes estão domos salinos, ápice de dobras anticlinais, superposição de dobras e falhas e, ainda, armadilhas estratigráficas. A configuração geométrica dessas rochas é essencial para permitir que o óleo migrante seja focalizado para locais estruturalmente mais elevados. Por fim, é necessário que tudo ocorra de forma sincronizada, em uma sucessão precisa de eventos, que permita que o óleo ou o gás sejam gerados no momento certo, quando a rocha-reservatório e armadilhas já foram formadas e recobertas por rochas selantes, impedindo, assim, que os hidrocarbonetos escapem para a superfície, ou que fiquem aprisionados e sejam submetidos a temperaturas muito elevadas que poderiam destruí-los.

A distribuição de petróleo no mundo, como já mencionado, está relacionada à tectônica de placas. A mesma rocha geradora, rica em matéria orgânica, um folhelho neojurássico, está presente no subsolo da faixa leste/oeste, da região subtropical à subtemperada do Hemisfério Norte (América do Norte, Mediterrâneo, Oriente Médio, Ásia Central e Sudoeste do Pacífico) (Fig. 15.20).

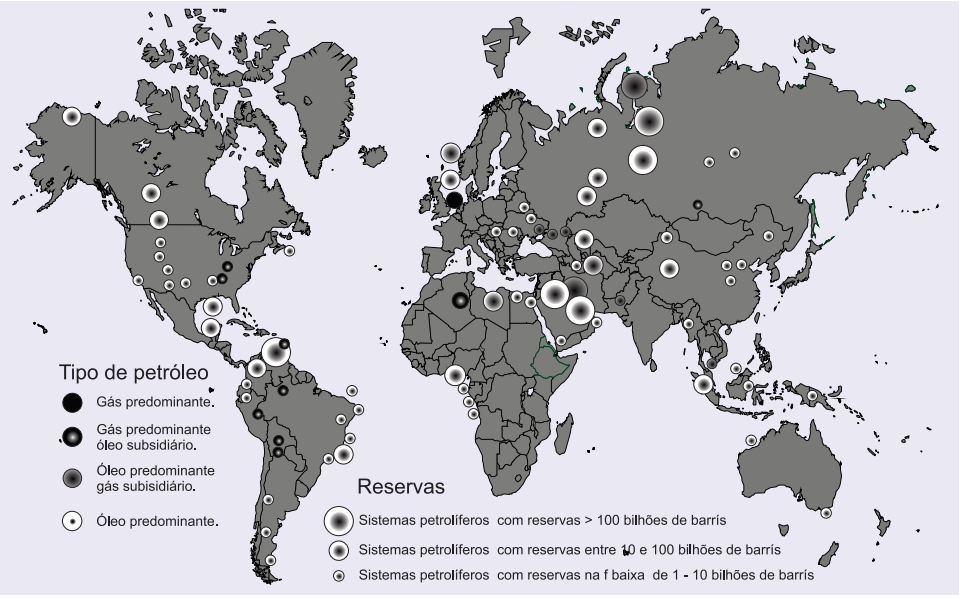


Figura 15.20 Distribuição dos sistemas petrolíferos com as maiores reservas do globo, excluindo os sistemas de águas profundas e ultraprofundas. [Fonte: Milani et al., 2000].

O ambiente tectônico (colisão de placas continentais) também deformou ou influenciou estruturalmente essa faixa, na qual as rochas-reservatório, constituídas por carbonatos com idade entre 160 e 135 milhões de anos, são abundantes e englobam as rochas geradoras mais ricas conhecidas, relacionadas ao paleomar de Tethys, que se desenvolveu em paleolatitudes quentes e equatoriais. Esse processo favoreceu o desenvolvimento de plataformas carbonáticas e camadas anóxicas carregadas de matéria orgânica, que foram modificadas e assimiladas por sucessivas colisões continentais da placa da Eurásia, no Hemisfério Norte, com outras vindas do Sul, no final do Cretáceo (há 65 milhões de anos) e através do Terciário.

Nos oceanos, e especialmente em águas profundas, as descobertas e a produção de hidrocarbonetos situam-se nas plataformas e taludes continentais, por razões tecnológicas e porque são maiores as espessuras de sedimentos, superiores àquelas observadas no fundo da bacia oceânica ou flancos das cadeias meso-oceânicas. Entretanto, a exploração se direciona cada vez mais para águas profundas, alcançando colunas de água da ordem de 1.800 m, e há possibilidade de chegar à elevação continental e platôs marginais, com profundidades superiores a 3.000 m. Motivada pelos baixos custos de descoberta destes grandes volumes de petróleo no oceano profundo e pela grande produtividade dos reservatórios turbidíticos, a indústria petrolífera, liderada pela Petrobras, lançou-se de maneira maciça na prospecção de petróleo em águas profundas, tendo descoberto reservas imensas (12 bilhões de barris) na Bacia de Campos (RJ). No Golfo do México, a Shell fez um grande número de descobertas, com volumes muito inferiores aos da Bacia de Campos, entre 600 e 1.600 m de profundidade. Há uma grande reserva na costa oeste da África, notadamente nas águas profundas de Angola (Delta do Congo) e Nigéria (Delta do Níger) (Fig. 15.21). Outras áreas em franca expansão no número de descobertas e na perspectiva de entrada em produção de campos de petróleo em águas profundas são o Sudeste Asiático (Indonésia, Filipinas e Malásia), o Mediterrâneo (Delta do Nilo, no Egito e Israel; e Mar Adriático, na Itália), o Mar do Norte, Austrália, Trinidad-Tobago e outros países da África Ocidental (Guiné Equatorial, Congo, Costa do Marfim e Mauritânia).

O entendimento da evolução tectônica e sedimentar da margem continental brasileira e de suas bacias marginais cretáceas é fundamental para o conhecimento do potencial mineral e da possibilidade de prospecção. O rompimento do supercontinente Gondwana no Hemisfério Sul, entre 200 e 110 milhões de anos atrás, seguido da expansão do fundo oceânico, acompanhando a formação do Atlântico Sul, resultou na constituição da margem continental brasileira e das bacias sedimentares marginais, que se dispõem em toda a extensão da costa brasileira, do Amapá até o Rio Grande do Sul (Fig. 15.22).

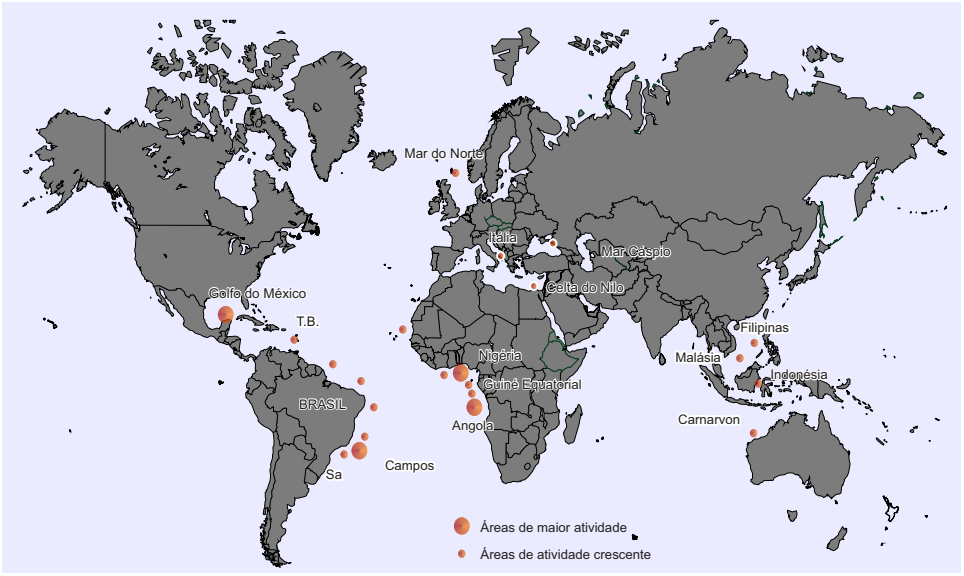


Figura 15.21 Distribuição dos sistemas petrolíferos de águas profundas e ultraprofundas no globo. O tamanho do círculo é proporcional às reservas encontradas. As áreas mais ricas são a Bacia de Campos, o Golfo do México e a África Ocidental (da Nigéria até Angola). [Fonte: Milani et al., 2000].

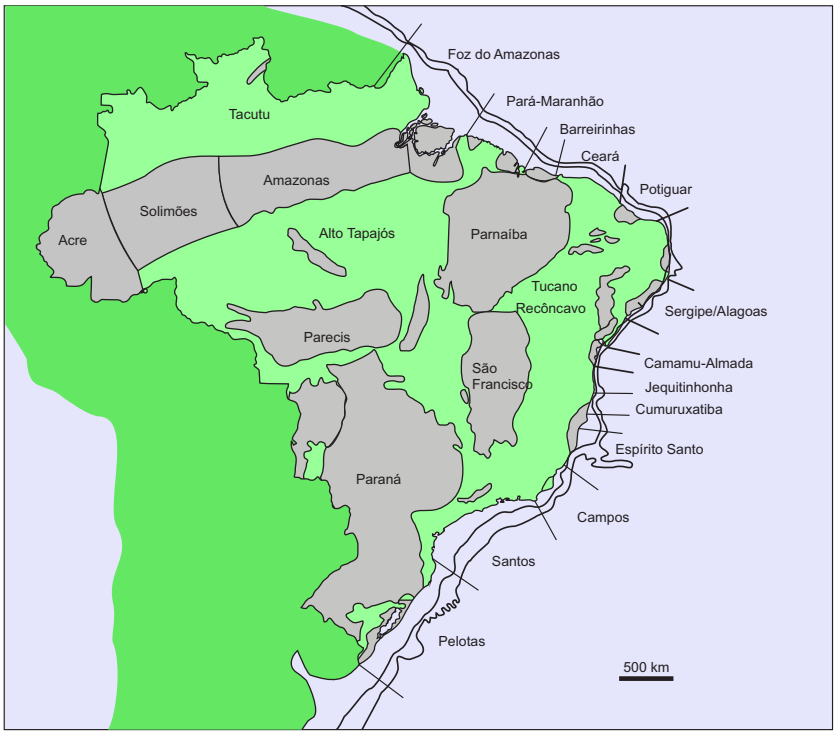


Figura 15.22 Bacias sedimentares brasileiras. [Fonte: Milani et al., 2000].

3.6.1 Sistema petrolífero do pós-sal

Nas bacias sedimentares marginais brasileiras, as principais rochas geradoras estão associadas aos folhelhos lacustres, ricos em matéria orgânica, e também às sequências deltaicas depositadas no início da separação dos continentes, na fase rifte (1), e a reservatórios de turbiditos depositados posteriormente em águas profundas e ultraprofundas nessas bacias (3). Essa deposição maciça de turbiditos sobre a camada de sal depositada no final da fase (2) acabou movimentando o sal (devido a sua menor densidade, o sal fica instável quando sob uma camada de 700 m de sedimentos). Isso provocou a migração do óleo das rochas geradoras, localizadas abaixo, para cima do sal, indo se acumular nas rochas armazenadoras depositadas na sequência (3). Pela característica impermeável do sal, os flancos dos domos funcionaram como ótimas armadilhas para o óleo (Fig. 15.23).

BOX 15.4
EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DAS BACIAS

Em razão da origem e evolução do processo tectono-sedimentar, as bacias apresentam diferenças estratigráficas e estruturais marcantes e as dimensões e o volume de seus campos petrolíferos podem ser muito maiores do que os encontrados nas áreas continentais. De acordo com a história evolutiva, as rochas dessas bacias podem ser de modo geral divididas em três fases: (1) supersequência não-marinha, depositada na fase de ruptura e fendilhamento continental, chamada de *rifte*, originada quando os continentes iniciaram a separação e as fendas tectônicas foram preenchidas por rochas sedimentares arenosas, argilosas e rochas ígneas vulcânicas; (2) supersequência transicional, com depósitos associados ao início da entrada esporádica do mar, quando houve a formação de imensos lagos, onde as rochas arenosas e argilosas foram sendo substituídas por rochas carbonáticas. O fim da deposição carbonática foi associado ao início da deposição de sal proveniente da água do mar, que preenchia o espaço, dando início à deposição da fase seguinte; e (3) supersequência marinha, que se desenvolveu durante a fase de deriva (*drifte*), quando a bacia da margem continental encontrava-se permanentemente submersa no mar e afundando constantemente. Esse mecanismo proporcionou a geração de grandes depressões, que foram preenchidas por rochas sedimentares oriundas do continente.

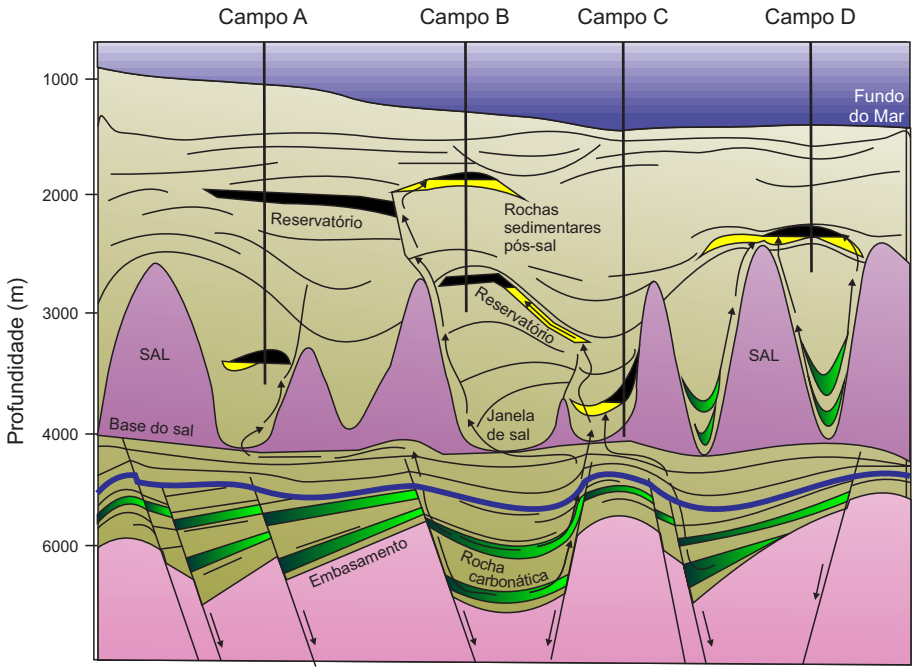


Figura 15.23 Dinâmica do sistema petrolífero do pós-sal. [Fonte: Costa Fernandes, 2012].

O sistema petrolífero atuante em águas rasas ocorreu também em águas profundas, configurando novas descobertas de campos imensos nas rochas turbidíticas e arenitos inconsolidados da Bacia de Campos. Esse panorama foi favorável ao desenvolvimento acelerado de novas tecnologias de prospecção e produção nesses campos, o que colocou a Petrobras na liderança da exploração e produção de petróleo em águas profundas e ultraprofundas. Na Bacia de Santos, a associação da tecnologia e o conhecimento adquirido com a sísmica e perfurações culminou com a incorporação de novos conceitos geológicos e geofísicos, definindo novas técnicas para exploração em profundidades superiores a 2.000 m, em espessuras da camada de sal maiores que 2.000 m, com reservatórios de rochas carbonáticas diferentes e profundidades entre 5.000 e 7.000 m.

Na área da Bacia de Santos, as pesquisas concentraram-se nas águas ultraprofundas (2.000 a 3.000 m) do Platô de São Paulo, distante 340 km da costa, onde a sequência marinha pós-sal apresenta menor espessura, tendo sob a mesma uma espessa camada de sal. Trata-se de situação geológica diferente de outras regiões até então exploradas, o que deu início ao primeiro teste na **camada pré-sal**. Em 2005, perfurações detectaram a presença de gás e condensado de petróleo (determinados campos de petróleo produzem o denominado **gás condensado**, que não é considerado verdadeiramente um gás, nem um líquido – apresenta uma **dupla fase fluida**), o que indicava a existência de um sistema petrolífero, gerando assim possibilidades para outros locais já identificados.

Outras descobertas de óleo leve foram feitas nas bacias de Santos e Espírito Santo. Entretanto, a primeira produção de petróleo do pré-sal ocorreu na Bacia de Campos, devido à existência de instalações de produção já em funcionamento em reservatórios do pós-sal. A área potencial estimada para a província do pré-sal é de aproximadamente 149.000 km^2 (FIG. 15.24). As reservas nessa província ainda são desconhecidas, mas podem chegar a 16 bilhões de barris de óleo equivalente (BOE), elevando o potencial nacional para 30 a 35 bilhões, cifra expressiva no cenário mundial.

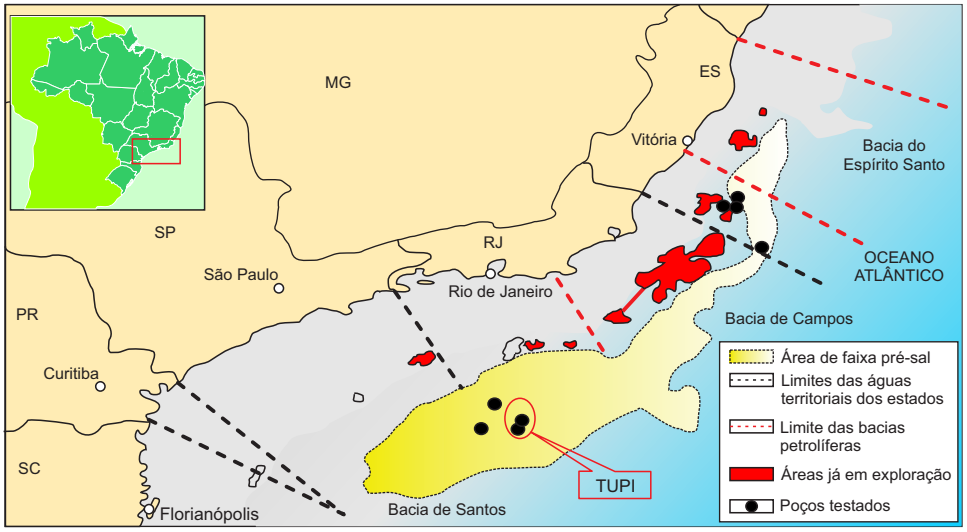


Figura 15.24 Área potencial para ocorrência do pré-sal. [Fonte: COSTA FERNANDES, 2012].

3.6.2 Sistema petrolífero do pré-sal

As rochas geradoras do óleo no pré-sal são as depositadas na fase *rifte* (1), fase inicial de separação entre América do Sul e África. Foi nessa fase que se criaram condições para deposição de sedimentos ricos em material orgânico em lagos confinados e com ambientes anóxicos, que preservaram a matéria orgânica, formando um óleo de boa qualidade. A continuidade da separação continental e a entrada de água do mar formou um ambiente restrito com alta salinidade, que favoreceu o crescimento e a proliferação de colônias microbiais, cuja atividade originou a construção de estruturas biossedimentares litificadas. Essas estruturas cresceram por superposição de lâminas de sedimentos aprisionados pela precipitação de carbonato, originando os **microbiólitos**, rochas que constituem o reservatório do pré-sal. Acima dessas rochas-reservatório, em resposta ao clima, desenvolveu-se um ambiente de deposição ainda mais restrito e de baixa energia, induzindo a precipitação de uma espessa camada de sal marinho (evaporitos) impermeável, configurando uma camada selante muito

eficiente para o petróleo localizado nas rochas carbonáticas subjacentes. Esse sistema, composto por rochas geradoras de ambiente não-marinho, reservatórios de rocha carbonática e camada selante de sal marinho acima, constitui, no atual contexto exploratório, o sistema petrolífero pré-sal (Fig. 15.25).

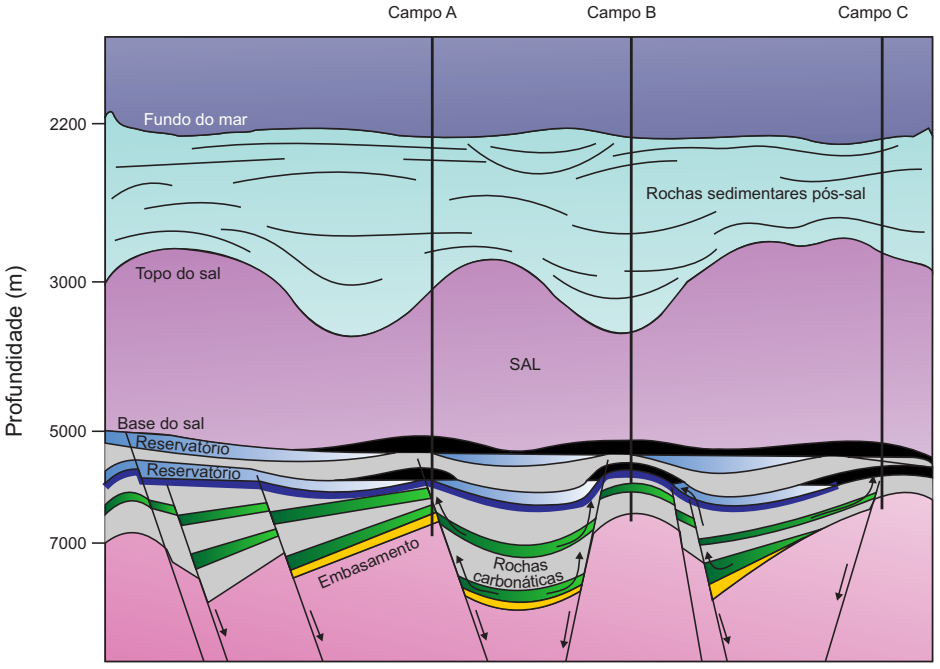


Figura 15.25 Sistema petrolífero pré-sal. [Fonte: Costa Fernandes, 2012].

3.7 Fosforita

Fosforitas são variedades da apatita e se distinguem de outras rochas sedimentares pelo seu alto conteúdo em fósforo. Ocorrem na forma de rochas ou concreções, nódulos, oólitos, grânulos ou ainda como cimento em rochas, contendo vários minerais fosfáticos, tais como a francolita, cloroapatita, hidroxiapatita e fluorapatita. Quando minerada, a rocha fosfática contém entre 10 e 35% de P_2O_5 (pentóxido de fósforo), sendo usada principalmente na indústria de fertilizantes, uma vez que o fósforo é um elemento importante do ciclo da vida. O uso como fertilizante remonta ao início do século XIX, mas até 1857 foi usada somente na forma de adubo orgânico, quando começou a ser utilizada como adubo na forma mineral.

Os depósitos de fosforita são parte de um ciclo biogeoquímico que envolve dissolução e transporte de fósforo pelos rios para o oceano, retirada pelo plâncton marinho, transferência para as massas de águas profundas por afundamento e

dissolução, retorno à superfície por ressurgência, e deposição por precipitação direta da água (hidrogenética) ou por substituição diagenética em carbonatos.

Esses depósitos ocorrem geralmente em profundidades inferiores a 1.000 m, em quatro situações ambientais do assoalho marinho: (1) plataformas continentais e talude superior na margem oeste dos continentes, onde sopram ventos alísios (entre as latitudes 30 ^{0}N e 30 ^{0}S), induzindo ressurgência (Peru e Chile, Namíbia, Austrália, Baixa Califórnia e na margem atlântica do Marrocos); (2) fosforitas formadas pela cimentação e substituição de carbonatos em bancos e platôs submarinos, como o Platô Blake, no sudeste dos EUA, e na elevação Chatham, na Nova Zelândia, onde um extenso campo de nódulos com conteúdo médio de P_2O_5 de 22% está depositado em profundidades de 350 a 450 m; (3) ilhas e atóis, onde a fonte de fósforo primária é o guano e a fosforita é minerada, como na Ilha de Nauru, no sudoeste do Pacífico, e (4) montanhas submarinas no interior das placas tectônicas, geralmente associadas a rochas calcárias e vulcânicas. A maior parte dos depósitos no leito marinho é de Idade Miocênica, indicando que provavelmente naquela época havia condições ambientais propícias para a sua deposição. A mineração atual de fosforita ocorre em depósitos terrestres formados durante períodos de nível de mar mais alto, como os depósitos da Carolina do Norte (EUA).

As ocorrências brasileiras de fosforitas marinhas estão restritas aos platôs marginais do Nordeste, identificadas durante o projeto REMAC, com exceção de uma localizada no terraço do Rio Grande, identificada em amostras colhidas pelo N/Oc. *Atlântico Sul*, da FURG, em profundidades de 100 a 500 m. A ocorrência mais importante é a do Platô do Ceará, onde dragagens realizadas entre 391 e 1.371 m apresentaram teores de até 18,4% de P_2O_5. Nódulos polimetálicos com núcleos de fosforita e teores de 14 a 29,5% de P_2O_5 foram dragados no platô de Pernambuco, entre 1.750 e 2.200 m de lâmina de água. As concreções apresentam formas irregulares e tamanhos variados entre areia e matacões, com textura superficial lisa ou rugosa e de cor marrom-escuro. Os teores de P_2O_5 ficam em torno de 15 a 16%. Os nódulos ocorrem associados com glauconita, carapaças de foraminíferos e fragmentos de coquina. Os ecogramas indicam que apresença de fosforita é associada com fundos irregulares, na forma de pináculos bem destacados (FIG.15.26).

Com base em dados batimétricos, sedimentológicos e de retroespalhamento acústico, foram identificados ecogramas com as características já mencionadas, desde Cabo Frio (RJ) até o terraço do Rio Grande (RS), em profundidades de ocorrência da fosforita. Os perfis apresentam trechos com alto retroespalhamento acústico, indicativo de fundos duros. Em alguns locais, os sinais acústicos estavam associados a substratos duros e se prolongavam por uma dezena de quilômetros. Se tais locais forem confirmados, representam um potencial considerável desse recurso mineral.

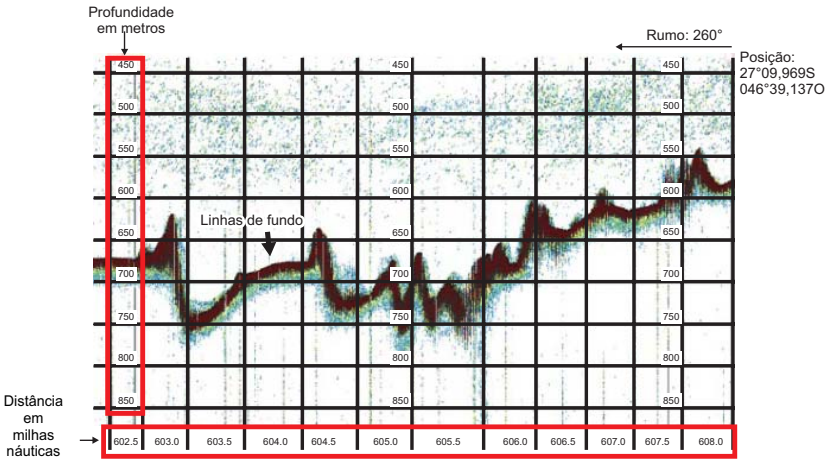


Figura 15.26 Ecograma de um fundo com suposta presença de fosforita. [Fonte: REVIZEE, 1997].

Embora exista fosforita continental para suprir a demanda e o seu preço no mercado mundial seja normalmente baixo, muitos dos depósitos de guano, bem como depósitos continentais de fósforo, incluindo a maior mina continental, no norte da Arábia Saudita, estão se exaurindo. Dado que é improvável o descobrimento de novas jazidas continentais, os recursos marinhos podem se tornar uma alternativa futura, especialmente considerando o aumento dos preços no mercado mundial, observado a partir de 2007.

3.8 Hidratos de gás

Hidrato de gás ou *clatrato*, que em latim significa **gaiola**, é um composto cristalino, no qual as moléculas de água, associadas umas às outras com ligações de hidrogênio, encapsulam moléculas de gás como o metano e o dióxido de carbono (Fig.15.27).

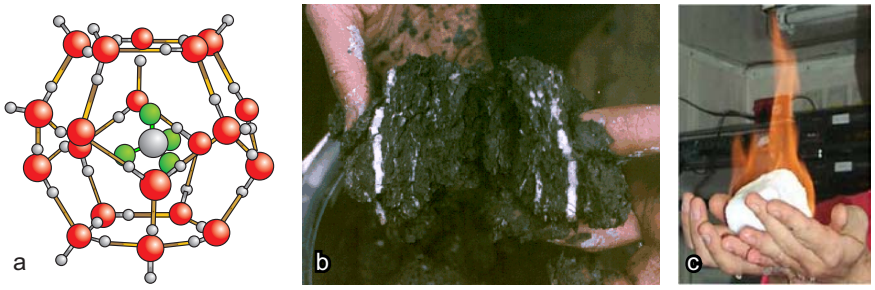


Figura 15.27 (a) Uma das estruturas de um clatrato, mostrando em verde a molécula de metano (CH_4) aprisionada pelas moléculas de água ligadas através de pontes de hidrogênio, em vermelho; (b) amostra de sedimento com hidratos de gás (material branco); (c) hidrato em combustão. [Fonte: <http://gill.tamug.tamu.edu/mars615>].

A estrutura é parecida com o gelo comum e o arranjo geométrico produz cavidades que aprisionam metano e outros gases de baixo peso molecular na água. Não há ligação química entre o metano e a água. Os hidratos são uma forma muito eficiente de armazenar energia. Quando trazidos à superfície, o gás se expande de tal forma que 1 m^3 de hidrato chega a fornecer até 164 m^3 de gás. Os hidratos de gás são estáveis a baixas temperaturas (<4 °C), como as que normalmente ocorrem nos sedimentos situados em profundidades entre 500 e 3.500 m e até 1.000 m em subsuperfície na coluna sedimentar. Têm a aparência de gelo ou neve. Quando em superfície, em dragagens e testemunhos retirados do talude continental, ficam instáveis e começam a borbulhar. Entram em combustão em contato com uma chama.

Os hidratos de gás existem no mundo em numerosos ambientes, do Ártico ao Antártico. Em terra, ocorrem nas regiões com *permafrost* (onde a temperatura está permanentemente abaixo do ponto de congelamento), como no Alasca, norte do Canadá e Sibéria. Encontram-se amplamente distribuídos e estabilizados *in situ* na margem continental externa, em sedimentos de fundo e de subsuperfície do talude e elevação continental. No talude e elevação continental, formam-se pelas condições de alta pressão hidrostática (50 a 100 atmosferas), baixas temperaturas no fundo (2 a 3 °C) e uma concentração adequada de gás. Os hidratos de metano são os mais comuns, mas também incluem etano e outros gases. Sua origem é biogênica (microbiana) e também termogênica.

A formação dos hidratos de gás nos sedimentos marinhos está controlada pela temperatura, pressão, composição da mistura de metano e outros gases e pela impureza iônica dos elementos contidos nos espaços porosos das rochas sedimentares. O metano gerado por degradação biológica da matéria orgânica ou por geração térmica é, posteriormente, transportado como gás dissolvido na água do espaço dos poros dos sedimentos ou como fluxo de gás livre. Ele ascende dos estratos geradores até alcançar as condições favoráveis de temperatura e pressão (zona de estabilidade dos hidratos) em um ambiente anóxico saturado de gases de metano e outros gases. Dessa forma, inicia-se a formação dos hidratos nos espaços porosos e fraturas dos reservatórios na presença de moléculas de água. Esses estratos porosos são cobertos por novas camadas de sedimentos que contêm matéria orgânica, continuando, assim, o ciclo de geração de metano e formação de hidratos.

Os hidratos de gás não existem somente em condições de águas frias e profundas. No Golfo do México ocorrem desde águas pouco profundas, com temperaturas de 20 °C, até mais de 2.000 m. A composição química dos gases desempenha um papel importante na sua estabilidade. Assim, uma percentagem maior de etano permite a existência de hidratos a pressões mais baixas e temperaturas mais altas do que aquelas observadas para hidratos que contenham somente metano (Fig. 15.28). Geralmente, o limite inferior para se encontrar hidratos no talude é 500 m e o limite máximo não ultrapassa 2.500 m.

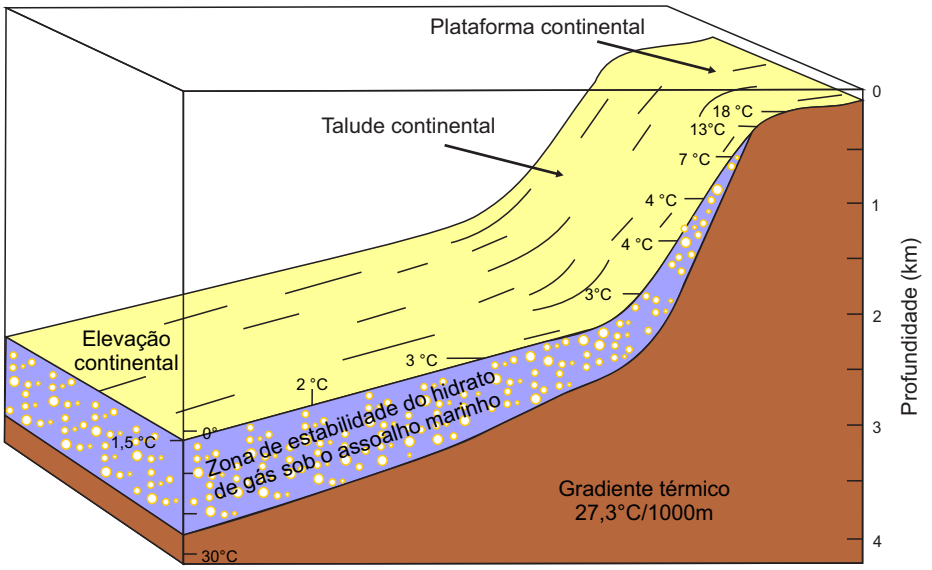


Figura 15.28 Zona de estabilidade do hidrato de gás no fundo marinho. [Fonte: Kvenvolden e Barnard, 1982].

Embora os hidratos sejam reconhecidos em furos de sondagem, sua presença sobre zonas extensas é muito mais eficientemente detectada por métodos acústicos, com o uso de perfis de sísmica de reflexão. Os hidratos produzem uma reflexão acústica forte, cerca de duas vezes maior que a dos sedimentos oceânicos, uma vez que os seus grãos estão cimentados. Reflexões mais fracas, abaixo dos hidratos, ocorrem porque sedimentos saturados com água contêm gás, que é aprisionado pela camada de cima, menos porosa, dos hidratos (Fig. 15.29 a, b).

O contraste acústico entre esses dois meios produz uma reflexão forte. Devido à ocorrência praticamente uniforme da base da zona de estabilidade do hidrato em subsuperfície, a reflexão sísmica bem definida é aproximadamente paralela ao fundo, sendo denominada de reflexão simuladora do fundo, em inglês *Bottom Simulating Reflection* (BSR). Os hidratos estão acima da BSR.

As estimativas mundiais da quantidade de gás metano nos depósitos de hidratos de gás *in situ*, incluindo as zonas de *permafrost* em terra e os sedimentos dos fundos oceânicos, oscilam entre 2,1 x 10^{16} m^3 e 4 x 10^{16} m^3. O maior volume encontra-se nos sedimentos marinhos. Se essas estimativas estão corretas, a quantidade de gás nos hidratos é quase duas ordens de magnitude maior que o total de metano comercial estimado no mundo que permanece para extração, atualmente da ordem de 2,5 x 10^{14} m^3, e cerca de duas vezes o carbono equivalente a todos os depósitos de combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás natural).

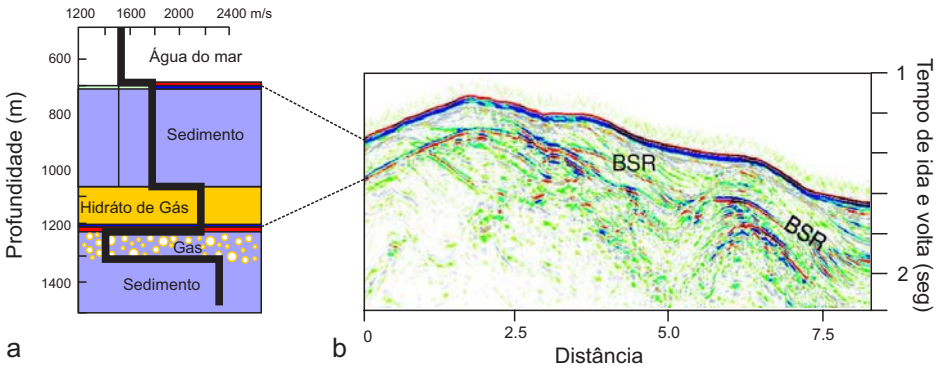


Figura 15.29 (a) Esquema da variação da velocidade de propagação do som com a profundidade da lâmina de água, sedimentos, hidratos de gás e camada de sedimentos com gás abaixo da base da camada de hidratos; (b) perfil sísmico delimitando a base da camada de hidratos, com intensa reflexão devido ao contraste de velocidade com a camada inferior, que contém muitos sedimentos e gás. [Fonte: <http://gill.tamug.tamu.edu/mars615>].

Na margem continental brasileira foram registradas ocorrências de hidratos em duas áreas principais, mais especificamente na Bacia de Pelotas e na Bacia da Foz do Rio Amazonas (FIG. 15.30). Em ambos os locais, os hidratos ocorrem no talude e elevação continental, em áreas com alta taxa de sedimentação, respectivamente associada ao cone do Rio Grande e a um leque submarino do Amazonas.

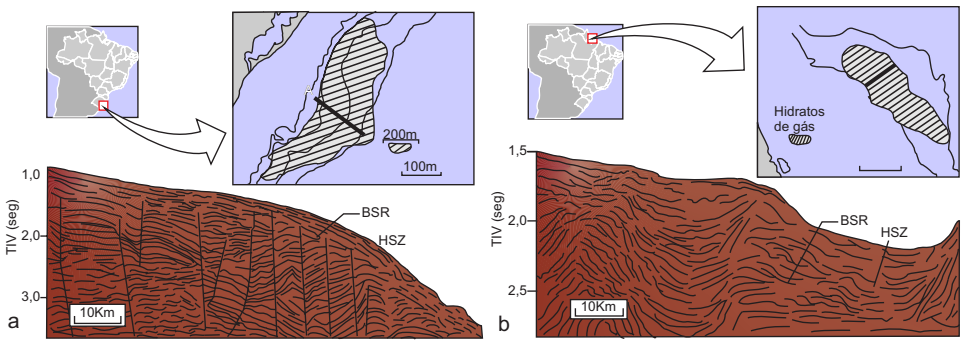


Figura 15.30 Mapas de localização dos hidratos de gás com perfis sísmicos: (a) Bacia de Pelotas; (b) Leque na Bacia do Amazonas. [Fonte: Petrobras].

Os hidratos de gás suportam densas comunidades quimiossintetizadoras, tais como mantos de bactérias, mexilhões, camarões, caranguejos, peixes, isópodes, tubos de vermes e poliquetas. Estes últimos podem colonizar hidratos mesmo quando estão enterrados, e sua nutrição pode estar ligada diretamente ao hidrato. Essas comunidades

foram primeiramente descobertas no Golfo do México, em profundidades entre 290 e 2.200 m, sendo as mais densas localizadas em profundidades maiores que 500 m.

4 Depósitos Minerais de Oceano Profundo

São os depósitos dos fundos de bacia oceânica em áreas de baixa taxa de sedimentação, bem como os recursos minerais associados a atividade vulcânica submarina ou precipitados da água do mar sobre altos topográficos.

4.1. Nódulos polimetálicos

São nódulos de tamanho variável, entre 0,5 e 25 cm, compostos principalmente de ferro e manganês, com concentrações de níquel, cobre e cobalto. O enriquecimento desses elementos é correspondente a dezenas de vezes a sua abundância na crosta terrestre e cobre vastas áreas das planícies abissais, em profundidades de 4.000 a 5.000 m. Sua estrutura interna mostra crescimento em camadas concêntricas, visíveis ao microscópio, podendo ser mono ou polinucleados. O núcleo pode ser constituído de fragmentos de basaltos, grãos de areia, fosfatos, carbonatos, bioclastos e outros objetos (Fig. 15.31).

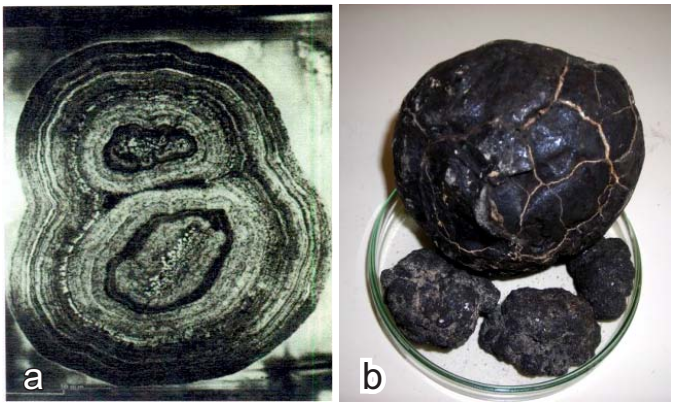


Figura 15.31 (a) Estrutura interna de um nódulo com dois núcleos; (b) Nódulos polimetálicos do Pacífico (grande) e Índico (menores). Diâmetro da placa de 10 cm. [Fonte: (a) Calliari, Lauro, e (b) Ocean Chemistry and Deep Sea Sediments, 1989. Open university course team].

Os nódulos foram os precursores do interesse pela mineração em larga escala nos oceanos, tendo sido primeiramente dragados pelo H.M.S. *Challenger*, em 1873, próximo às Ilhas Canárias. Em 1965, especulações sobre o potencial econômico dos nódulos *in situ*, sem considerar os custos substanciais de recuperação e processamento, alimentaram uma mentalidade de **corrida do ouro**, que contribuiu para iniciar o desenvolvimento da Convenção das Nações Unidas sobre Direito do Mar (ver Capítulo 17: Espaço Marítimo Brasileiro).

Nódulos preto-azulados geralmente apresentam maior conteúdo de manganês, ao passo que o ferro predomina naqueles de cor marrom-avermelhada. Apesar do seu alto conteúdo metalífero, apresentam baixa densidade, justamente pela presença de uma série de óxidos e hidróxidos de ferro e manganês, em que predomina a todoroquita. O principal fator a ser considerado para tentar uma classificação genética dos depósitos de ferro e manganês do assoalho marinho é a fonte dos elementos.

Os primeiros estudos conduziram os cientistas da Expedição *Challenger* a cogitar que o manganês e o ferro poderiam ocorrer na água do mar por vulcanismo submarino ou por processos diagenéticos no interior do sedimento. Com base na forma de ocorrência, foram sugeridos quatro modos de formação:

1) **Hidrogênica**: formados pela lenta precipitação do ferro e manganês (metais) da água em ambiente oxidante, ocorrendo na forma de micropartículas dispersas no sedimento e como nódulos e concreções em planícies abissais;

2) **Hidrotermal**: formados a partir de elementos provindos de atividade hidrotermal sobre o fundo marinho em áreas de fluxo de calor intenso, frequentemente associado ao vulcanismo, ocorrendo ao longo de falhas e cordilheiras meso-oceânicas ativas, bem como associados a vulcanismo central submarino;

3) **Diagenética**: resultado da redistribuição pós-deposicional do manganês, ferro e outros metais na coluna sedimentar. Esses depósitos seriam importantes em mares marginais e restritos a regiões hemipelágicas dos oceanos; e

4) **Halmirolíticos**: os elementos seriam fornecidos por intemperismo submarino (halmirólise), geralmente de material basáltico, importantes em certas áreas restritas do Pacífico.

A taxa de formação dos nódulos é variável e depende basicamente do fluxo de manganês ao local do depósito. No oceano profundo as taxas típicas de crescimento radial são da ordem de 2 a 10 mm/milhão de anos. Embora existam várias teorias de formação dos elementos principais e dos menores, todos os autores concordam que o ambiente deposicional deve apresentar uma baixa taxa de sedimentação terrígena ou biogênica, sendo os grandes depósitos associados geralmente à província das argilas vermelhas no oceano profundo, onde as taxas de sedimentação são da ordem de 1 mm/1000 anos. Como a taxa de sedimentação é maior que a taxa de crescimento do nódulo, alguns mecanismos, tais como ação de correntes de fundo e atividades de organismos, seriam responsáveis por evitar o soterramento dos nódulos. É possível,

ainda, que os nódulos tenham um crescimento mais acelerado durante fases erosivas do fundo submarino e mais lento durante períodos de sedimentação. Estudos desenvolvidos no observatório geológico *Lamont-Doherty* mostram que a abundância dos nódulos na superfície do fundo é igual à abundância existente no interior dos primeiros 3 ou 4 m de sedimento.

Os nódulos ocorrem em todos os oceanos, apresentando elevada variabilidade de abundância em resposta a fatores topográficos e oceanográficos locais. Da mesma forma, a composição geoquímica dos nódulos varia regionalmente. Mesmo em áreas de abundância média elevada, o padrão típico é a alternância de bolsões de grande abundância com áreas de poucos ou nenhum nódulo. Comumente os nódulos se concentram no centro das grandes bacias oceânicas (Fig. 15.32).

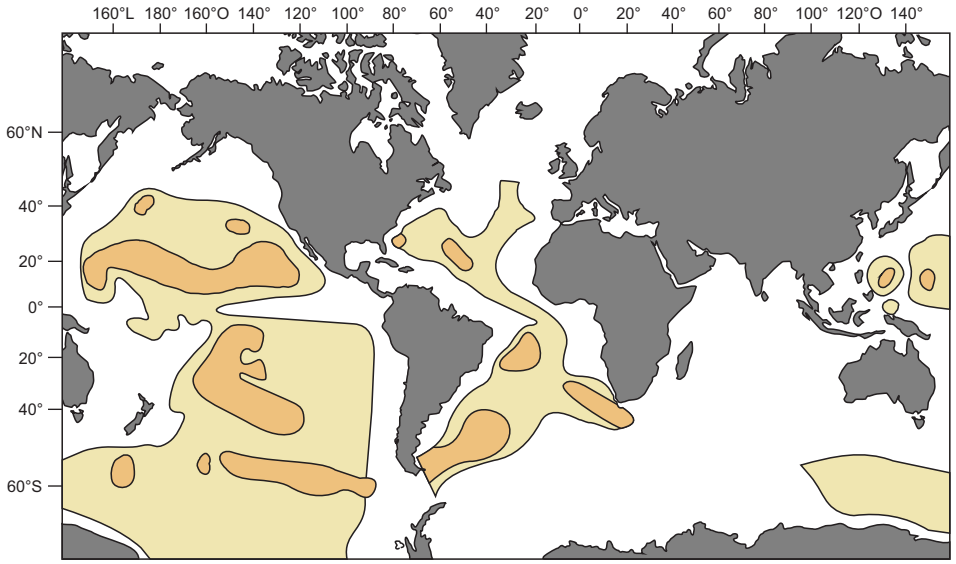


Figura 15.32 Distribuição global dos nódulos polimetálicos.

Na margem continental brasileira, durante o Projeto REMAC, foram dragados nódulos polimetálicos nos platôs do Nordeste, a profundidades de 2.300 m. O núcleo dos nódulos revelou ser constituído de fosforita (P_2O_5), recoberto por camadas concêntricas de ferro e manganês e apresentando teores consideráveis de cobalto e baixos de níquel e cobre.

4.2 Crostas polimetálicas

De modo semelhante aos nódulos polimetálicos de oceano profundo, as crostas de ferro e manganês, ricas em cobalto, formaram-se ao longo de milhões de anos, principalmente sobre altos topográficos, pela precipitação direta (hidrogenas) de metais

dissolvidos na água do mar. Crostas formam-se em regiões de substratos de rochas duras, em ambientes de massas de águas frias, resultando em pavimentos de até 25 cm de espessura sobre montanhas submarinas, cordilheiras oceânicas, platôs e colinas abissais, praticamente em todos os locais que foram mantidos livres de sedimentos por correntes oceânicas. Os metais provêm tanto do continente como de descargas de soluções hidrotermais do assoalho oceânico. As crostas crescem a taxas que variam entre <1 mm e 10 mm/milhão de anos. Essa taxa favorece a adsorção de grande quantidade de metais pelos óxidos e hidróxidos na sua superfície. Os locais favoráveis para a ocorrência de crostas situam-se nas regiões de arcos de ilhas vulcânicas no centro do Pacífico Equatorial e sobre montanhas submarinas vulcânicas no Índico Equatorial, onde existem extensos substratos vulcânicos. Os metais nas crostas, além do ferro e manganês, compreendem cobalto, níquel, platina e titânio. O cobalto nas crostas varia entre 0,5 e 2% em peso, com média de 0,7%, representando um fator de enriquecimento de duas a cinco vezes a concentração nos nódulos. Por isso essas crostas são chamadas de cobaltíferas. As profundidades de ocorrência variam entre 400 e 4.000 m, mas as crostas mais ricas em cobalto estão entre 800 e 2.500 m, na zona do mínimo de oxigênio dissolvido. Muitas crostas espessas que se formaram no Pacífico apresentam uma camada mais antiga fosfática sob uma camada mais nova não-fosfática.

Pesquisas recentes feitas sob a coordenação da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), na Elevação do Rio Grande, descobriram crostas cobaltíferas (Fig. 15.33) associadas a montes submarinos, que ascendem à crista da elevação, entre profundidades de 800 e 1.500 m, e constituem depósitos associados à Área Internacional dos Oceanos, adjacente à Plataforma Continental Jurídica Brasileira.



Figura 15.33 Crostas polimetálicas extraídas em 2011 da Elevação do Rio Grande. [Foto: Calmon, F.].

4.3 Sulfetos metálicos

São depósitos hidrotermais constituídos de sulfetos de ferro, cobre, zinco, óxidos de silicatos de ferro e óxidos de manganês, formados por processos hidrotermais associados com a atividade vulcânica submarina, podendo ser consolidados ou inconsolidados (ver Capítulo 3: Províncias Fisiográficas). Esses depósitos estão se formando intermitentemente ao longo dos sistemas de cadeias meso-oceânicas, mas podem ocorrer também associados a vulcanismo submarino em arcos de ilhas. Dos elementos maiores encontrados, o ferro parece ser derivado de fonte vulcânica, enquanto para os outros elementos existem indicações de que parte é vulcânica e parte provém da água do mar.

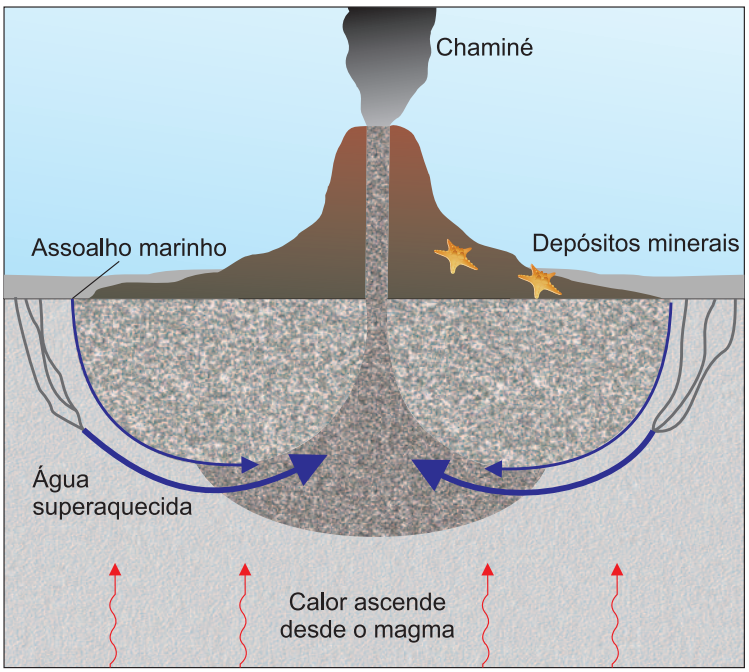


Figura 15.34 Formação de depósitos de sulfetos metálicos em condutos tipo chaminé. [Fonte: Ocean Chemistry and Deep Sea Sediments, 1989. Open University Course Team].

Esses depósitos são formados através da percolação da água do mar, que penetra vários quilômetros no interior da crosta oceânica jovem, altamente fraturada e fissurada (Fig. 15.34). Nessa zona onde o magma está ascendendo no eixo, a água é aquecida e impulsionada de volta por convecção, sendo descarregada no assoalho oceânico como fontes quentes. A circulação se dá principalmente entre rochas de composição basáltica. A água muda de oxidada e levemente alcalina para uma solução ácida, reduzida, altamente enriquecida em sílica, cálcio, ferro, manganês, cobre e outros elementos lixiviados do basalto. Por outro lado, a água do mar perde certos elementos, como o magnésio, que é adquirido pela rocha. A descarga no assoalho se dá por meio de

condutos, onde ferro e sulfetos de depósitos metalíferos pesados precipitam da solução. Com o passar do tempo, vão sendo construídas plataformas e montes com vários condutos tipo **chaminé**, contendo sulfetos metálicos (Cu, Fe). A cor negra das soluções, que recebe o nome de fumaça negra – *black smokes* – é devida principalmente ao monossulfito de ferro. Não há registro de estudos importantes no Atlântico Sul, mas existem evidências de ocorrência de sulfetos metálicos na cadeia meso-oceânica e nas proximidades do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, dentro da Zona Econômica Exclusiva (ZEE) brasileira.

4.4 Sedimentos metalíferos

Formações ativas de sulfetos de ferro e óxidos contendo significativa quantidade de metais preciosos foram descobertas, em meados da década de 1960, no assoalho do Mar Vermelho, um oceano em estágio embrionário, onde a taxa de expansão é lenta. O depósito é essencialmente uma lama metalífera, formada de uma salmoura quente e densa (60 °C e 1,17 g/cm^3) que cobre uma área de 70 km^2, com 10 a 30 m de espessura. Enquanto na maioria dos centros de espalhamento as soluções hidrotermais que se misturam com a água são dispersas, no Mar Vermelho elas tornam-se altamente concentradas. As zonas de espalhamento possuem espessas sequências evaporíticas (sais), as quais se sobrepõem às soluções hidrotermais. As soluções passam através desses evaporitos e ficam presas em bacias, a profundidades de 2.000 m (Fig. 15.35).

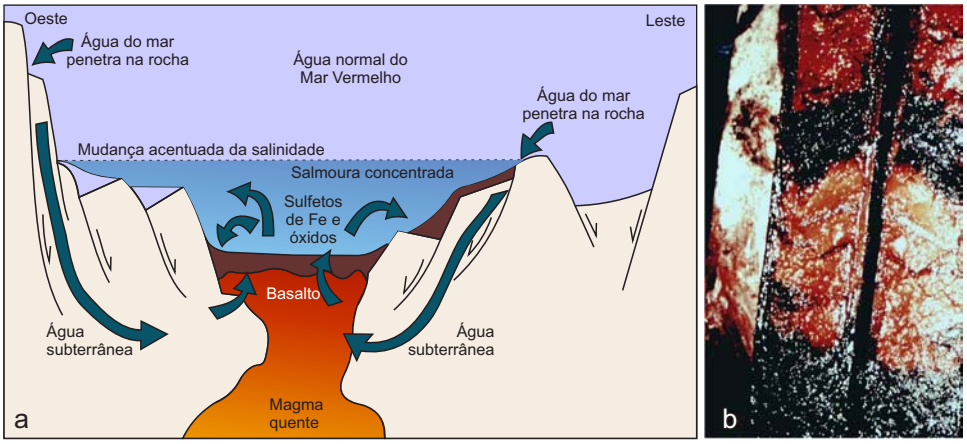


Figura 15.35 (a) Esquema de formação das lamas metalíferas no Mar Vermelho; (b) Testemunhos das lamas metalíferas (cores).
[Fonte: Ocean Chemistry and Deep Sea Sediments, 1989. Open University Course Team].

5 O Mar como Fonte de Energia

Do mar é possível extrair energia sob diferentes formas, entre as quais podem ser citadas as ondas, correntes, marés, gradientes térmicos e o vento.

5.1 As ondas

Estima-se que o atual consumo de energia elétrica mundial esteja disponível na energia potencial das ondas dos mares do mundo. Elas são consideradas a forma que mais concentra a energia proveniente do sol. Como já referido, o aquecimento desigual do planeta origina os ventos, que surgem e agem sobre os oceanos (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica e Capítulo 8: Ondas), transferindo parte de sua energia cinética para a superfície do mar. Essa energia pode ser avaliada pela altura e período das ondas. A distribuição espacial e temporal da energia das ondas depende dos ventos e, portanto, existem zonas do planeta com ondas maiores do que em outras. Além disso, para um mesmo local existem épocas do ano com espectro de ondas mais fracas e outras mais fortes (ex.: tempestades de inverno). Assim, em face dessas diferenças, alguns locais do planeta são mais propícios para geração de energia do que outros. Nesse sentido, pode ser mais interessante manter um equipamento gerando uma quantidade limitada de energia durante boa parte do ano ao invés de gerar grandes quantidades de energia por poucos períodos de tempo.

5.1.1 Os conversores

Existem diferentes métodos de conversão da energia das ondas. Os países que mais avançaram nesse tipo de tecnologia são, entre outros, o Reino Unido, Portugal, Holanda, Dinamarca, Noruega, Suécia e Japão.

Os conversores podem ser classificados em:

- Coluna de água oscilante;
  - Fixa;
  - Flutuante;
- Sistemas de corpos oscilantes;
  - Boias de corpo simples ou duplo de movimento vertical;
  - Sistemas submersos de movimento vertical;
  - Dispositivos de movimento rotativo;
  - Sistemas pivotados no fundo;
  - Sistemas de vários corpos;
- Conversores de alagamento.

Os conversores de coluna de água oscilante empregam a variação do nível de água para forçar o ar confinado em uma câmara a passar por uma turbina, que por sua vez está acoplada a um gerador elétrico. São instalados na costa ou perto dela e são de fácil acesso e manutenção.

Os conversores que empregam corpos flutuantes utilizam diversos artifícios para converter o movimento vertical causado pela flutuação do objeto durante a passagem da onda em pressão hidráulica ou energia mecânica, para ser depois convertido em energia elétrica. O mesmo se aplica para aqueles com movimento rotativo causado pela passagem da onda. Esses conversores podem flutuar independentemente, restringidos por sistemas de ancoragem ou vinculados ao fundo marinho ou a outros elementos mecânicos. São normalmente colocados em águas profundas, onde a energia das ondas não é dissipada pela baixa profundidade. Alguns podem ser instalados na zona de arrebentação, presos ao fundo ou a pesadas bases para estabilização.

BOX 15.5
UM PROTÓTIPO BRASILEIRO: A USINA DE ONDAS DO PECÉM (CE)

Uma avaliação da distribuição de energia de ondas no litoral verificou que o Nordeste brasileiro apresenta boa distribuição ao longo do ano (com altura relativamente constante), embora não apresente grandes alturas de ondas. O porto do Pecém, no Ceará, foi escolhido para receber uma usina-piloto de geração de energia por ondas do mar. O projeto foi elaborado no Laboratório de Tecnologia Submarina (LTS/COPPE/UFRJ) e passou por testes no tanque oceânico do LabOceano (também na COPPE) para calibrar os modelos matemáticos e desenvolver o equipamento em escala real. Baseia-se no movimento vertical de corpo flutuante, com parte da estrutura fixada ao quebra-mar do porto. O movimento vertical da boia, como visto nas Figuras 15.36 e 15.37, pressuriza água usando uma bomba acoplada ao braço (FIG. 15.38) que liga a boia ao quebra-mar. A água que circula em circuito fechado no sistema é bombeada sob alta pressão para um acumulador, que por sua vez estabiliza a pressão e proporciona um jato para uso de uma turbina hidroelétrica.

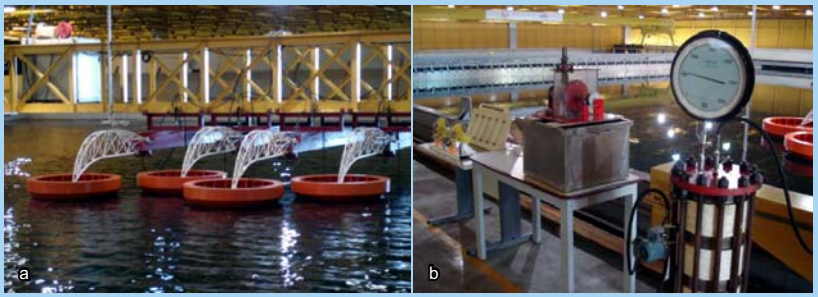


Figura 15.36 Usina em escala reduzida para teste e instrumentos de medição do LabOceano/COPPE/UFRJ. [Fonte: COPPE, UFRJ].

BOX 11.1

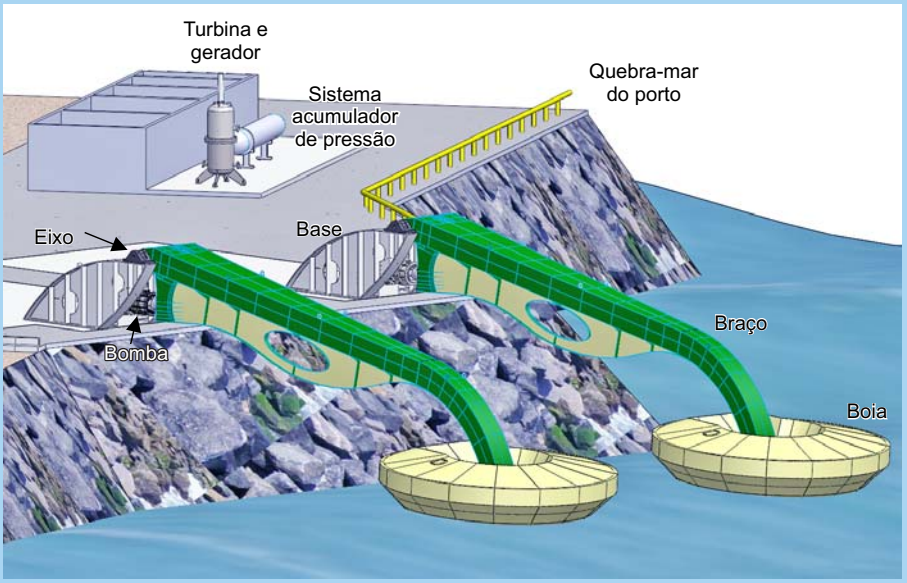


Figura 15.37 Esquema da Usina de Ondas do porto do Pecém (CE).
[Fonte: COPPE, UFRJ].



Figura 15.38 Usina de Ondas do porto do Pecém na fase de testes.
[Fonte: COPPE, UFRJ].

5.2 Energia das correntes

A correnteza em um rio, desembocadura de uma lagoa ou uma determinada parte do mar pode apresentar correntes com velocidades apropriadas para a instalação de uma turbina de corrente. Essa turbina é acionada pela passagem da água pelas suas lâminas, fazendo girar seu eixo, que está acoplado a um gerador elétrico. Essas estruturas podem ser fixas ao fundo ou suspensas em profundidades definidas por um conjunto de cabos de ancoragem e flutuadores. Já existem protótipos de geradores funcionando, como o instalado na Inglaterra, desenvolvido pela empresa MCT (Fig. 15.39 a, b).

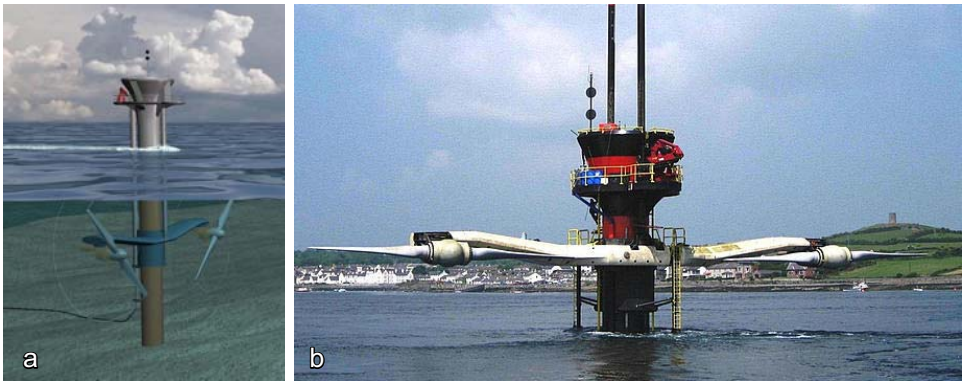


Figura 15.39 (a) Conceito de gerador por correntes marinhas de 1,2 MW; (b) Estrutura instalada com os rotores elevados fora da água para manutenção.
[Fonte: <http://www.marineturbines.com/Seagen-Technology>].

Devido à grande densidade da água se comparada com a do ar (1.000 g/l para a água doce e 1,2 g/l para o ar), uma turbina de corrente pode exercer grande esforço quando impulsionada pela correnteza e, consequentemente, gerar mais energia do que uma turbina eólica. Contudo, na prática, existem grandes dificuldades para sua implementação, entre as quais:

- Rios e lagos transportam objetos como troncos de madeira e detritos, que podem causar danos;
- Nos mares e oceanos a estrutura pode ter que suportar as tempestades com ondas grandes;
- Animais aquáticos estão sujeitos a acidentes; e
- A manutenção é difícil e cara.

5.3 Energia das marés

A maré é um fenômeno de elevação e diminuição do nível da água dos oceanos, que é influenciado, principalmente, pela atração gravitacional do sol e da lua. A amplitude

e ocorrência da maré é bem conhecida, facilitando a previsão do movimento da água. Um bom local para uma usina maremotriz é uma baía que movimenta grande volume de água ao acompanhar a variação de maré no mar (ver Capítulo 9: Marés). Quando o nível do mar sobe na maré alta, a água é forçada a entrar na baía. Quando a maré baixa no mar, a água da baía tende a sair. Nessa situação, uma barragem semelhante à das hidrelétricas pode ser instalada na boca da baía, aprisionando a água para forçar sua passagem pelas turbinas e gerar eletricidade.

Uma usina construída em Rance, na França, em 1967, é a usina maremotriz mais famosa do mundo, pois continua em funcionamento até o presente e provou que um projeto bem-elaborado, usando uma fonte de energia renovável e limpa, pode gerar ótimos resultados.

No Brasil, um projeto de pesquisa realizado na COPPE/UFRJ (Fig. 15.40) concluiu ser tecnicamente viável a geração de energia elétrica a partir de uma usina no estuário do Bacanga, na Baía de São Marcos, situada em São Luís, Maranhão. Com capacidade de geração média de 3,14 MW, a usina utilizaria turbinas de baixa queda instaladas em uma barragem já existente no local.

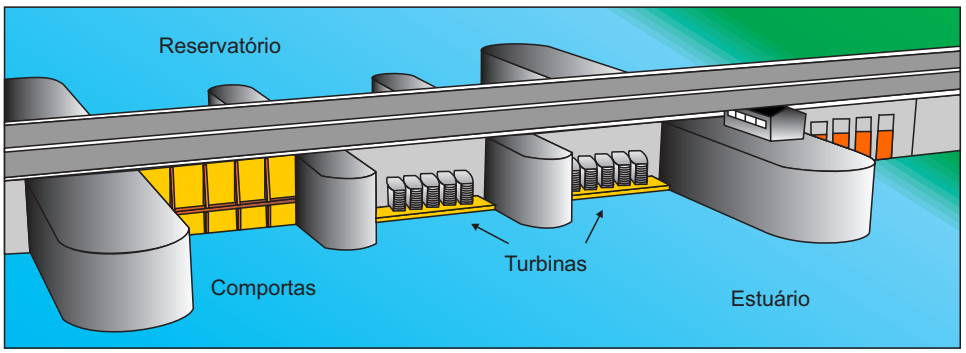


Figura 15.40 Esquema da usina de marés projetada para funcionar na barragem da Baía de São Marcos, em São Luís, no Maranhão. [Fonte: Ferreira e Estefen, 2009].

5.4 Geração de eletricidade por gradiente térmico

Como visto antes, a estratificação da coluna de água por gradiente térmico pode ser explorada no mar. A água aquecida pelo sol se mantém na superfície, por ser mais leve que a água fria. Para gerar eletricidade, uma plataforma ou navio com a usina de geração utiliza tubos para obter, separadamente, água fria das profundezas e água quente da superfície. Esse tipo de usina, chamada de OTEC (*Ocean Thermal Energy Conversion*), converte a diferença de temperatura das águas em eletricidade e ainda, nos projetos mais novos em andamento, produz água potável (dessalinizada) e que pode

ser usada para resfriamento (ex.: condicionadores de ar). Existem diferentes métodos para gerar eletricidade, mas as dificuldades mais significativas estão em reduzir os custos com esse tipo de empreendimento e aumentar sua eficiência.

A Figura 15.41 mostra a distribuição vertical de temperatura com um acentuado gradiente térmico. Lugares como Cabo Frio (RJ), onde ocorre uma ressurgência, apresentam significativas diferenças de temperatura em um intervalo pequeno de profundidade.

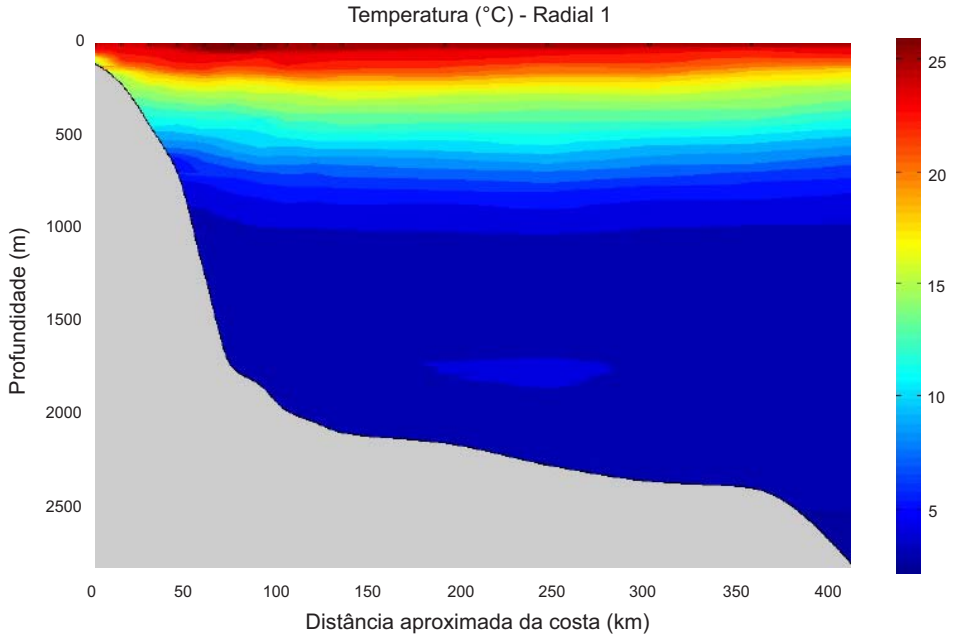


Figura 15.41 Distribuição vertical de temperatura com um acentuado gradiente térmico frente a Cabo Frio (RJ). [Fonte: Petrobras].

5.5 Energia eólica

Os moinhos ou bombas de água acionados por cata-ventos são utilizados em fazendas há bastante tempo. Os barcos a vela são utilizados há centenas de anos para o transporte e comércio e até exploração dos mares e continentes. A conversão do vento em energia elétrica é uma aplicação mais moderna, que permite sua utilização para acionar qualquer dispositivo elétrico. Além disso, após a conversão da energia, pode-se armazenar e transportar em baterias, o que não se pode fazer com o vento.

Locais propícios são os que apresentam ventos contínuos ao longo do ano, como nos litorais nordeste e sul do país. A circulação global de ar na atmosfera terrestre é causada pelo aquecimento gerado pelo sol na região do Equador e pelo resfriamento

nas regiões polares. Além disso, os mares e os continentes possuem diferenças de temperatura ao longo do dia, causando o movimento do ar e, consequentemente, dos ventos locais.

Turbinas eólicas (aerogeradores) são nada mais do que cata-ventos com um gerador de eletricidade acoplado no mesmo eixo. A tecnologia avançada é acrescentada para aumentar a eficiência das turbinas, podendo alterar o ângulo das pás, multiplicar a velocidade de rotação entre a turbina e o gerador e controlar a potência gerada.

Os aerogeradores podem ser pequenos, para acionar apenas uma lâmpada, ou grandes com torres de quase 100 m de altura e compondo um parque eólico com várias turbinas. Também já existem fazendas marinhas de usinas eólicas, montadas sobre pilares apoiados ou cravados no fundo do mar, ou flutuando em plataformas ancoradas próximas ou distantes da costa (Fig. 15.42).

A capacidade mundial de energia eólica instalada em 2010 era de 200 GW. Com a redução do custo nos últimos anos, a geração eólica tem crescido muito em todo o mundo, principalmente por se tratar de energia renovável e limpa. Aspectos negativos são a dependência de ocorrência de vento contínuo, poluição visual, ruído e problemas para aves migratórias.



Figura 15.42 Fazenda de aerogeradores *offshore*. [Fonte: <www.renewableenergymagazine.com>].



CAPÍTULO 16

Meio Ambiente Marinho e Impactos Antrópicos

Marcus Polette e Milton L. Asmus

1 Introdução

Neste capítulo o leitor poderá entender a importância do meio marinho costeiro na atualidade, assim como os desafios que se apresentam para o seu gerenciamento ordenado. Será discutido o conceito de impacto ambiental e serão identificados os principais usos antrópicos e seus impactos no meio ambiente marinho costeiro, assim como as ações e políticas para o gerenciamento ambiental desses impactos, tendo como referência o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC).

2 A Zona Costeira

Dois terços da superfície terrestre são cobertos por oceanos e mares; um terço é coberto pelos continentes, e a transição entre estes é uma pequena faixa influenciada por ambos, a zona costeira. É onde a maioria da população mundial vive e trabalha e onde ocorre parte considerável da biodiversidade mundial. A zona costeira é um espaço de interações do mar, terra, águas continentais que chegam ao litoral e a atmosfera.



Essas interações influenciam profundamente as condições da dinâmica ambiental da costa, às quais se agrega a influência do homem como agente transformador de primeira magnitude.

O maior desafio atual está em compatibilizar a conservação dos inúmeros recursos naturais ali disponíveis com o intenso processo de desenvolvimento demandado por uma das áreas mais dinâmicas no seu uso e ocupação do solo, visto que, das 23 megacidades (mais de 10 milhões de habitantes), 17 localizam-se na zona costeira (Fig. 16.1).



Figura 16.1 O Rio de Janeiro é a única megacidade costeira do Brasil. [Fonte: wikipedia.org].

Não existe um sistema rígido de definição de zona costeira, que deva ser seguido internacionalmente. Cada país pode adotar o seu sistema, a sua definição. Ela depende das condições, das suas capacidades e dos seus objetivos na abordagem do tema. Normalmente, a zona costeira, em sua porção continental, inclui a planície costeira (quando essa feição geográfica estiver presente) e bacias hidrográficas, ou é definida por limites arbitrários, o que pode incluir os municípios, como é o caso considerado no Brasil. Na porção oceânica, o limite da zona costeira pode ser determinado pelo mar territorial, pela plataforma continental ou pela Zona Econômica Exclusiva (ZEE).

A superfície do planeta terra
Alto-mar (além das plataformas continentais):65%
Zona costeira (plataformas continentais + planícies costeiras):8%
Terras elevadas (acima das planícies costeiras):27%

Fonte:UICN/PNUMA/WWF (1992)

Para o Brasil, adota-se como zona costeira o espaço geográfico de interação do ar, do mar e da terra – incluindo seus recursos renováveis ou não, que abrange uma faixa marítima e outra terrestre, considerando:

> **Faixa marítima**: espaço que se estende por doze milhas náuticas, medido a partir das linhas de base, compreendendo, dessa forma, a totalidade do mar territorial brasileiro (ver Capítulo 17: Espaço Marítimo Brasileiro);
>
> **Faixa terrestre**: espaço compreendido pelos limites dos municípios defrontantes com o mar ou que sofrem influência direta dos fenômenos ocorrentes na costa.

Destaca-se, ainda, o limite da Zona Econômica Exclusiva brasileira, uma faixa que se estende das doze às duzentas milhas marítimas, contadas a partir das linhas de base que servem para medir a largura do mar territorial (FIG. 16.2).

A definição da Zona Econômica Exclusiva (ZEE) foi estabelecida pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, realizada em 1982, como uma zona situada além do mar territorial e a este adjacente, sujeita a um regime jurídico específico. A ZEE normalmente não se estende além de 200 mn, a partir do litoral, embora possa ser expandida em locais onde a plataforma continental ou a elevação continental ultrapassarem esse limite (ver Capítulo 17: Espaço Marítimo Brasileiro).

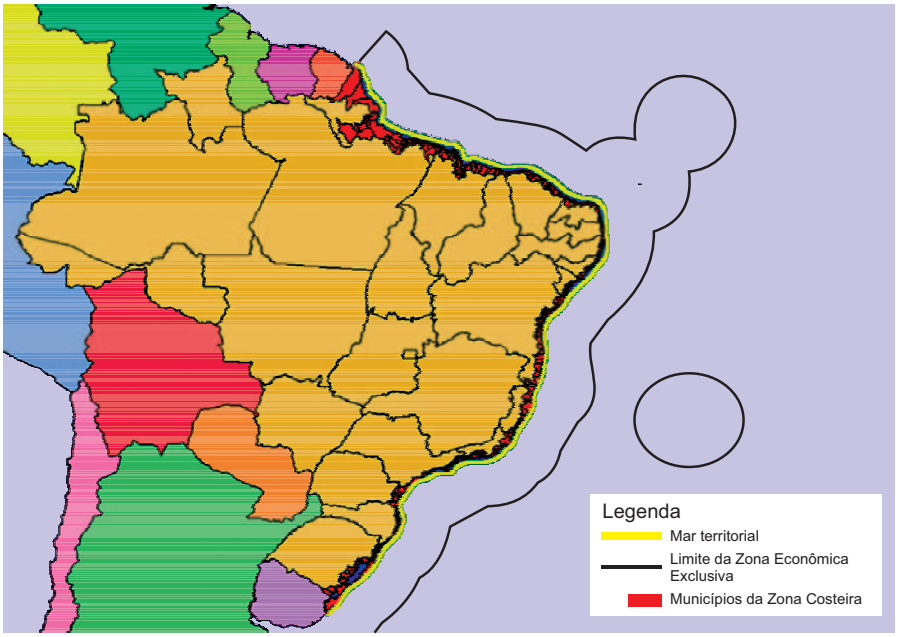


Figura 16.2 Limite da zona costeira, compreendendo cerca de 430 municípios, em 17 estados brasileiros, incluindo o mar territorial de 12 milhas náuticas e o limite da Zona Econômica Exclusiva. [Fonte: SECIRM].

No Brasil, há também uma definição oficial da orla marítima (ou simplesmente **orla**), que é entendida como o espaço compreendido entre a profundidade de 10 m nas águas costeiras e 50 m no continente adentro em áreas urbanizadas, podendo se estender até 200 m caso não haja urbanização (Fig.16.3).

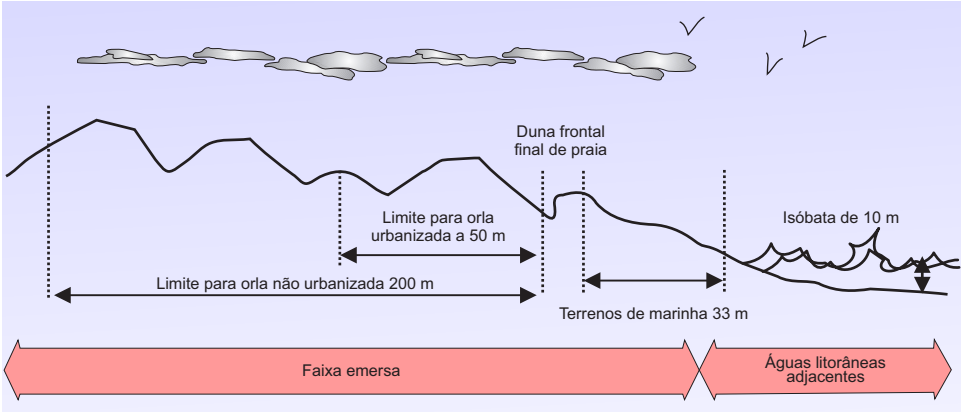


Figura 16.3 Limites considerados para a orla no Brasil. [Fonte: Projeto Orla. MMA].

3 A Importância da Zona Costeira

A zona costeira pode ser considerada a área de maior produtividade biológica do planeta. É o lar da maior parte da população mundial, que depende de seus recursos e tem um amplo poder de determinar, através do uso realizado, o seu estado de saúde ecológica. Atualmente, as maiores cidades do planeta estão localizadas perto do mar e, nas próximas décadas, é esperado que grande parte da humanidade viva em cidades próximas da costa.

As atividades econômicas globais historicamente concentraram-se na costa, onde se estabeleceu uma elevada quantidade e diversidade de usos. Esses usos incluem áreas de atividade petrolífera (extração e refino), portuária, agrícola e agroindustrial, pecuária, pesqueira, de aquicultura, extração mineral e vegetal, reflorestamento, exploração de salinas, de turismo, recreação e veraneio, entre tantas outras. No Brasil, os vários picos de crescimento econômico das últimas décadas tiveram como base uma industrialização que se concentrou na região costeira, induzindo ao seu crescimento populacional e urbano. Esta forte associação entre urbanização e industrialização determinaram, na zona costeira brasileira, uma forte dinâmica territorial, populacional e econômica, acarretando impactos e conflitos ambientais, sociais e econômicos (Fig. 16.4).



Figura 16.4 Processo de urbanização na orla do Guarujá, SP. [Foto: Polette, M].

4 Impactos e Conflitos Ambientais Relacionados ao Uso da Zona Costeira

Impactos ambientais na zona costeira podem ser causados por uma variedade de ações humanas. Tais ações são capazes de implicar a supressão de certos elementos ambientais (ex.: aterramento de um manguezal); a inserção de certos elementos na paisagem costeira (ex.: introdução de espécies exóticas e construções litorâneas), e ainda ações que geram sobrecarga do ambiente, tais como a introdução de fatores de estresse além da capacidade de suporte do meio, gerando desequilíbrio (ex.: poluição, redução de um hábitat, etc.). As diversas atividades setoriais da zona costeira (pesca, portos, urbanização, entre outras) sempre produzirão alguma forma de impacto ambiental, gerando a necessidade de um gerenciamento ambiental costeiro como um caminho desejadamente integrado, ou seja, relações positivas entre os diversos setores econômicos na administração dos conflitos e problemas gerados. Destaca-se também que a busca pela solução dos problemas e conflitos deve ser a mais eficaz e eficiente, para evitá-los ou mantê-los em um nível aceitável.

No Brasil, o Conselho Nacional de Meio Ambiente (CONAMA, conforme dispõe a Res. Nº 1, de 23.01.1986) considera impacto ambiental qualquer alteração das propriedades físicas, químicas e biológicas do meio ambiente, causada por toda forma de matéria ou energia resultante das atividades humanas que, direta ou indiretamente, afetam: a saúde, a segurança e o bem-estar da população, as atividades sociais e econômicas, a biota, as condições estéticas e sanitárias do meio ambiente e a qualidade dos recursos ambientais. Assim, o que caracteriza um impacto ambiental não é qualquer modificação nas propriedades do ambiente, mas as alterações que provoquem o desequilíbrio das relações constitutivas do ambiente, tais como aquelas que excedam a capacidade de absorção de elementos contaminantes no ambiente considerado.

Uma vez que um impacto ambiental é uma alteração do meio ambiente provocada pela ação humana, esta pode ser benéfica ou adversa. Nesse sentido, um determinado uso da costa poderá levar a diversas alterações, algumas negativas, outras positivas. Um impacto positivo das atividades humanas no ambiente costeiro pode ser, por exemplo, um projeto que envolva a coleta e o tratamento de esgotos, o que poderá resultar na melhoria da qualidade das águas costeiras e estuarinas, assim como na recuperação dos hábitats e em efeitos benéficos para a saúde pública.

Podem-se entender os possíveis impactos ambientais nas zonas costeiras por meio de uma visão ecossistêmica. Para tal, é necessário considerar os diferentes ambientes costeiros como ecossistemas que se mantêm através de processos que utilizam matéria e energia a partir de fontes externas, balanceados por perdas de matéria e energia para fora do sistema (Fig.16.5a). Sempre que houver uma entrada de matéria e energia maior do que suas perdas, o sistema apresenta um comportamento de crescimento. Quando os fluxos de entrada e saída estão equilibrados durante um determinado período, o ecossistema apresenta uma condição estável ou de equilíbrio dinâmico.

Sempre que suas perdas são maiores que as entradas, o ecossistema estará perdendo um ou mais de seus componentes e, a continuar essa situação, poderá ser extinto. Nesse sentido, um impacto ambiental na zona costeira pode ser considerado como uma ação humana com capacidade de gerar três categorias genéricas de efeitos nos ecossistemas costeiros: (1) impedir a necessária entrada de matéria e energia para o seu funcionamento; (2) causar alguma alteração em seus componentes ou processos internos que produza perdas de matéria e energia, e (3) extrair de maneira forçada matéria e energia (Fig.16.6 e Tab. 16.1).

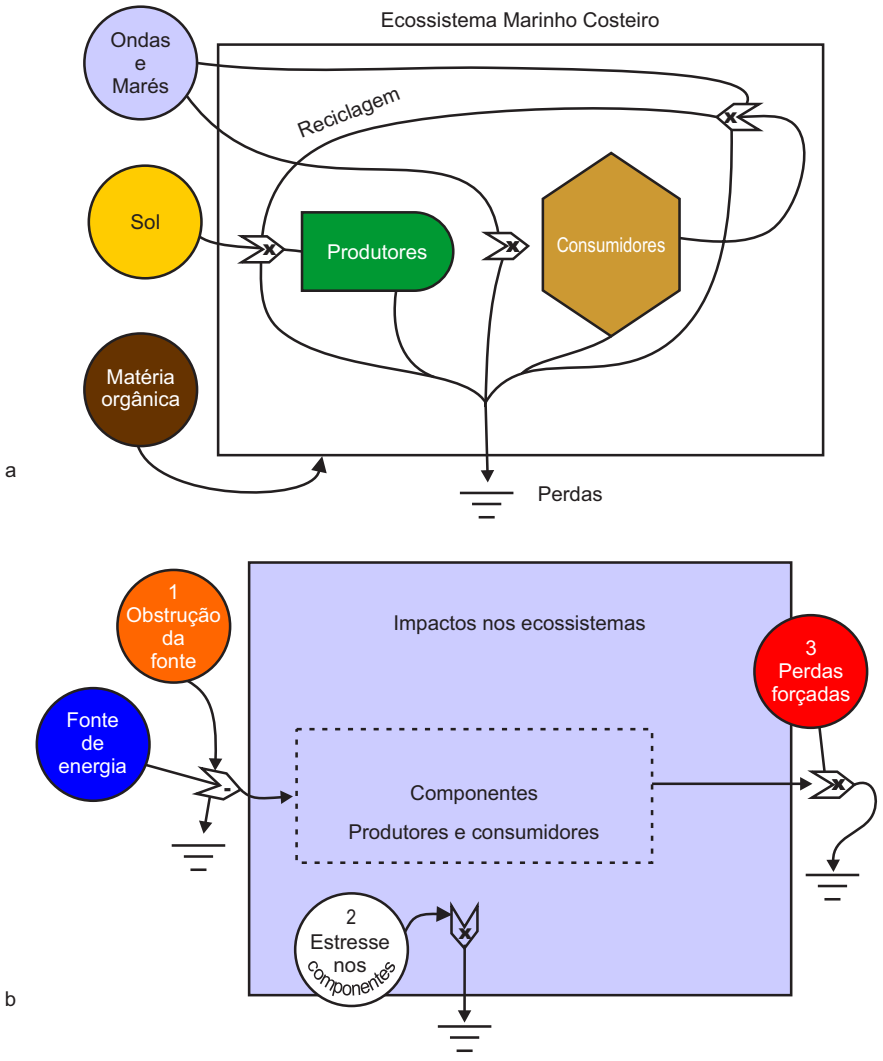


Figura 16.5 Modelo conceitual de um ecossistema marinho costeiro; (a) Superior: organização básica do ecossistema; (b) Tipos de impactos nos ecossistemas compostos por (1) obstrução das fontes energéticas, (2) efeito de estresse nos componentes e (3) perdas forçadas dos componentes. [Fonte: Asmus, M.L].

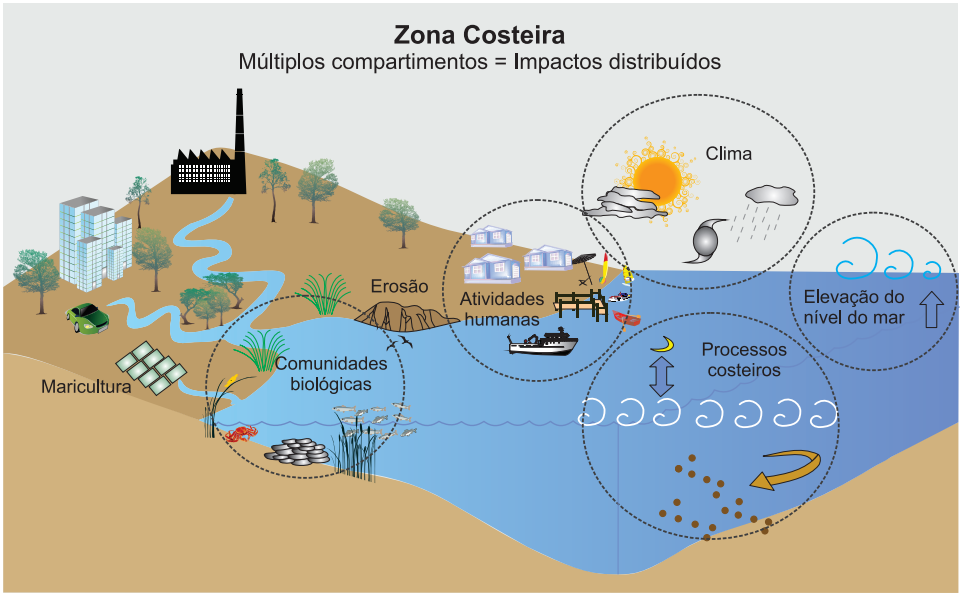


Figura 16.6 Múltiplos compartimentos e impactos na zona costeira.

Um exemplo para a **primeira categoria de impacto** (bloqueio do fluxo de matéria ou energia) pode ser o efeito de uma dragagem em área portuária localizada em um estuário (Fig. 16.7). O processo da dragagem pode colocar sedimentos em suspensão, aumentando consideravelmente a turbidez da água e impedindo a normal penetração da radiação luminosa necessária à fotossíntese realizada pelo fitoplâncton. Ou seja, diminuirá a penetração de energia que alimenta a dinâmica do sistema.



Figura 16.7 Dragagem no estuário do Rio Itajaí, Santa Catarina. [Foto: Polette, M.].

Da mesma maneira, o aterramento de ecossistemas costeiros de manguezais e marismas para o assentamento urbano ou industrial faz com que áreas capazes de produzir grandes quantidades de matéria orgânica passem a ter sua produção reduzida, com a correspondente redução de fotossíntese. Os manguezais e marismas são, normalmente, áreas não somente importantes porque produzem vegetação que abastece cadeias tróficas de zonas costeiras, mas também por prestarem serviços ecossistêmicos como áreas de reprodução e crescimento/proteção para várias espécies, inclusive de importância comercial. Portanto, a perda de manguezais e marismas significa a perda desses importantes serviços de suporte à vida dos ecossistemas costeiros.

Um exemplo para a **segunda categoria de impacto** (alteração de componentes e processos, gerando perdas de matéria ou energia) poderia ser um derrame de petróleo em área costeira. A contaminação pelo petróleo pode ser tóxica para várias espécies e até mesmo eliminá-las do ecossistema, provocando perda de biodiversidade e podendo alterar a composição de ecossistemas oceânicos. Tais alterações podem influenciar negativamente o seu normal funcionamento (processos ecológicos), comprometendo seu estado de saúde e colocando em risco os serviços ambientais por eles proporcionados (por exemplo, produção de alimentos, produção de fármacos, etc.). Com a exploração de petróleo na plataforma continental brasileira, que aumentará com a inclusão da região do **Pré-Sal**, aumenta a ameaça de possíveis derrames de petróleo durante a extração e o transporte desde a área de produção até a zona costeira e, de lá, até o local de estocagem e refino. Qualquer eventual derrame é danoso para o meio marinho. No entanto, o dano pode assumir proporções muito mais graves se uma mancha de petróleo atingir a costa onde ocorram ecossistemas como praias (com prejuízo para as atividades de turismo e lazer), costões rochosos (contaminação e perda de biodiversidade) ou manguezais (perda de capacidade produtiva de matéria orgânica e perda de biodiversidade).

A erosão costeira também pode ser classificada na segunda categoria de impacto, uma vez que a alteração de processos costeiros pode ser a razão da sua ocorrência. A erosão costeira tem aumentado de forma acentuada no litoral brasileiro. Embora possa ser considerada como um processo natural, passa a ser um impacto ambiental quando afeta áreas de interesses sociais ou econômicos, como, por exemplo, quando a erosão ocorre em áreas ocupadas por construções ou quando afeta uma praia de interesse turístico. A recente tendência de aumento do nível dos oceanos em escala global tem feito com que a dinâmica de ondas e correntes afete áreas que estavam fora da zona atingida apenas poucas décadas atrás. Como um fator natural, o mar tende a erodir áreas que lhe sejam vulneráveis remodelando a linha de costa, na busca de um novo ponto de equilíbrio dinâmico. No entanto, na ocupação humana da zona costeira, seguidamente têm sido erguidas edificações em locais inadequados, por exemplo, sobre formações de dunas. Tal prática, por vezes, altera o processo natural da dinâmica dos sedimentos costeiros entre praias e dunas, impedindo que estas aportem

novos sedimentos a uma praia eventualmente erodida por eventos climáticos como tempestades. Havendo bloqueio sem reposição (mudança nos processos ecossistêmicos), a praia tende a ser reduzida, colocando em risco as construções ao longo do litoral (Fig. 16.8). Da mesma maneira, construções de estruturas sólidas na parte aquática junto ao litoral como píeres, espigões ou muros de contenção de ondas, podem se tornar barreiras para o natural fluxo de sedimentos ao longo da linha de costa, naturalmente impulsionado por correntes paralelas à costa (correntes de deriva). Tal obstrução acaba por depositar sedimentos no lado da barreira que recebe a carga de sedimentos transportada pela corrente e causar erosão no lado oposto, onde a corrente retira normalmente os sedimentos, mas a barreira artificial não permite a sua reposição.



Figura 16.8 Erosão costeira na Praia do Hermenegildo (RS), provocada principalmente por construções sobre as dunas costeiras. [Foto: Asmus, M.L.].

Finalmente, a pesca excessiva pode significar um bom exemplo da **terceira categoria de impacto**, uma forma de extração forçada de biomassa e energia do ecossistema que produz o estoque de peixes, crustáceos ou moluscos capturados. Os ecossistemas produzem seus componentes numa velocidade que, normalmente, compensa a perda desses próprios componentes pelos processos de mortalidade, emigração ou transporte passivo. Ao considerar que um ecossistema pode ser entendido como uma unidade organizada com componentes e processos (Fig. 16.5) pode-se imaginar que, quando um ecossistema produz um componente a uma taxa maior do

que a das perdas desse componente, o estoque (ou quantidade disponível) desse elemento está aumentando no sistema. Quando ocorre o inverso, esse estoque está em processo de diminuição, e quando os processos de produção e perdas estão equilibrados (equilíbrio dinâmico de um ecossistema), o estoque permanece estável. Não é difícil imaginar que a exploração sustentável dos recursos de um ecossistema só é possível quando a extração dos recursos ocorrer numa taxa que permita ao ecossistema a sua reposição (normalmente num período anual). Assim, uma pesca, por exemplo, que ocorra a uma taxa acima da capacidade do ecossistema recompor (por processos de produção natural) os estoques explorados, fatalmente levará à diminuição dos recursos, provocando seu colapso (ver Capítulo 13: Recursos Marinhos Vivos). A mesma ideia da terceira categoria de impacto pode-se aplicar para a extração de madeira de um manguezal ou a coleta excessiva de espécies de um sistema de recifes de corais.

A Tabela 16.1 relaciona vários usos da zona costeira associados a alguns impactos ambientais que esses usos produzem e à classificação dominante de seu efeito impactante conforme as categorias apresentadas.

Tabela 16.1 Usos da zona costeira, alguns dos impactos ambientais produzidos por esses usos e a classificação dominante dos impactos como: (1) impedir a necessária entrada de matéria e energia para o seu funcionamento; (2) gerar alguma alteração em seus componentes ou processos internos que produza perdas de matéria e energia, e (3) a extração forçada de matéria e energia.

Usos da Zona Costeira	Alguns Impactos ambientais produzidos	Categoria de Impacto dominante
Portuário	Poluição marinha e estuarina, Erosão Dragagem Água de lastro	(2) (2) (1) (2) (2)
Pesca industrial	Uso excessivo de recursos ambientais Diminuição da biodiversidade	(3) (2)
Turismo e lazer	Excesso de capacidade de carga dos sistemas costeiros, Migrações populacionais de curta duração Incremento de trânsito	(2) (3) (2) (3) (2)
Urbanização	Desmatamento Poluição aérea Esgoto industrial e doméstico Verticalização excessiva Criação de ilhas de calor Erosão	(3) (1) (2) (2) (1) (2) (2)
Indústria	Esgoto industrial Poluição aérea	(2) (1) (2)
Maricultura	Poluição aquática	(2)
Agricultura	Pesticidas Drenagem	(2) (1) (2)
Setor do Petróleo	Derramamentos, Lavagens de tanques de navios	(2) (2)
Mineração	Perda de materiais	(3)
Navegação	Derrames de produtos tóxicos, Geração de lixo	(2) (2)

4.1 Conflitos socioambientais na zona costeira

Além dos impactos ambientais que são normalmente produzidos pelas variadas atividades econômicas nos ecossistemas costeiros, ocorrem também conflitos socioambientais, geralmente estabelecidos entre diferentes setores econômicos ou grupos sociais na disputa pelo uso do território ou dos recursos ambientais de uma determinada área. Os conflitos podem ocorrer na dimensão biofísica, onde se encontram os ciclos naturais, ou na dimensão humana, incluindo a estrutura social e econômica.

Vieira et al. (2005) destacam que os principais problemas na Zona Costeira são evidências de conflito entre as distintas ações de desenvolvimento e interesses nos diferentes setores, e propõem esta classificação:

a) **Conflitos de uso e ocupação territorial**, gerados essencialmente pela inadequação, inexistência ou ineficiência de normas e instrumentos de ordenamento do uso do solo na orla; por exemplo, ocupação urbana conflitante com a implantação de área de proteção ambiental.

b) **Conflitos de apropriação de recursos naturais**, gerados pela competição por um bem escasso ou finito, muitas vezes submetido a explorações com magnitudes de impactos bastante desiguais sobre os estoques e fontes; por exemplo, pesca artesanal sendo inibida ou prejudicada pela pesca industrial ou vice-versa.

c) **Conflitos de utilização dos recursos ambientais**, gerados por atividades cujos suportes espaciais se antagonizam, ou quando um uso interfere nas condições locais ideais de outro; por exemplo, implementação de maricultura em áreas propícias aos esportes náuticos.

d) **Conflitos de ordem social**, originados de disputas por direitos e por acesso a determinados recursos, bem como gerados pela dinâmica da política reinante na localidade; por exemplo, pressão dos incorporadores imobiliários sobre populações e seus hábitos tradicionais

e) **Conflitos de usos múltiplos**, gerados pela concorrência na apropriação simultânea de um determinado recurso natural ou pelo controle de uma determinada fonte de recursos por diferentes atividades; por exemplo, baías de águas calmas, limpas, propícias ao desenvolvimento da maricultura, também podem ter seu uso destinado à implantação de marina para apoio aos esportes náuticos, que necessitam de infraestrutura em terra, que, por sua vez, atrairá investimentos como restaurantes e lojas que, consequentemente, proporcionarão o aumento da produção de resíduos líquidos e sólidos que poderão contaminar o corpo de água.

f) **Conflitos intergovernamentais**, gerados pelo antagonismo entre políticas públicas ou entre projetos de governo que impliquem usos e ações

excludentes e contraditórias para uma mesma área; por exemplo, atividade portuária interferindo na exploração turística de um dado trecho do litoral onde o atrativo natural é evidente e preponderante.

Como se depreende dessa classificação, embora os conflitos ambientais possam ter origem em um mesmo setor econômico, normalmente se estabelecem entre setores diferentes e, por vezes, com diferentes esferas do poder (político, econômico).

Da mesma maneira, os vários problemas ambientais costeiros (erosão, contaminação etc.) não geram seus efeitos ou são produzidos em um setor isolado da costa. Normalmente há uma conjunção de setores que toma parte na geração ou que recebe os efeitos de um problema ambiental costeiro. Por exemplo, um vazamento de óleo em uma baía, motivado por um sistema de transporte ineficiente e por um sistema inadequado de fiscalização, pode afetar diferentes atividades econômicas, tais como a pesca e o turismo.

5 O GERENCIAMENTO COSTEIRO INTEGRADO

Frente à utilização cada vez mais intensa dos recursos na zona costeira, é evidente que os impactos, problemas e conflitos nos ambientes marinho e costeiro tendem a ser também cada vez maiores. Assim, são necessárias ações capazes de solucionar ou minimizar os problemas, conflitos e impactos associados aos usos. Isso demanda a correta identificação dos problemas, assim como o conhecimento da fauna e flora e dos processos dinâmicos envolvidos e afetados pelos impactos. O gerenciamento ambiental da costa, dessa forma, passa a ser um dos grandes desafios na busca de mediar e, inclusive, sanar os diversos problemas, impactos e conflitos gerados nesse importante e complexo território que é a zona costeira.

O gerenciamento costeiro é um processo contínuo, dinâmico e que evolui ao longo do tempo, a fim de alcançar um desenvolvimento mais sustentado das áreas costeiras e marinhas. Envolve uma avaliação compreensiva da realidade, tendo como objetivo a construção de planos de ações na forma de programas e projetos para que seja possível gerenciar os sistemas costeiros e os seus recursos. No âmbito da ação, ou seja, do gerenciamento costeiro, podem-se incluir algumas atividades que envolvem:

1) **Caracterização da zona costeira**: definição dos tipos de ecossistemas existentes, seus serviços ambientais e seus usos pela sociedade;

2) **Diagnóstico da zona costeira**: ações que tentam determinar o estado de saúde ou qualidade dos ecossistemas costeiros em termos de sua composição e dinâmica;

3) **Planejamento**: estabelecimento de planos de conservação, uso e ocupação da zona costeira, visando ao seu desenvolvimento ordenado e sustentável;

4) **Adoção política**: processo que envolve a formalização e adoção política e financeira para a execução dos programas e projetos estabelecidos no processo de planejamento;

5) **Implementação**: procedimentos para a execução efetiva dos programas e projetos com base no planejamento previamente estabelecido. Monitoramento do desempenho dos programas e projetos executados a fim de entender as tendências ocorridas no ambiente;

6) **Avaliação**: processo que permite assegurar a um planejador se as opções de desenvolvimento dos programas e projetos obtiveram efeitos ambientais, sociais e econômicos efetivos.

5.1 Quais são os objetivos de um gerenciamento costeiro integrado?

O gerenciamento costeiro integrado possui objetivos que são frequentemente estabelecidos por meio de instituições responsáveis pela definição de suas políticas, por sua execução ou por ações de apoio às suas iniciativas em diferentes níveis governamentais (locais, estaduais, regionais, nacionais e também supranacionais).O Banco Mundial, por exemplo, considera que o processo de gerenciamento costeiro deve estar focado em três objetivos principais:

1) Reforçar o gerenciamento dos mais diversos setores econômicos presentes na zona costeira, por meio da capacitação e de legislação eficaz;

2) Preservar e conservar a produtividade e a biodiversidade ecológica dos ecossistemas costeiros, prevenindo assim a destruição de hábitats, a poluição e a sobre-exploração dos recursos naturais;

3) Promover o desenvolvimento racional e sustentável dos recursos costeiros e marinhos.

A busca de qualidade de vida para a população também é meta permanente do gerenciamento costeiro. As populações costeiras, independentemente da sua cultura ou condição econômica, podem incrementar sua qualidade de vida no que concerne ao necessário acesso a: (1) abrigo adequado, alimentação e água limpa; (2) saúde adequada e razoável expectativa de vida; (3) oportunidades para educação e a possibilidade de avanço individual; (4) uma medida de estabilidade e tranquilidade; (5) oportunidades de prazer e satisfação.

A Agenda 21[1] considera que os objetivos do gerenciamento costeiro devem alcançar e sustentar uma adequada qualidade de vida, buscando algumas condições que incluem:

1) Efetivar tomadas de decisões participativas para a sociedade;

[1] Saiba mais em: <http://www.mma.gov.br/responsabilidade-socioambiental/agenda-21>.

2) Implementar planos e programas integrados de gerenciamento e desenvolvimento sustentável das zonas costeiras e marinhas, nas escalas apropriadas (regional e local);

3) Preparar diagnósticos ao longo da zona costeira que identifiquem áreas críticas, tais como as regiões erodidas, os processos físicos, os diferentes padrões de desenvolvimento urbano, os conflitos entre os usuários e os recursos e, ainda, as prioridades locais objeto de gerenciamento;

4) Estabelecer planos para situações de emergência em caso de desastres naturais ou provocados pelo homem, inclusive os efeitos prováveis de eventuais mudanças de clima ou elevação do nível dos oceanos, bem como planos de emergência em caso de degradação e poluição de origem antrópica, incluindo vazamentos de petróleo e outras substâncias;

5) Conservar e restaurar os hábitats críticos e alterados;

6) Elaborar programas de educação, conscientização e informação às comunidades costeiras;

7) Promover tecnologias saudáveis no ambiente, bem como práticas genuinamente sustentáveis.

5.2 O que significa "ser um processo integrado" no gerenciamento costeiro integrado (GCI)?

A integração de que trata o gerenciamento costeiro ocorre em várias dimensões. Fundamentalmente, este deve integrar diferentes setores econômicos com atividades na zona costeira. Portanto, tem um caráter multissetorial e deve tentar gerenciar as atividades representadas pelos diversos setores, tais como portuário, pesqueiro, industrial, turístico, conservacionista, entre outros. É importante salientar que o gerenciamento costeiro não pretende substituir o gerenciamento de setores específicos, tais como a pesca, o turismo ou o setor portuário. Antes, é seu intuito harmonizar as diversas atividades setoriais, com vistas ao desenvolvimento sustentável e à minimização de conflitos e impactos costeiros. Da mesma maneira, o gerenciamento costeiro deve considerar a integração entre níveis de gestão governamentais, não-governamentais e também da iniciativa privada. Essa integração se refere a uma busca pela relação positiva e colaborativa entre os processos de gestão ambiental nos níveis locais, estaduais, regionais e nacionais.

A integração espacial é necessária nos programas de gerenciamento costeiro. Como os processos na zona costeira ocorrem relacionando os ambientes marinhos e continentais, é importante que o gerenciamento das atividades realizadas nessa interface considere, conjuntamente, os espaços envolvidos (por exemplo, bacia hidrográfica adjacente, planícies costeiras, praias, águas costeiras). Também importante é a integração entre conhecimento e gestão. O sistema do GCI deve ser idealmente alimentado pelo

melhor conhecimento disponível, visando embasar adequadamente as tomadas de decisão pelos gestores ambientais. Tal conhecimento pode caracterizar-se como **conhecimento científico**, produzido em universidades e outros órgãos de pesquisa e desenvolvimento, ou **conhecimento popular**, geralmente acumulado pela comunidade que habita e utiliza o espaço costeiro e seus recursos.

Um claro exemplo do conhecimento popular (e tradicional) é o conhecimento de pescadores artesanais a respeito de hábitos comportamentais de estoques pesqueiros por eles explotados. Finalmente, para áreas costeiras próximas às fronteiras internacionais, é importante que seus programas de GCI considerem a integração internacional. Destaca-se que o gerenciamento costeiro integrado deve procurar reforçar a necessidade de participação nos processos de tomada de decisão, tendo como referência as audiências públicas e os instrumentos das políticas públicas incidentes na área costeira.

5.3 O que deve ser gerenciado?

Devem ser geridas, para fins do gerenciamento costeiro, tanto as águas marinhas e costeiras como as áreas emersas, inclusive os sistemas de bacias hidrográficas costeiras. Os diversos recursos e atividades que se situam nessas áreas devem estar sujeitos ao desenvolvimento de um programa de gerenciamento. Isso inclui as atividades de pesca, turismo, extração de recursos minerais, agricultura, aquicultura e a forma mais ordenada de desenvolvimento de áreas comerciais e residenciais, entre outras.

Um programa racional de gerenciamento costeiro deve sempre facilitar a mediação de interesses e a busca de tomadas de decisão de forma integrada e participativa, através da cooperação e coordenação entre os mais diversos setores, harmonizando interesses nacionais, regionais e locais. Os programas de gerenciamento devem levar em consideração:

Bacias de drenagem;

Ecossistemas costeiros; e

Sistemas insulares.

A abrangência espacial de um programa de gerenciamento costeiro dependerá do objetivo a ser atingido. A tendência atual é de que, quanto menor o espaço a ser gerenciado, como é o caso de uma pequena bacia hidrográfica, este poderá ser mais efetivo e contar com maior participação dos governos, da sociedade civil e da iniciativa privada. Ao contrário, quanto maior a área a ser gerida, maiores serão os problemas e conflitos identificados e mais difíceis de solucionar, inclusive com maiores exigências de investimentos para a sua consecução.

É muito difícil gerenciar os espaços marinhos, pois exigem uma abordagem diferenciada de análise. Seu gerenciamento pode levar em consideração os diferentes

usos do espelho de água, assim como uma análise mais complexa, levando em consideração o espaço tridimensional marinho (a coluna de água, os sedimentos de fundo, etc.).

Destaca-se que todas as atividades desenvolvidas no ambiente marinho dependem, em algum nível, de estruturas físicas e recursos humanos em terra. Os impactos ambientais negativos no ambiente marinho produzem reflexos diretos e indiretos nas atividades e processos continentais. Portanto, ordenar o espaço marinho é um desafio que demanda um gerenciamento integrado das atividades e de seu espaço.

5.4 Como deve ser desenvolvido um programa de gerenciamento costeiro?

Sob o ponto de vista metodológico, o processo de gerenciamento costeiro integrado está estruturado em cinco diferentes etapas (FIG. 16.9): (1) **diagnóstico** da situação da zona costeira, seus impactos e conflitos; (2) **planejamento** de uso da zona costeira, com a elaboração e proposta de um plano de gestão integrada; (3) **adoção** e financiamento do plano de gestão por parte de um órgão responsável pelo gerenciamento ambiental da zona costeira;(4) **implementação** do plano e seus programas, e (5) **avaliação** do processo, com base em indicadores de sua eficiência e eficácia.

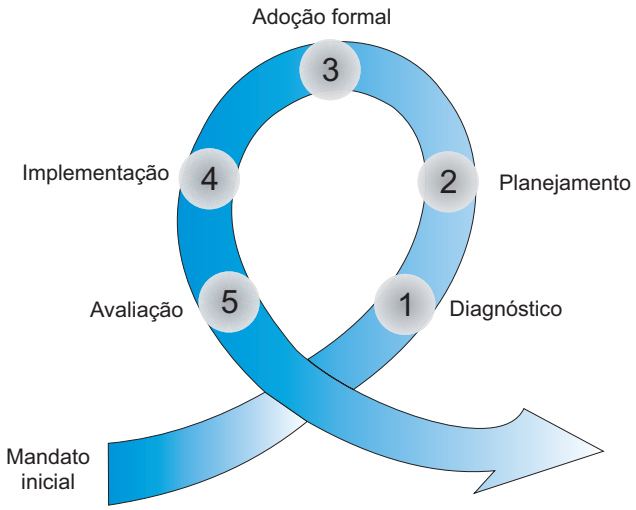


Figura 16.9 Ciclo do gerenciamento costeiro integrado. [Fonte: POLETTE, M.].

Como o gerenciamento costeiro é um processo caracteristicamente cíclico e contínuo, são normalmente necessárias inúmeras gerações de suas diversas fases para atingir metas e objetivos propostos e necessários à resolução dos problemas de uma determinada área.

5.5 Onde deve ser aplicado o gerenciamento costeiro integrado?

Uma das grandes questões referentes ao gerenciamento costeiro integrado é onde os seus limites devem ser estabelecidos. Nas áreas continentais da costa, a bacia hidrográfica é um limite adequado para o ordenamento territorial. Entretanto, estas muitas vezes possuem limites que vão além da zona costeira, alcançando vários outros municípios, estados e, em algumas situações, até países. De qualquer forma, a adoção de bacias hidrográficas tem sido uma forma usual de desenvolver um processo de gerenciamento costeiro integrado, controlando as entradas e saídas de fontes de poluição, assim como o controle da qualidade da água. Da mesma maneira, de acordo com o tema dominante no processo de gerenciamento, a gestão no espaço marinho pode ficar restrita à área do mar territorial (12 mn) ou avançar para a Zona Econômica Exclusiva (200 mn).

5.6 Quanto tempo é necessário para o desenvolvimento de um programa de gerenciamento costeiro integrado?

O processo de gerenciamento costeiro integrado deve ser contínuo e, normalmente, exige algumas gerações e várias fases para a sua consecução. Uma geração deve ser entendida como um ciclo completo do processo, ou seja, o desenvolvimento das fases de diagnóstico, planejamento, adoção, implementação e avaliação. Portanto, é um processo que normalmente necessita de tempo para a execução plena. Não há um tempo padrão para o ciclo do gerenciamento, que dependerá das condições e recursos disponíveis, além do comprometimento efetivo das instituições.

6 A Política Brasileira de Gerenciamento Costeiro

O Brasil possui uma política pública de gerenciamento costeiro estabelecida em vários instrumentos legais, normativos e técnicos. Os principais componentes dessa política são referidos a seguir.

6.1 O Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC)

No Brasil, a Lei 7.661, de 16 de maio de 1988, instituiu o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC), que busca um equilíbrio entre a abordagem dos aspectos físico-naturais e os socioeconômicos, minimizando, assim, a tendência anterior de enfatizar aspectos da dinâmica da natureza, frente às necessidades da sociedade. O novo enfoque adotado levou a uma redução nos conflitos, à medida que foram adotados acordos sociais em relação ao uso sustentável da terra e dos recursos naturais.

Em 2004, o Decreto n.º 5.300 regulamentou a Lei nº 7.661, dispondo sobre as regras de uso e ocupação da zona costeira brasileira e estabelecendo critérios de gestão da orla marítima. Esse decreto também definiu as normas gerais visando ao gerenciamento ambiental da zona costeira do País, estabelecendo as bases para a formulação de políticas, planos e programas federais, estaduais e municipais.

Nesse sentido, é importante entender como o nosso país busca, por meio desse Plano, estabelecer uma estratégia adequada para minimizar e solucionar os problemas e conflitos existentes. Para isso, é fundamental estabelecer uma estrutura de coordenação nas instituições públicas, assim como as formas pelas quais a sua implementação seja efetivada.

6.2 Coordenação política do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro

A coordenação política das ações federais de gerenciamento costeiro no Brasil é conduzida pelo Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro (GI-GERCO), no âmbito da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), com o apoio do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA).

O GI-GERCO é composto por representantes de diversos setores federais, da administração pública estadual e local, relacionados com o meio ambiente, de ONGs (Organizações Não-Governamentais) que compõem as representações regionais da sociedade no CONAMA e de universidades. Sua função é a articulação das políticas públicas federais sobre a zona costeira brasileira.

No CONAMA, a Câmara Técnica Permanente de Gerenciamento Costeiro é um fórum técnico destinado a apoiar as decisões relacionadas à zona costeira. Tem caráter predominantemente normativo, ou seja, de assessorar o CONAMA na definição de normas gerais que operacionalizem as ações priorizadas para a zona costeira.

6.3 Execução do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro

O Programa Nacional de Gerenciamento da Zona Costeira (GERCO) busca atingir um desenvolvimento sustentável compatível com o equilíbrio ambiental, a justiça social e a exequibilidade econômica. A proposta é buscar estratégias diretivas relacionadas com o rápido processo de ocupação humana da zona costeira, proporcionando condições de sustentabilidade e reduzindo os impactos originados do uso inadequado dos recursos naturais costeiros. O Ministério do Meio Ambiente (MMA) é responsável, no Brasil, por dirigir o GERCO em âmbito federal e coordena as ações estaduais, assim como as atividades federais intersetoriais na zona costeira. Nos estados, os órgãos de Meio Ambiente, inclusive as Secretarias de Planejamento, são responsáveis pela sua execução. Para a execução do Programa de Gerenciamento Costeiro é necessário aplicar os seus instrumentos. Eles são os meios pelos quais uma política é colocada em prática, ou seja, é a forma pela qual as ações são utilizadas para que um problema ou conflito possa ser solucionado em curto, médio e longo prazo. Esses instrumentos possuem caráter técnico e normativo.

6.4 Instrumentos de execução

Os instrumentos estabelecidos no PNGC e utilizados para atingir seus objetivos são em número de dez, sendo quatro de caráter normativo e seis de caráter técnico. São eles:

6.4.1. Instrumentos normativos

Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC)

Conjunto de diretrizes gerais aplicáveis nas diferentes esferas de governo e escalas de atuação, orientando a adoção de políticas, planos e programas voltados ao desenvolvimento sustentável da zona costeira.

Plano de Ação Federal da Zona Costeira (PAF)

Planejamento de ações estratégicas para a integração de políticas públicas incidentes na zona costeira, buscando responsabilidades compartilhadas de atuação.

Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro (PEGC)

O estabelecimento do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro (PEGC) deve explicitar os desdobramentos do PNGC, visando à adoção da Política Estadual de Gerenciamento Costeiro, incluindo a definição das responsabilidades e dos procedimentos institucionais para a sua execução.

Plano Municipal de Gerenciamento Costeiro (PMGC)

O estabelecimento do Plano Municipal de Gerenciamento Costeiro (PMGC) deve explicitar desdobramentos do PNGC e PEGC, visando à adoção da Política Municipal de Gerenciamento Costeiro, incluindo as responsabilidades e os procedimentos institucionais para a sua execução, além de guardar estreita relação com os planos de uso e ocupação territorial e outros pertinentes ao planejamento municipal.

6.4.2 Instrumentos Técnicos

Planos de Gestão da Zona Costeira (PGZC)

Os Planos de Gestão da Zona Costeira incluem um conjunto de ações articuladas e localizadas, com o objetivo de orientar a execução do gerenciamento costeiro com a participação efetiva da sociedade. Esses planos adotam um enfoque transetorial e são coordenados pela área ambiental governamental. Podem ser aplicados em diferentes níveis de governo, utilizando diferentes escalas geográficas. Os PGZCs podem incluir ações de controle de atividades impactantes, preservação e conservação de ecossistemas, desenvolvimento de alternativas tecnológicas, fomento a atividades sustentáveis e mobilização e organização social. A realização dos planos de gestão constitui-se numa etapa essencial do gerenciamento costeiro nos estados e municípios, possibilitando a articulação política no processo de ordenamento do uso e da ocupação costeira.

Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro (ZEEC)

O Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro (ZEEC) constitui-se no instrumento que estabelece o ordenamento territorial necessário para a obtenção

das condições de sustentabilidade ambiental do desenvolvimento da zona costeira. É, portanto, o instrumento que orienta as formas de uso dos recursos e a ocupação do espaço costeiro.

Macrodiagnóstico da Zona Costeira

Esse instrumento reúne informações, em escala nacional, sobre as características físico-naturais e socioeconômicas da zona costeira, com a finalidade de orientar ações de preservação, conservação, regulamentação e fiscalização dos patrimônios naturais e culturais.

Sistema de Informações do Gerenciamento Costeiro (SIGERCO)

A implantação do Sistema de Informações do Gerenciamento Costeiro (SIGERCO) constitui-se em um sistema que integra informações do PNGC, provenientes de bancos de dados, sistemas de informações geográficas e de sensoriamento remoto. O SIGERCO deve ser capaz de propiciar suporte e capilaridade aos subsistemas estruturados/gerenciados pelos estados e municípios.

Sistema de Monitoramento Ambiental da Zona Costeira (SMA-ZC)

O Sistema de Monitoramento Ambiental da Zona Costeira (SMA-ZC) constitui-se na estrutura operacional de coleta de dados e informações, de forma contínua, de modo a acompanhar os indicadores de qualidade socioambiental da zona costeira e propiciar o suporte permanente aos planos de gestão.

Relatório da Qualidade Ambiental da Zona Costeira (RQA-ZC)

O Relatório de Qualidade Ambiental (RQA-ZC) deve ser elaborado periodicamente pela Coordenação Nacional do Gerenciamento Costeiro, a partir dos relatórios estaduais. Consiste no procedimento de consolidação periódica dos resultados produzidos pelo monitoramento ambiental e, sobretudo, de avaliação da eficiência e eficácia das medidas e ações do gerenciamento desenvolvidas.

Os instrumentos supracitados, quando bem desenvolvidos e executados, têm o potencial de dar o necessário suporte para a busca de um desenvolvimento marinho e costeiro sustentável. No entanto, a mudança de comportamento necessária para o ordenamento da costa depende, essencialmente, de um processo contínuo de tomada de decisões efetuadas de forma coordenada entre governos, sociedade civil organizada e iniciativa privada. Tal processo deve levar em consideração a inclusão das políticas públicas vigentes de forma integrada, assim como entender como cada setor econômico pode contribuir para a conservação efetiva da costa. Destaca-se ainda o papel da ciência em realizar pesquisas práticas e direcionadas efetivamente aos problemas existentes em escala regional e local.



Foto: Wagner Villela Marroni



CAPÍTULO 17

O Espaço Marítimo Brasileiro

Lúcio Franco de Sá Fernandes

1 A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar: histórico e caracterização

A busca da criação de um mecanismo jurídico para o mar, aceitável para a comunidade internacional, é antiga. Consta que, já em 1930, quando ainda existia a Liga das Nações, procurava-se estabelecer um marco regulatório nesse sentido.

Em 1958 e em 1960, já sob a égide da Organização das Nações Unidas (ONU), ocorreram as duas primeiras Conferências das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, que não lograram êxito. Em 1967, reabriu-se o debate na Assembleia Geral daquele organismo, que se estendeu por cinco anos. Em 1973, começou, efetivamente, a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, que perdurou por onze sessões e teve a participação de 170 Estados no debate.

Em 10 de dezembro de 1982, encerraram-se os trabalhos da preparação da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM ou Convenção), na III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, em Montego Bay, na Jamaica.



Foto: Projeto Amazônia Azul

Nos assuntos marítimos, a interação dos três diferentes níveis da política – internacional, externa e interna – adquire maior dinamismo do que em outros temas, como os relativos ao domínio terrestre. Os espaços marítimos intercomunicam-se e reciprocamente se influenciam e é impossível seccioná-los em razão de interesses específicos de cada um dos níveis de política. Por essa razão, a CNUDM preceitua que "os problemas do espaço oceânico são estreitamente relacionados entre si e devem ser considerados como um todo"[1] . Assim, delimitação de espaços marítimos, controle ambiental, investigação científica marinha, atividades econômicas e comerciais, transferência de tecnologia e disputas de espaços no mar não podem ser tratados isoladamente.

A Convenção entrou em vigor, em nível internacional, no dia 16 de novembro de 1994, um ano depois da ratificação do 60º Estado. Dentre esses signatários, uma parte ponderável era de países em desenvolvimento. Em 2010, 160 Estados já a haviam ratificado, incluindo o Brasil, que executou essa ação em 22 de dezembro de 1988. A CNUDM é composta de 17 partes, que se estendem por 320 artigos e 9 anexos.

A Convenção representa uma contribuição notável do pensamento, da ação e da aspiração do gênero humano. Está no mesmo nível dos grandes monumentos da humanidade e das obras-primas que marcam a civilização com um toque de beleza, de esforço construtivo e de inteligência realizadora.

---

[1] Preâmbulo, 3° *considerandum* (3).

1.1 Os espaços marítimos segundo a Convenção

1.1.1 Linha de base

É a linha a partir da qual os espaços marítimos são definidos. A CNUDM explicita as linhas da base normal (Art. 5º) ou reta (Art. 7º). A primeira diz respeito à linha de baixa-mar; a segunda aplica-se a locais onde a linha de costa seja recortada ou irregular, como entrada de baías, locais com recifes ou franjas de ilhas. Quando são traçadas, unem pontos apropriados (Fig. 17.1).

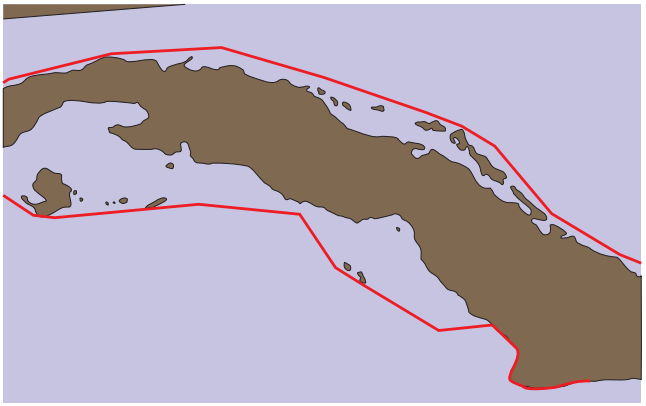


Figura 17.1 Linhas de base normais e retas.
[Fonte: <https://www1.mar.mil.br/dhn/?q=node/126>].

1.1.2 Mar territorial e zona contígua

A soberania do Estado costeiro estende-se, além de seu território e de suas águas interiores, a uma zona de mar adjacente, denominada mar territorial. Este é medido a partir das linhas de base (normais ou retas) e não ultrapassa 12 milhas náuticas (12 mn). Tal soberania estende-se ao espaço aéreo sobrejacente e também a seu solo e subsolo.

Os Estados costeiros, no exercício de sua soberania, têm o direito exclusivo de regulamentar, autorizar e realizar investigação científica marinha em seu mar territorial. O conceito de mar territorial é amplamente aceito pela comunidade internacional, até mesmo pelos Estados que ainda não ratificaram a Convenção, entre eles os Estados Unidos.

A passagem inocente (também denominada passagem inofensiva por outros países de língua portuguesa) pelo mar territorial é um direito dos navios de qualquer Estado, costeiro ou sem litoral. O Art. 18 da CNUDM estabelece que "passagem" significa a navegação pelo mar territorial com o fim de:

> a) atravessar esse mar sem penetrar nas águas interiores, nem fazer escalas num ancoradouro ou instalação portuária situada fora das águas interiores; e

b) dirigir-se para as águas interiores ou delas sair ou fazer escala num desses ancoradouros ou instalações portuárias.

A passagem deverá ser contínua e rápida. No entanto, a passagem compreende o parar e o fundear, na medida em que os mesmos[2] constituam acidentes comuns da navegação, sejam impostos por motivos de força maior, por dificuldade grave ou tenham por fim prestar auxílio a pessoas, navios ou aeronaves em perigo ou em dificuldade grave.

Já o Art. 19 estabelece o que é **passagem inocente**: "não será prejudicial à paz, à boa ordem ou à segurança do Estado costeiro". No entanto, tal direito não existirá quando realizadas, por navios, quaisquer das atividades previstas no Art. 19 da CNUDM, entre as quais a ameaça ou o uso da força contra a soberania e a integridade territorial do Estado costeiro e exercícios ou manobras com armas de qualquer tipo. Ao exercer aquele direito, navios estrangeiros de propulsão nuclear e os que transportem substâncias radioativas devem observar as medidas especiais de precaução e ter a bordo os documentos estabelecidos nos acordos internacionais. Os submarinos e quaisquer outros veículos submersíveis devem navegar à superfície e arvorar sua bandeira.

O Estado costeiro não mais exerce **soberania** a partir do limite exterior do mar territorial, mas tão somente **direitos de soberania na zona econômica exclusiva e na plataforma continental**, como se verá a seguir.

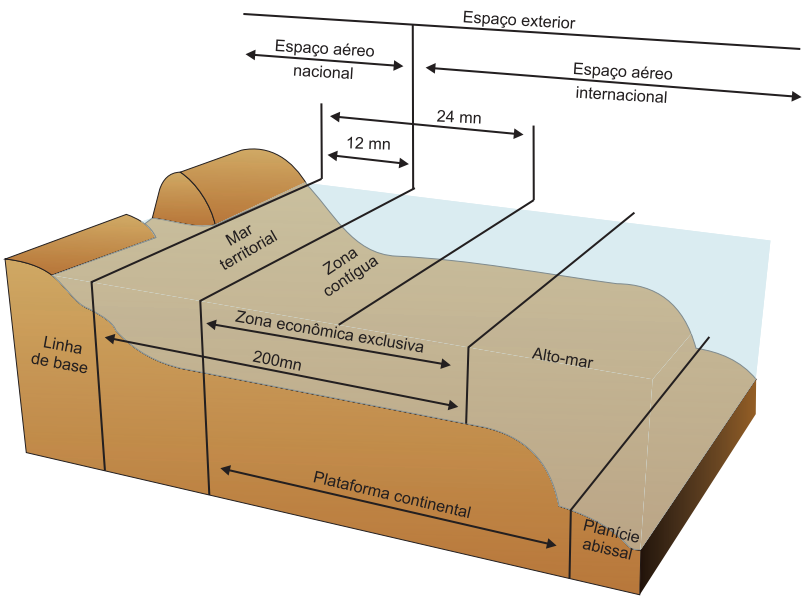


Figura 17.2 A CNUDM e os novos espaços marítimos (fora de escala).

[2] Ou seja, os atos de parar ou fundear.

A zona contígua é adjacente ao mar territorial e não pode estender-se além das 24 mn, contadas a partir das linhas de base, que servem para medir a largura do mar territorial. Nela, o Estado costeiro poderá adotar medidas de fiscalização quanto às leis e aos regulamentos aduaneiros, fiscais, de imigração ou sanitários.

1.2 Zona Econômica Exclusiva (ZEE)

A ZEE é uma zona situada além do mar territorial e a este adjacente, sujeita ao regime jurídico estabelecido na Parte V da CNUDM. Não se estenderá além das 200 mn das linhas de base, a partir das quais se mede a largura do mar territorial. Assim, a ZEE brasileira está situada entre 12 e 200 mn, vale dizer, na extensão de 188 mn (FIG. 17.2).

O Estado costeiro, nessa zona, tem direitos de soberania para fins de exploração e aproveitamento, conservação e gestão dos recursos naturais, vivos ou não-vivos, das águas sobrejacentes ao leito do mar, do solo e do subsolo marinhos, e no que se refere a outras atividades de exploração e aproveitamento para fins econômicos, como a produção de energia a partir da água, das correntes marítimas e dos ventos. Além disso, tem jurisdição no que se refere a:

> **Colocação e utilização de ilhas artificiais, instalações e estruturas**: o Estado costeiro tem o direito exclusivo de construir, na ZEE, ilhas artificiais, estruturas e instalações, e de regulamentar sua operação e utilização; poderão ser criadas zonas de segurança, de largura até 500 m, em torno das ilhas artificiais, instalações e estruturas. Todos os navios deverão respeitar tais zonas e cumprir as normas internacionais geralmente aceitas, relativas à navegação nas proximidades desses engenhos, que não têm o mesmo estatuto jurídico de ilhas e que, portanto, não possuem mar territorial próprio, nem interferem na delimitação dos espaços marítimos aqui referidos.
>
> **Investigação científica marinha**: todos os Estados, independentemente de sua situação geográfica, e as organizações internacionais competentes têm o direito de realizar investigação científica marinha, exclusivamente com fins pacíficos, desde que devidamente autorizados; os Estados costeiros, no exercício de sua jurisdição, têm o direito de regulamentar, autorizar e realizar tal investigação em sua ZEE[3], e de exigir a suspensão de quaisquer atividades desse tipo, que não estejam sendo conduzidas nos termos estabelecidos inicialmente. Os Estados costeiros – entre eles o Brasil – costumam embarcar especialistas nos navios de pesquisa estrangeiros que exercem tal atividade.
>
> **Proteção e preservação do meio marinho**: os Estados têm o direito de soberania de aproveitar seus recursos naturais, segundo sua política ambiental e em consonância com a obrigação de proteger e preservar o ambiente

[3] E em sua plataforma continental.

> marinho; devem, igualmente, adotar leis e regulamentos para prevenir, reduzir e controlar a poluição do mar, proveniente de fontes terrestres, incluindo rios, estuários, dutos e instalações de descarga; quanto à repressão da poluição marinha, apenas funcionários oficialmente habilitados, navios de guerra ou aeronaves militares podem exercer poderes de polícia em relação a embarcações estrangeiras; além do mar territorial, somente penas pecuniárias podem ser impostas a embarcações estrangeiras nos casos de infrações às leis e regulamentos nacionais relativos à proteção e à preservação do meio marinho[4]; estas disposições da Convenção não se aplicam a navios de guerra, embarcações auxiliares, outras embarcações ou aeronaves pertencentes ou operadas por um Estado e utilizadas, no momento considerado, unicamente em serviço governamental não-comercial.

Também outros Estados têm direitos e deveres nas ZEE. Prega o Art. 58 da CNUDM que, "na ZEE, todos os Estados, quer costeiros, quer sem litoral, gozam, nos termos das disposições da presente Convenção, das liberdades de navegação e sobrevoo e de colocação de cabos e dutos submarinos, a que se refere o artigo 87".

No que respeita à conservação dos recursos vivos, das espécies migratórias, dos mamíferos marinhos, dos peixes anádromos (aqueles que sobem para desovar nos rios) e das espécies catádromas (que são de rios, mas que descem para o mar para a desova) e sedentárias – artigos 61 a 68:

> O Estado costeiro fixará as capturas permissíveis dos recursos vivos em sua ZEE, tendo como propósito evitar excesso de captura, bem como otimizar o uso desses recursos. Quando o Estado costeiro não tiver capacidade de efetuar toda a captura permissível, deve dar a outros Estados acesso ao excedente, mediante acordos ou outros ajustes previstos na Convenção.
>
> O Estado costeiro pode, no exercício de seus direitos de soberania de exploração, aproveitamento, conservação e gestão dos recursos vivos da ZEE, tomar as medidas necessárias, incluindo visita, inspeção, apresamento e outras ações judiciais, para garantir o cumprimento de leis e regulamentos por ele adotados.
>
> Todos os Estados devem cooperar para garantir a conservação dos mamíferos marinhos e, no caso dos cetáceos, trabalhar, por intermédio de organizações internacionais apropriadas, para sua conservação, gestão e estudo.
>
> Os Estados costeiros devem assegurar a conservação das populações de peixes anádromos e gerir as espécies catádromas.

[4] O mesmo se aplica quando a infração ocorre nos limites do mar territorial, exceto no caso de ato intencional e grave de poluição.

Os artigos 69 e 70 da Convenção tratam dos direitos dos Estados sem litoral: estes "terão o direito a participar, em base equitativa, do aproveitamento de uma parte do excedente dos recursos vivos das zonas econômicas exclusivas dos Estados costeiros da mesma sub-região ou região, tendo em conta os fatores econômicos e geográficos pertinentes de todos os Estados interessados".

É oportuno ressaltar que, em função do aumento, em âmbito planetário, da atividade pesqueira e da sobrepesca de algumas espécies, os pesqueiros passaram a operar em águas cada vez mais distantes de seus países de origem, tendendo a invadir áreas sob jurisdição de outros Estados. Assim, os Estados costeiros foram levados a intensificar a fiscalização das atividades de pesca em suas águas jurisdicionais. O Brasil exerce tal fiscalização com a participação efetiva da Marinha, que emprega parte de seus meios flutuantes nessa atividade, especialmente na ZEE, onde várias embarcações estrangeiras não raro são surpreendidas em atividades ilegais de pesca.

1.2.1 Plataforma continental

"A plataforma continental de um Estado costeiro compreende o leito e o subsolo das áreas submarinas que se estendem além de seu mar territorial, em toda a extensão do prolongamento natural do seu território terrestre, até o bordo exterior da margem continental, ou até uma distância de 200 mn das linhas de base a partir das quais se mede a largura do mar territorial, nos casos em que o bordo externo da margem continental não atinja essa distância" (Art. 76 da Convenção). "O Estado costeiro exerce direitos de soberania sobre a plataforma continental para efeitos de exploração e aproveitamento de seus recursos naturais" (Art. 77).

Entretanto, informações sobre o limite exterior da plataforma continental, além das 200 mn, devem ser submetidas pelo Estado costeiro a uma comissão estabelecida de acordo com o Anexo II da Convenção – a Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU (CLPC) –, que fará recomendações aos Estados costeiros sobre as questões relativas à matéria. Os limites estabelecidos pelo Estado costeiro com base nessas recomendações serão definitivos e obrigatórios.

Quanto aos limites da plataforma continental, há os chamados critérios restritivos: "devem estar situados a uma distância que não exceda a 350 mn da linha de base a partir da qual se mede a largura do mar territorial ou a uma distância que não exceda 100 mn da isóbata de 2.500 m" (Art. 76, item 5).

No processo de estabelecimento da plataforma continental, o Estado costeiro depositará, junto ao Secretário Geral da ONU, mapas, dados e informações pertinentes que embasem e descrevam os limites exteriores de sua plataforma continental. Esses documentos deverão ser publicados pelo referido Secretário para que tenham divulgação em âmbito mundial. O Estado costeiro exercerá direitos de soberania sobre a plataforma continental, para exploração e aproveitamento de recursos naturais, isto é, recursos minerais e outros não-vivos do solo e do subsolo marinhos, e também

os organismos vivos de espécies sedentárias, ou seja, aquelas que, no período da captura, estão imóveis ou só podem mover-se em constante contato físico com o solo ou o subsolo marinhos[5]. O Estado costeiro terá direito exclusivo de autorizar e regulamentar as perfurações na plataforma continental, para qualquer fim, e fará pagamentos ou contribuições, em espécie, por intermédio da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos[6], para aproveitamento dos recursos não-vivos dessa plataforma, situados além das 200 mn, conforme estabelecido no Art. 82 da convenção: os pagamentos são anuais, iniciam após os primeiros cinco anos de produção e têm relação com o total da produção. No sexto ano será de 1% e aumentará anualmente em 1% a cada ano até o 12º ano, quando se fixará em 7%. É previsto, também, que um Estado em desenvolvimento, que seja importador substancial do recurso mineral extraído de sua plataforma continental, fica isento desses pagamentos ou contribuições em relação a esse recurso mineral.

1.3 Outros espaços relevantes

Além dos conceitos expostos nos itens anteriores, há alguns outros, também acerca de espaços marítimos, julgados relevantes e que são registrados a seguir:

1.3.1 Águas interiores

De acordo com o Art. 8º da CNUDM, "as águas situadas no interior das linhas de base do mar territorial fazem parte das águas interiores do Estado". Assim, no que diz respeito ao Brasil, podem-se apresentar alguns exemplos: as águas do Rio Paraguai, do Rio Paraná, do Amazonas, do Rio São Francisco e da Lagoa dos Patos são **águas interiores**.

1.3.2 Alto-mar

A Parte VII da CNUDM trata do alto-mar e ressalta que as disposições nela contidas aplicam-se "a todas as partes do mar não incluídas na ZEE, no mar territorial ou nas águas interiores de um Estado, nem nas águas arquipelágicas de um Estado arquipélago". Cita, também, que "o alto-mar está aberto a todos os Estados, quer costeiros quer sem litoral". A liberdade do alto-mar inclui:

a) liberdade de navegação;

b) liberdade de sobrevoo;

c) liberdade de colocar cabos e dutos submarinos, nos termos da Parte VI;

---

[5] A discussão entre franceses e brasileiros, no episódio ocorrido em 1963 e conhecido como "guerra da lagosta", sobre o modo de locomoção desse crustáceo bentônico, contribuiu para o estabelecimento das disposições da futura CNUDM, que viria a entrar em vigor em 1994.

[6] Essa Autoridade foi criada de conformidade com o Artigo 156 da Convenção.

d) liberdade de construir ilhas artificiais e outras instalações permitidas pelo direito internacional, nos termos da Parte VI;

e) liberdade de pesca nos termos das condições enunciadas na seção 2 (da Parte VII); e

f) liberdade de investigação científica, nos termos das Partes VI e XIII.

"O alto-mar deve ser utilizado para fins pacíficos" (Art. 88). "Nenhum Estado pode, legitimamente, pretender a submissão de qualquer parte do alto-mar à sua soberania" (Art. 89).

Essa Parte VII trata, ainda, do dever dos navios de prestar assistência a pessoas no mar, da proibição do transporte de escravos, do dever dos Estados de cooperar na repressão à pirataria; define o que é pirataria, navio ou aeronave pirata; aborda o tráfico de estupefacientes e substâncias psicotrópicas, e estabelece condições para os direitos de visita, de perseguição e de colocação e ruptura de cabos submarinos.

1.4 Regime das ilhas

"O mar territorial, a zona contígua, a zona econômica exclusiva e a plataforma continental de uma ilha[7] serão determinados de conformidade com as disposições da Convenção, aplicáveis a outras formações terrestres" (Art. 121). Cabe ressaltar, ainda, que o item 3 desse mesmo artigo estabelece que "os rochedos que, por si próprios, não se prestam à habitação humana ou à vida econômica não devem ter ZEE nem plataforma continental".

Por essa razão, o Brasil, ao final dos anos 1990, adotou providências em relação aos rochedos de São Pedro e São Paulo, distantes aproximadamente 540 mn do litoral do Rio Grande do Norte, denominando-os de **arquipélago**. Lá foi construído e instalado um farol para substituir o que fora destruído em 1930, e implantada uma estação científica permanente (FIG. 17.3), onde hoje permanecem, além de cientistas, equipamentos de comunicações via satélite (Globalstar), rádio (VHF e HF), internet e telefone público.

[7] Uma ilha, segundo a Convenção, **é uma formação terrestre natural**, cercada de água, que fica a descoberto na preamar. Assim, às ilhas, caberá o mar territorial, etc.



Figura 17.3 Vista da estação científica e farol no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. [Foto: Pagnoncelli, Diogo].

2 A Área

O item 1 do Art. 1º da Convenção, estabelece que "**Área** significa o leito do mar, os fundos marinhos, e o seu subsolo situados além da jurisdição nacional". A Parte XI da CNUDM trata especificamente dessa região do mar. Inicia dizendo que **recursos** significam todos os recursos minerais sólidos, líquidos ou gasosos *in situ* na Área, no leito do mar ou no seu subsolo, incluindo os nódulos polimetálicos. Os recursos, uma vez extraídos da Área, são denominados **minerais**.

De acordo com o Art. 136, a Área e seus recursos são patrimônio comum da humanidade. Nenhum Estado pode reivindicar ou exercer soberania ou direitos de soberania sobre qualquer parte da Área ou seus recursos. Todos os direitos sobre tais recursos pertencem à humanidade, em cujo nome atuará a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos. Quanto aos recursos minerais da Área, inicialmente apenas os nódulos polimetálicos – ricos em cobre, cobalto, níquel e manganês – foram considerados[8]. A Resolução II, constante da Ata Final da Convenção, especifica as normas relativas à exploração e ao aproveitamento desses nódulos. Todavia, mais recentemente, sobretudo em função do desenvolvimento da tecnologia marinha, outros recursos minerais encontrados na Área passaram a ser objeto de interesse: os sulfetos polimetálicos – que contêm cobre, ferro, zinco, prata e ouro em diversos níveis de concentração – e as crostas de ferro-manganês, ricas em cobalto.

[8] O Brasil, por meio do programa Proarea, iniciou o levantamento de nódulos polimetálicos em certas regiões da **Área**, adjacentes a sua plataforma continental.

3 A Assinatura Brasileira da Convenção e sua Inserção no Direito Brasileiro

O embaixador Luiz Augusto de Araujo Castro, em trabalho apresentado no Curso de Altos Estudos do Instituto Rio Branco, em 1982, analisou a participação do Brasil na III Conferência sobre o Direito do Mar, em Montego Bay, Jamaica. Seus comentários mais relevantes são:

> 1) a atuação da delegação brasileira ao longo de quase uma década e meia de deliberações terá contribuído significativamente para a elaboração de um regime equitativo para a área internacional do fundo mar e, em particular, para assegurar um regime relativamente forte de direitos do Estado costeiro nas áreas marítimas próximas à sua costa;
>
> 2) a aplicação dada à legislação brasileira, pelo menos até hoje (1982), não conflita na prática com as disposições da Convenção. Muito embora pelo Decreto-Lei nº 1.098, de 25 de março de 1970, o Brasil tenha adotado um regime de mar territorial de 200 mn, o que tem sido efetivamente implementado é um regime essencialmente semelhante ao previsto na Convenção (12 mn);
>
> 3) não tem sido prática brasileira dificultar ou tentar impedir a navegação de navios de guerra estrangeiros pelas duzentas milhas do mar territorial, nem mesmo nas áreas mais próximas ao litoral do país. As atividades de vigilância exercidas pelas Forças Armadas nas duzentas milhas adjacentes às costas brasileiras não contrariam as disposições da Convenção;
>
> 4) no que se refere à pesca, o regime aplicado de acordo com o Decreto nº 68.459, de 1º de abril de 1971[9], é compatível com a Convenção;
>
> 5) em matéria de pesquisa científica marinha, o Decreto nº 63.16, de 26 de agosto de 1968, e a aplicação prática que lhe tem sido dada pelo Governo brasileiro são em termos gerais, compatíveis com as disposições sobre a matéria contida na Convenção; e
>
> 6) quanto aos limites da plataforma continental, as disposições da Convenção confirmam os direitos que o Brasil reivindicou no fundo do mar até o limite de 200 mn, muito embora, em boa parte de seu litoral, nem a plataforma continental, em seu estrito sentido geomorfológico, nem mesmo a própria margem continental se estenda até essa distância. A convenção vai, porém, ainda, além do expressamente reivindicado na legislação brasileira.

[9] O Decreto nº 68.449 regulamenta a pesca, tendo em vista o aproveitamento racional e a conservação dos recursos vivos do mar territorial brasileiro.

Assim, considerando os comentários acima, pode-se concluir que a CNUDM foi extremamente benéfica para as pretensões brasileiras e o intenso trabalho de nossa delegação foi recompensado.

A Convenção foi encaminhada ao Congresso Nacional, em 5 de março de 1985. Foi aprovada pelo Decreto Legislativo n° 5, de 9 de novembro de 1987, e o instrumento de ratificação foi depositado em 22 de dezembro de 1988, tornando-se o Brasil o 37° Estado a fazê-lo. Desse modo, a Constituição de 1988 já incorporou os termos técnicos adotados pela CNUDM.

Pela Lei 8617/93, o Brasil adotou os seguintes limites marítimos:

Mar territorial (MT), de 12 mn.

Zona contígua (ZC), das 12 mn às 24 mn.

Zona econômica exclusiva (ZEE), das 12 às 200 mn[10].

Pelo Decreto nº 1530, de 22 de junho de 1995, o Governo Brasileiro declarou a entrada em vigor, em 16 de novembro de 1994, da CNUDM.

A parte mais polêmica da Convenção foi a Parte XI, que trata da **Área**. Insatisfeitos com a redação desse trecho da Convenção, diversos países industrializados, como Canadá, Estados Unidos, Federação Russa, França, Holanda, Itália, Japão, Noruega, Reino Unido e Suécia, deixaram de ratificá-la. A solução para esse impasse foi obtida pelo Secretário-Geral da ONU por meio de consultas formais que deram origem a um acordo, o "Acordo de Implementação da Parte XI da CNUDM". Esse documento foi concluído em Nova Iorque, em 29 de julho de 1994, e foi promulgado pelo Governo Brasileiro por meio do Decreto nº 6.440, de 23 de abril de 2008.

À exceção dos Estados Unidos, os países industrializados que tinham se recusado a ratificar a Convenção vieram a fazê-lo depois da promulgação desse acordo.

4 O Levantamento da Plataforma Continental brasileira (LEPLAC)

Em 17 de maio de 2004, o Brasil, por meio de sua representação diplomática, entregou à Organização das Nações Unidas a documentação relativa à Proposta de Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira, composta de três partes e atinente a uma área de aproximadamente 963.000 km^2:

Parte I – Sumário Executivo;

Parte II – Corpo Principal; e

Parte III – Dados Científicos e Informações Técnicas de Apoio.

[10] A origem da contagem desses três limites marítimos (MT, ZC e ZEE) são as linhas de base, a partir das quais se mede a largura do mar territorial. Os limites exteriores da plataforma continental, além das 200 mn, devem ser determinados de conformidade com as disposições do Art. 76 da CNUDM.

A extensão pleiteada pode ser dividida em cinco partes distintas:

> 1) A região do **Cone do Amazonas** – um cone (ou leque) situado na Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira, constituída por um típico cinturão de dobras e falhas caracterizado por altas taxas de sedimentação e deformação, associado à movimentação de argilas.
>
> 2) A região da **Cadeia Norte-Brasileira** – uma cadeia de montanhas submarinas, unidas por um pedestal, que se estendem do leste do Pará até quase o Rio Grande do Norte.
>
> 3) A **Cadeia Vitória-Trindade** – um lineamento de montanhas submarinas de topo chato (*guyot*) na latitude aproximada da cidade de Vitória, que se estende até as Ilhas de Trindade e Martim Vaz.
>
> 4) O **Platô de São Paulo** – um planalto marginal submarino que se desenvolveu ao longo dos estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo, prolífero em petróleo (onde se situam os **campos do pré-sal**).
>
> 5) A **Margem Continental Sul** – uma área que se estende desde o sul do Platô de São Paulo, passa pelo Platô de Santa Catarina e pelo Cone do Rio Grande e vai até a fronteira lateral marítima com o Uruguai.

O pleito foi defendido no plenário da Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU (CLPC), em 31 de agosto de 2004. A delegação brasileira, chefiada pelo Diretor de Hidrografia e Navegação e composta de seis especialistas da Marinha (cinco da Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN e um da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar – CIRM), quatro da Petrobras e dois da comunidade científica, interagiu com os peritos da subcomissão da CLPC.

Os esforços do Governo brasileiro, entretanto, começaram bem antes, em 1986, quando, por iniciativa da CIRM e da Marinha, decidiu-se dar partida em um projeto, o Projeto LEPLAC, cujo propósito era determinar os limites exteriores da plataforma continental brasileira, além das 200 mn, com base nas disposições do Art. 76 da CNUDM e para cumprir o que dispõe o Art. 4º do seu anexo II:

> "Quando um Estado costeiro tiver intenção de estabelecer, de conformidade com o artigo 76, o limite exterior da sua plataforma continental além de 200 mn, apresentará à **Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU**, logo que possível, mas em qualquer caso dentro dos 10 anos seguintes à entrada em vigor da presente Convenção para o referido Estado, as características de tal limite, juntamente com informações científicas e técnicas de apoio (FIG. 17.4). O Estado costeiro comunicará ao mesmo tempo os nomes de quaisquer membros da Comissão que lhe tenham prestado assessoria científica e técnica".

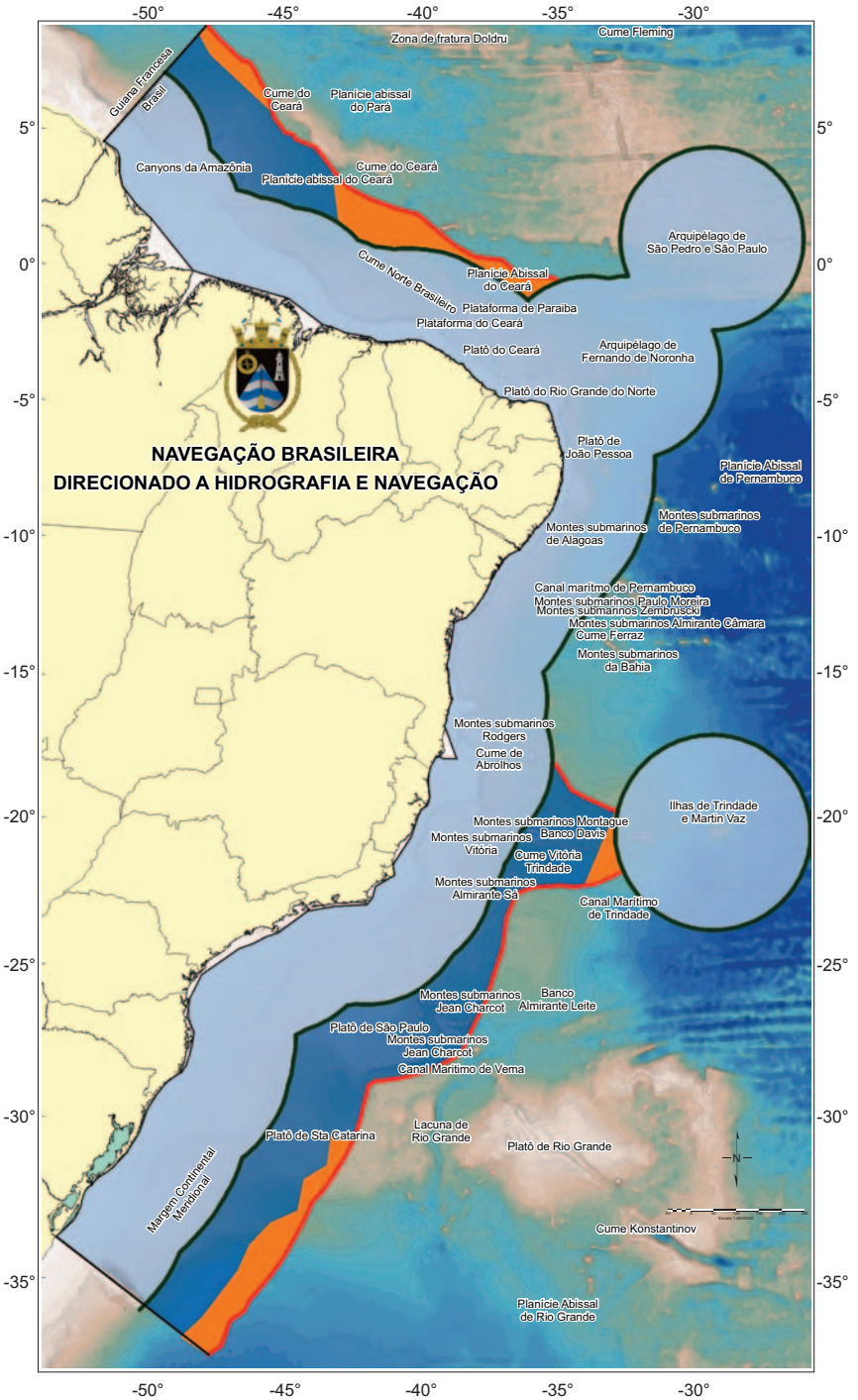


Figura 17.4 Proposta inicial do Brasil, conforme as cinco regiões pleiteadas e já apresentadas segundo a decisão inicial da CLPC. Em azul mais escuro, a área da plataforma, além da ZEE, que foi acolhida pela CLPC; em vermelho, aquela ainda não ratificada pela CLPC. Na ZEE (até 200 mn), em azul-claro, a plataforma brasileira, e sem contestação.
[Fonte: <http://www.mar.mil.br/secirm/img-leplac/>].

O Projeto LEPLAC foi formalmente instituído pelo Decreto nº 98.145, de 15 de setembro de 1989, e envolveu especialistas da Petrobras, da comunidade científica e da Marinha, por intermédio da DHN. Suas primeiras atividades[11], que perduraram por quase 18 anos, foram efetivamente iniciadas em junho de 1987, com a primeira Comissão de Levantamento, efetuada pelo N/Oc. *Almirante Câmara*, da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), da Marinha do Brasil. Os levantamentos terminaram em novembro de 1996 e, dessa data até 2004, foram realizadas as análises e interpretações dos dados e elaborada a proposta a ser submetida à CLPC.

O exame da proposta brasileira prosseguiu em 2005 e 2006, sempre por meio de diálogos da subcomissão com as delegações brasileiras, que se deslocavam para Nova Iorque. Perdurou até abril de 2007, quando a CLPC encaminhou ao Brasil recomendações relativas ao trabalho apresentado. Essas recomendações concordavam com cerca de 80% da área de plataforma continental inicialmente pleiteada, mas não satisfizeram integralmente aos interesses nacionais. A primeira ação brasileira foi de encaminhar pedido de esclarecimentos quanto a alguns trechos julgados ambíguos nas recomendações, uma vez que a Comissão explicitara, em sua resposta, entre outros aspectos, que o limite exterior da plataforma continental, na região da Cadeia Vitória-Trindade, poder-se-ia estender até 350 mn. Não obstante o fato de tal limite representar um espaço oceânico de valor significativo, o Brasil, nessa área, pleiteia um limite exterior além das 350 mn, até a linha que corresponde à distância de 100 mn a partir da isóbata de 2.500 m.

Além desse aspecto relacionado à região da Cadeia Vitória-Trindade, uma perda de cerca de 20.000 km^2, o Brasil não concorda com as outras recomendações referentes às áreas do Cone do Amazonas, também com perda de cerca de 20.000 km^2, da Cadeia Norte-Brasileira (110.000 km^2) e da Margem Continental Sul (50.000 km^2).

A equipe do LEPLAC sustenta firmemente a opinião de que os dados inicialmente submetidos à Comissão são necessários e suficientes para justificar, com base científica, o pleito brasileiro. Não obstante, em benefício dos especialistas da subcomissão encarregados do exame do pleito brasileiro, e visando à elaboração de outra proposta, a ser apresentada oportunamente, decidiu-se coletar novos dados oceanográficos. A elaboração de nova proposta foi ratificada pela CIRM na sua 168ª Sessão Ordinária e foi posteriormente autorizada pelo Exmº Sr. Presidente da República, por despacho exarado na Exposição de Motivos nº 263, de 16 de junho de 2008, publicada no DOU Nº 127, de 4 de julho de 2008.

O Brasil foi o segundo Estado costeiro a apresentar sua proposta de plataforma continental além das 200 mn[12]. Considerando essa atitude e, principalmente, os levantamentos e estudos realizados pelo LEPLAC, o Brasil pode ser considerado

[11] As chamadas **primeiras atividades** foram os levantamentos, estudos, preparações de documentos etc, que permitiram a formulação do pleito brasileiro. O LEPLAC continua existindo.

[12] O primeiro Estado a apresentar sua proposta de limite exterior da plataforma continental foi a Rússia.

como experiente no estabelecimento dos limites em apreço. Dessa forma, foi procurado para diálogo pela França, haja vista sua fronteira marítima com o Brasil (Guiana), pelo Uruguai e pela Argentina. Outros Estados solicitaram a ajuda do Brasil e, nesse contexto, foi grande a ajuda brasileira para a realização do levantamento da plataforma continental da Namíbia. Moçambique e Angola também pleiteiam a ajuda brasileira.

5 A Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU

A Convenção trata da Comissão de Limites da Plataforma Continental no seu Anexo II. O Art. 2º desse anexo estabelece que a mesma deve ser composta de "21 membros, peritos em geologia, geofísica ou hidrografia, eleitos pelos Estados-Partes entre seus nacionais, tendo na devida conta a necessidade de assegurar uma representação geográfica equitativa, os quais prestarão serviços a título pessoal".

A primeira eleição para a Comissão foi realizada em 1997, recebendo os peritos eleitos um mandato de cinco anos. A Comissão é composta por cinco peritos da África, cinco da Ásia, quatro da América Latina e Caribe (entre os quais o Brasil), quatro da Europa Ocidental e outros Estados e três da Europa Oriental.

6 A Amazônia Azul, suas Riquezas e sua Importância

Outros capítulos deste livro tratam das riquezas existentes nos espaços marítimos brasileiros, como a fauna, a flora e os minerais. Entretanto, algumas riquezas e a importância da Amazônia Azul, por vezes, não são tão tangíveis, mas cabe ressaltá-las brevemente.

A primeira a destacar são as linhas de comunicação marítimas. Ou seja, os espaços por onde navios mercantes transitam diariamente nas costas brasileiras carregando materiais imprescindíveis ao país. Eles trazem e levam mercadorias que representaram valores na ordem de 352 bilhões de dólares em 2008 e 267 bilhões em 2009[13], correspondentes a 95% de tudo que foi importado ou exportado pelo Brasil, visto ser esse o percentual de utilização do modal marítimo no comércio exterior brasileiro. Esse tráfego marítimo brasileiro tem um movimento de cerca de 890 navios diários (Tab. 17.1).

Ainda dentro desse modal de transporte, cabe mencionar que cerca de 10% dos valores referidos são pagos aos armadores dos navios utilizados para o transporte desses bens. Levando em conta que atualmente apenas 3% do transporte são feitos por navios de bandeira brasileira, pode-se ter uma ideia de quanta riqueza é deixada de ser incorporada ao nosso país e é transferida para o estrangeiro.

[13] Dados obtidos no sítio do Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior: <http://www.mdic.gov.br//sitio/interna/interna.php?area=5&menu=571>.

Tabela 17.1 Tráfego marítimo internacional e doméstico conforme o local de destino. (Fonte:

Destino	N°. de Navios Mercantes/dia
América do Norte	93
Europa	166
Área do Golfo de Guiné	37
Cone Sul e Oceano Pacífico	70
Sul da África e Oriente	264
Costa do Brasil	260

Outra região de imensa importância, agora se estendendo além da Amazônia Azul, é a área de busca e salvamento de responsabilidade do Brasil. Essa área, pela Convenção de Hamburgo – Convenção Internacional de Busca e Salvamento de 1979[14] – é de cerca de 13,8 milhões de quilômetros quadrados, ou seja, uma vez e meia a área do território brasileiro.

[14] A Convenção de Hamburgo foi promulgada pelo Governo Brasileiro por meio do Decreto nº 85 de 11/4/91.

BOX 17.1
PARA SABER MAIS

No ato de assinatura da Convenção, o Governo brasileiro produziu uma declaração com o intuito tanto de harmonizar suas leis e regulamentos ao novo Tratado como o de dar a este a interpretação que entendia apropriada em pontos reputados capitais. São transcritos abaixo os itens de II a VI dessa declaração, que reiteram posições defendidas pela delegação brasileira:

1) O Governo brasileiro entende que o regime aplicado na prática nas áreas marítimas adjacentes às costas do Brasil é compatível com as disposições da Convenção;

2) O Governo brasileiro entende que as disposições do artigo 301, que proíbe "qualquer ameaça ou uso da força contra a integridade territorial ou a independência política de qualquer Estado, ou de qualquer outro modo incompatível com os princípios de direito internacional contidos na Carta das Nações Unidas" se aplicam, em particular, às áreas marítimas sob a soberania ou jurisdição do Estado costeiro;

3) O Governo brasileiro entende que as disposições da Convenção não autorizam outros Estados a realizar na zona econômica exclusiva exercícios ou manobras militares, em particular as que impliquem o uso de armas ou explosivos, sem consentimento do Estado costeiro;

4) O Governo brasileiro entende que, de acordo com as disposições da Convenção, o Estado costeiro tem, na zona econômica exclusiva e na plataforma continental, o direito exclusivo de construir e de autorizar e regulamentar a construção, operação e uso de todos os tipos de instalações e estruturas, sem exceção, qualquer que seja sua natureza ou finalidade; e

5) O Brasil exerce direitos de soberania sobre a plataforma continental, além da distância de 200 mn das linha de base, até o limite exterior da sua margem continental, tal como definido no artigo 76.

Por ocasião da ratificação dessa Convenção, o Brasil encaminhou à ONU outra declaração, agora constituída de apenas três itens, que repetem o contido nos itens III, IV e V vistos acima.



CAPÍTULO 18

INSTRUMENTAÇÃO OCEÂNICA

Danilo Calazans e Gilberto Henrique Griep

1 INTRODUÇÃO

O caráter multi e interdisciplinar das Ciências do Mar requer a utilização de aparelhos simples, como um termômetro, por exemplo, até aqueles mais sofisticados, com vários componentes eletrônicos, como um satélite de observação meteorológica. Já em 1831, quando das viagens do *HMS Beagle* ao redor do mundo, foram obtidas diversas informações com o auxílio de equipamentos (ver Capítulo 1: As Ciências do Mar). Ao longo do tempo, vários aparatos de coleta foram e continuam sendo desenvolvidos em todos os ramos das Ciências do Mar, buscando tornar as coletas de dados mais constantes e acuradas. O salto no desenvolvimento de equipamentos deve-se à invenção, em 1947, dos transistores, e em 1958, dos circuitos integrados, o que possibilitou que muitos instrumentos fossem aperfeiçoados ou criados, como, por exemplo, ecossondas e medidores de correntes, marés, ondas e profundidade e também vários tipos de coletores, como roseta, redes múltiplas e outros.

Assim, neste capítulo será proporcionada uma visão dos instrumentos e equipamentos mais utilizados na atualidade nas Ciências do Mar, abordando suas características, finalidades,



Foto: Projeto Amazônia Azul

funcionamento, requisitos para o uso, vantagens e desvantagens e, em alguns casos, os cuidados com a manutenção antes, durante e depois de sua operação.

2 Navegação e Posicionamento

Equipamentos e instrumentos básicos são aqueles que determinam a navegação, o posicionamento e a profundidade do local de coleta. Nos primórdios da navegação, à medida que os deslocamentos iam ocorrendo mais afastados da costa, e não somente durante o dia, os navegadores foram aprendendo a se orientar pelos corpos celestes, como o sol e as estrelas. Nesse período, as orientações de rumo eram grosseiras e seguiam o nascer ou o pôr-do-sol (leste ou oeste). Não era possível ter ideia da posição exata e tudo era estimado pelo tempo para chegar ao destino. No século XX, os avanços na tecnologia, como os sinais contínuos de rádio a partir do Meridiano de Greenwich, a bússola giroscópica e os satélites, foram decisivos para melhorar o posicionamento das embarcações no mar e facilitar a navegação.

2.1 Bússola

A bússola (ou agulha magnética) é um instrumento de navegação que indica as direções, sendo obrigatória em qualquer tipo de embarcação. Consiste em um círculo graduado de 0 a 360°, denominado rosa dos ventos, em cujo centro, e livre para girar em torno do eixo vertical, fica a rosa dos ventos ou uma agulha magnética, que flutua em um líquido (Fig. 18.1). A rosa dos ventos define os quatro pontos cardeais, que são norte (N), sul (S), leste (E) e oeste (W). Os pontos intermédios são nordeste (NE), sudeste (SE), sudoeste (SW) e noroeste (NW).

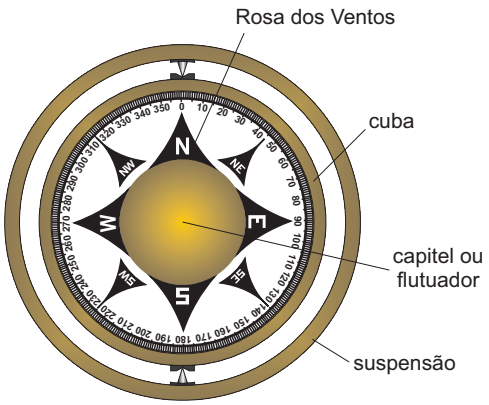


Figura 18.1 Bússola e suas partes. [Fonte: MIGUENS, 1996].

Quando a bússola está em uso, a rosa dos ventos está alinhada com as instruções reais do círculo graduado. Assim, por exemplo, o "N" marcado na rosa dos ventos realmente aponta para o norte magnético. Nas bússolas atuais, as marcações de ângulo em graus também são mostradas. O norte corresponde a 0° e os ângulos aumentam no sentido horário, de modo que o leste é 90°, o sul é 180° e o oeste é 270°. Em embarcações maiores, normalmente existem duas bússolas, sendo uma na sala de comando, denominada bússola de governo, que serve para manobrar a embarcação, e a outra em local mais livre das influências magnéticas, chamada bússola-padrão, que serve principalmente para determinar o rumo verdadeiro da embarcação.

Vantagens: instrumento simples; de baixo custo; independente de fonte de energia; requer pouca manutenção, e não sofre avarias.

Desvantagens: indica o norte magnético e não o verdadeiro; é afetada por materiais ferromagnéticos e por material elétrico, e não é muito precisa.

2.2 Bússola giroscópica

Esta bússola é do tipo não-magnético e está baseada em uma ou várias argolas de rotação livre e rápida, que sempre mantêm a sua direção original, girando em torno de um pêndulo para produzir o alinhamento com a rotação da Terra e, dessa forma, encontrar automaticamente a sua direção geográfica, que pode ser definida como o rumo verdadeiro da embarcação (FIG. 18.2).

A bússola giroscópica possui dois princípios físicos fundamentais, que são a inércia e a precessão (mudança do eixo de rotação de um objeto). Isso significa que, se colocada apontando para o norte verdadeiro, pela inércia giroscópica a bússola permanecerá sempre apontando para esse norte.

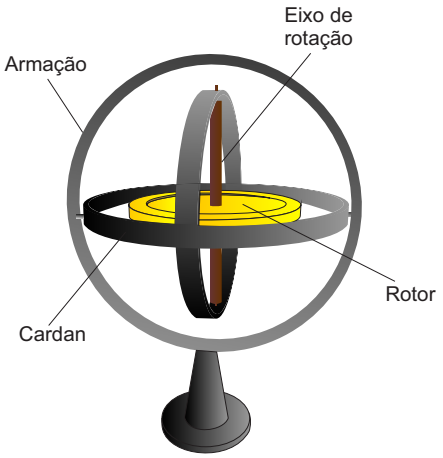


Figura 18.2 Bússola giroscópica e suas partes. [Fonte: <pt.wikepidia.org>].

As bússolas giroscópicas são cada vez mais utilizadas. A sua instalação deve ser feita com um conjunto de argolas para seu completo isolamento dos movimentos de rolamento, lançamento e guinadas.

> **Vantagens**: mais simples na utilização; independente do magnetismo terrestre; indica o norte verdadeiro; pode ser usada em latitudes mais altas; não é afetada por materiais ferromagnéticos; permite maior precisão de governo/observação de marcações; facilidade e precisão na transmissão de dados, e pode ser interligada a outros instrumentos de navegação.
>
> **Desvantagens**: depende de uma fonte de energia externa; necessita de manutenção adequada; a manutenção é de alto custo.

2.3 Radar

Robert Watson-Watt, físico escocês, idealizou o primeiro sistema de radar (acrônimo para *radio detection and ranging*) em 1935. O radar (Fig. 18.3) é formado por uma antena transmissora/receptora de sinais para super alta frequência (SHF), usado para localizar objetos ao redor, próximos ou fora do alcance da visão, transmitindo contra eles pulsos eletromagnéticos de alta potência, de curto período e feixe estreito. Ao se propagar pelo espaço, os feixes alargam-se até alcançar o objeto, sendo então refletidos e enviados de volta ao ponto de origem, onde são recebidos, amplificados e transformados em sinais elétricos por um receptor posicionado junto ao transmissor.

Além de determinar a presença de um objeto pelo conhecimento anterior da velocidade de propagação do pulso e pelo tempo de chegada do eco, o radar pode determinar sua posição, direção, velocidade, forma e tamanho. Serve também como um equipamento de segurança, pois, ao identificar possíveis obstáculos, previne acidentes.

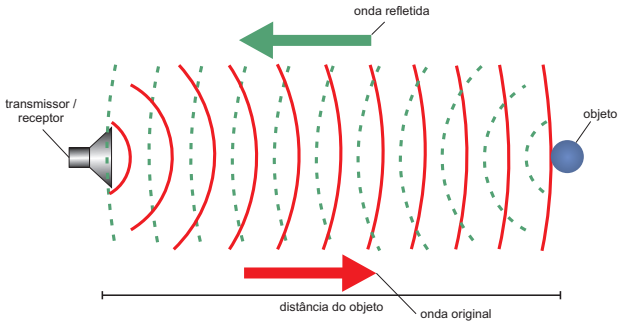


Figura 18.3 Princípio de propagação de uma onda contínua.
[Fonte: <www.power-geek.com>].

2.4 Sistema de posicionamento global

O sistema de posicionamento global, *global positioning system* (GPS) em inglês, está operacional desde 1973, mantido pelo Departamento de Defesa dos EUA. O GPS está baseado em um sistema de radionavegação mundial e emprega 32 satélites que fornecem, mediante triangulação esférica, o posicionamento com precisão de 90 m, bem como a velocidade e direção. O GPS funciona através da diferença de tempo entre sinais separados provenientes dos satélites (FIG. 18.4).

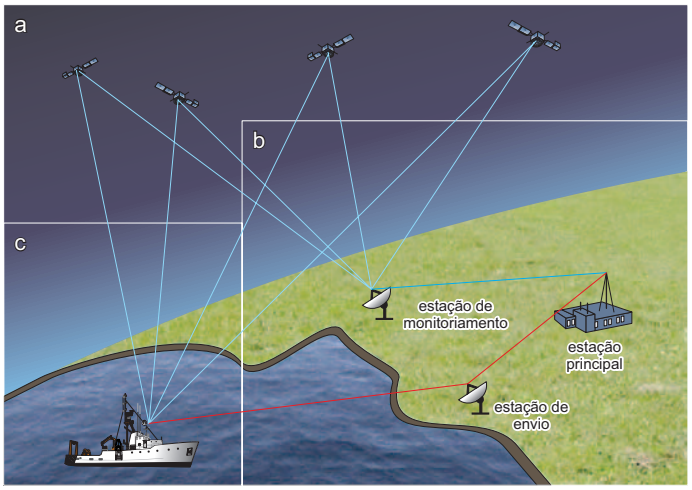


Figura 18.4 Esquema da operação de um GPS: (a) espacial; (b) controle; (c) utilizador.
[Fonte: GETTING, 1993].

O DGPS (*differencial global positioning system*) é o último aperfeiçoamento em navegação, que além do sistema de satélite, usa uma rede de estações terrestres para corrigir as diferenças das distâncias medidas pelos satélites e a sua aproximação dos receptores GPS. Com essa correção, a precisão no posicionamento fica em menos de 10 m.

2.5 Posicionamento dinâmico

O posicionamento dinâmico (DP, do inglês *dynamic positioning*) pode ser definido como um sistema automático, controlado por computador, para manter a embarcação com precisão nas coordenadas geográficas preestabelecidas, usando propulsores axiais e transversais à embarcação e acionamento do leme (Fig. 18.5a). Sensores da posição de referência, combinados com sensores de vento, de movimento e a bússola giroscópica, fornecem para o computador informações do posicionamento, magnitude e direção das forças ambientais que afetam a sua posição (Fig. 18.5b). Entre as embarcações que empregam DP estão os navios de pesquisa, oceanográficos, hidrográficos, de cruzeiro e plataformas de perfuração.

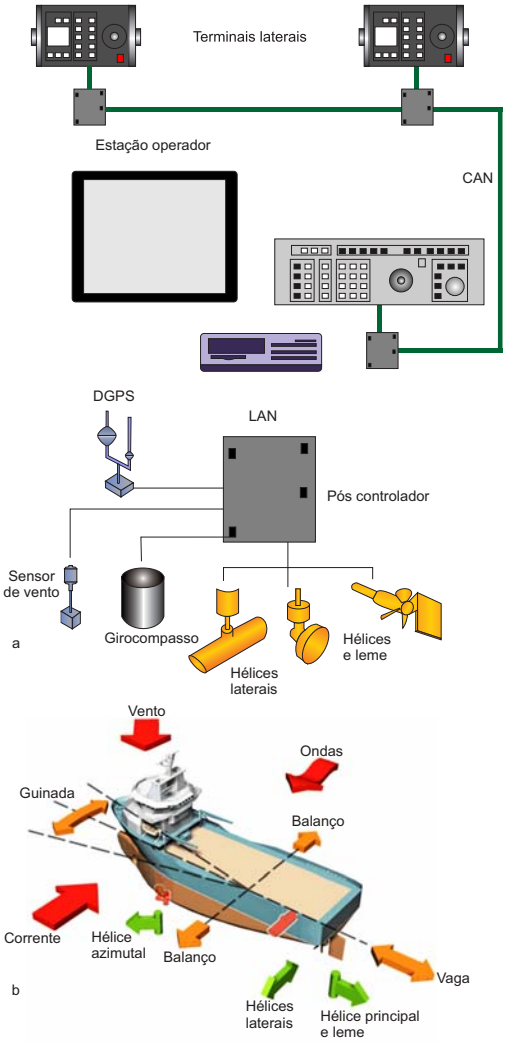


Figura 18.5 Posicionamento dinâmico: (a) sistema; (b) forças atuantes. [Fonte: <www.km.konsberg.com>].

O programa de computador inclui um modelo matemático da embarcação, com informações referentes ao arrasto devido ao vento, às ondas e às correntes e a localização dos hélices. Esse conhecimento, combinado com a informação do sensor, possibilita que o computador calcule o ângulo da direção necessária e a força de impulsão para cada propulsor, para que as operações em mar profundo sejam realizadas com exatidão, independentes de amarração ou ancoragem. O posicionamento dinâmico pode ser tanto absoluto quando é fixado para uma posição geográfica, como relativo quando toma como referência um objeto que está em movimento, por exemplo, outro navio ou um veículo subaquático.

Vantagens: não depende da profundidade; não é limitado pelo fundo do mar; a manobrabilidade é excelente, é fácil de mudar de posição; e completa tarefas com mais rapidez, portanto com mais economia de tempo.

Desvantagens: alto custo inicial de instalação; sistema complexo com propulsores, geradores extras e controladores; possibilidade de deslocar a posição por falha do sistema; perigos subaquáticos de propulsores para mergulhadores e ROVs; maior manutenção dos sistemas mecânicos; maior consumo de combustível; pode perder posição em condições atmosféricas extremas ou em águas rasas e marés fortes; controle de posição é ativo e se baseia em operador humano; e requer mais pessoal para operar e manter os equipamentos.

2.6 Sonar

O sonar (acrônimo de *sound navigation and ranging*) é um instrumento que utiliza a propagação do som, principalmente no plano horizontal, para detectar outras embarcações ou objetos (Fig. 18.6). Os sonares podem ser usados como um meio de localização acústica e de medição das características dos ecos de alvos na água ao redor da embarcação. Detalhes sobre o funcionamento desse instrumento são explicados mais adiante.

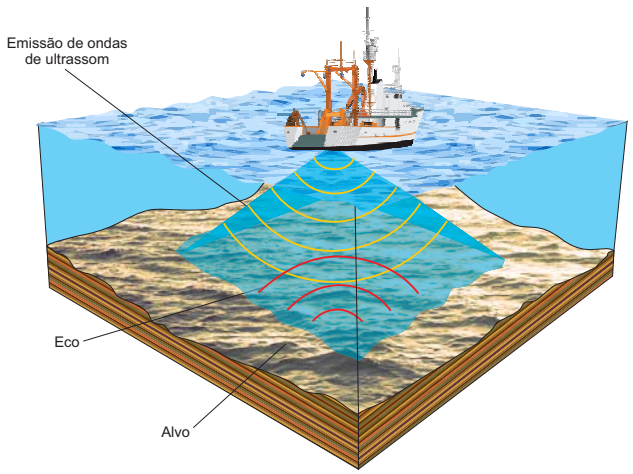


Figura 18.6 Esquema de funcionamento de um sonar.
[Fonte: <www.visualdirectionaryonline.com>].

2.7 Batimetria

A batimetria é a técnica usada para determinação e representação gráfica do relevo de áreas submersas (profundidade) nas águas continentais e nos oceanos, constituindo informação básica para estudos em Ciências do Mar. A batimetria pode ser representada por pontos, por isolinhas (semelhantes às curvas de nível utilizadas em topografia) e modelos numéricos. No caso de ambientes submersos, as cotas são representadas por valores negativos. Em regiões rasas, um método muito simples, arcaico e barato de determinar a profundidade, utilizado desde os primórdios da navegação científica, consiste em lançar um lastro (peso) amarrado a um cabo marcado de metro em metro. Atualmente, no entanto, nos estudos batimétricos, estão sendo usados altimetria por satélite e instrumentos acústicos (ecobatímetros ou ecossondas).

2.7.1 Altimetria por satélite

Uma alternativa para mapeamento batimétrico costeiro é a utilização de sistemas com ondas eletromagnéticas, o que pode ser feito com auxílio de satélites ou instrumentos aerotransportados em aviões. As imagens podem ser usadas para identificar diferentes feições e hábitats ao longo da costa e em águas rasas, onde a transparência da água não se apresenta como um problema. Essas ferramentas vão operar utilizando faixas de ondas do espectro eletromagnético. As regiões profundas dos oceanos, onde não há navegação, são estudadas por meio de sistemas de altimetria por satélite. Altímetros perfilam a forma da superfície do mar, acompanhando o relevo do fundo do mar. O sistema de altimetria por satélite inclui um radar para medir a altura do satélite acima da superfície do mar e um sistema de rastreamento para determinar a altura do satélite em coordenadas geocêntricas. O sistema mede a altura da superfície do mar em relação ao centro de massa da Terra (Fig. 18.7). Isso dá a forma da superfície do mar.

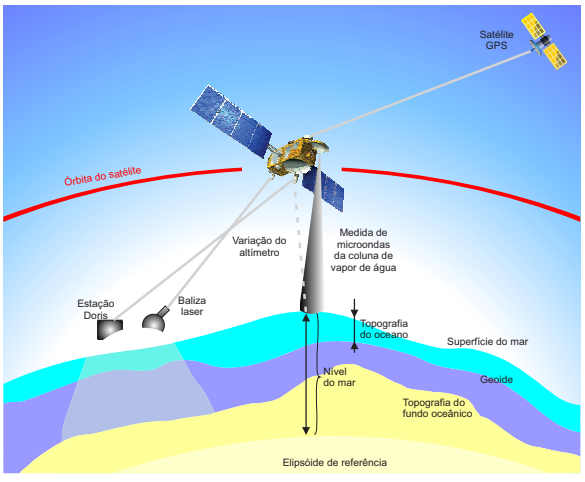


Figura 18.7 Esquema de funcionamento de altimetria por satélite segundo o sistema Jason-1. [Fonte: <www.aviso.cnes.fr>].

3 Instrumentos Acústicos

Os métodos utilizados pela hidroacústica baseiam-se em fundamentos físicos e matemáticos, a partir dos quais se podem extrair informações de interesse para o estudo dos oceanos. A baixa absorção das ondas acústicas na água do mar, em comparação com as ondas eletromagnéticas, facilita o uso rotineiro dos métodos acústicos em Ciências do Mar. As frequências típicas, associadas com a acústica submarina, estão entre 10 Hz e 1 MHz, dependendo do objetivo pretendido. Na hidroacústica aplicada à pesquisa pesqueira e à pesca, por exemplo, as frequências variam normalmente entre um mínimo de 12 e um máximo de 710 kHz. Uma frequência ainda mais baixa, de 3,5 kHz, é comumente utilizada para estudos geofísicos.

De maneira geral, quanto menor a frequência, maior é o seu alcance e menor a sua resolução. Por outro lado, frequências altas proporcionam grande resolução (permitindo, por exemplo, estudos de organismos zooplanctônicos), mas têm alcance bastante limitado (algumas dezenas de metros), em face da expressiva atenuação durante a propagação do pulso acústico.

A diferença básica entre os instrumentos acústicos utilizados em Ciências do Mar é a direção do feixe acústico. Enquanto nas ecossondas o pulso acústico é direcionado verticalmente para baixo, nos sonares o pulso é direcionado horizontalmente, o que possibilita varreduras de até 360°. Se a face do transdutor de um sonar for direcionada na vertical, para baixo, o sonar passa a operar como uma ecossonda.

3.1 Ecossonda

As ecossondas funcionam pela emissão de um sinal elétrico, que é transformado por um transdutor num pulso acústico e dirigido para baixo. Quando esse pulso atinge o substrato marinho ou algum objeto na coluna de água, parte da energia acústica é refletida e recebida pelo transdutor sob a forma de um eco e reconvertida em energia elétrica. O intervalo de tempo entre a emissão do pulso e a recepção do eco, multiplicado pela velocidade do som na água (1.463 m/s), fornece o dobro da distância do substrato (profundidade) ou a do objeto (alvo). Sua precisão é de ± 1%.

O transdutor é o componente da sonda responsável por transformar o pulso elétrico em onda sonora e transmiti-la para a coluna de água. Também é o responsável por receber os ecos de retorno e convertê-los novamente em um sinal elétrico, que será processado e armazenado. Existem três configurações diferentes de transdutor: de feixe único (*single beam*), duplo (*dual beam*) e dividido (*split beam*) (Fig. 18.8).

No sistema de feixe único (*single beam*) não é possível determinar a posição do alvo em relação ao centro do feixe acústico, portanto não permite a aplicação de correções para estimativa direta do índice de reflexão acústica individual (*target strength* – TS). Por esse motivo, as ecossondas equipadas com esse tipo de transdutor são mais utilizadas para medidas de batimetria.

Os sistemas de feixe duplo (*dual beam*) transmitem o som em um feixe estreito e recebem o eco em diferentes feixes estreitos e largos. A relação entre os dois níveis de eco é usada para calcular a distância entre o alvo e o centro do feixe e permite a compensação para o cálculo do TS.

Os transdutores de feixe dividido (*split beam*) calculam a localização do alvo em três dimensões, comparando os desvios de fase do sinal de retorno em quatro secções do transdutor. Isso permite que se aplique a compensação de diretividade no cálculo do TS, além de propiciar a estimativa da velocidade de natação de peixes *in situ*.

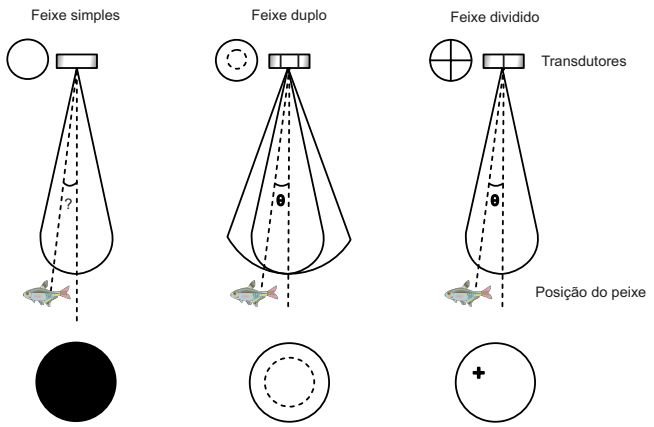


Figura 18.8 (a) Ecossonda de feixe único; (b) feixe duplo; e (c) feixe dividido. [Fonte: SIMRAD A/S].

Uma evolução do sistema é o multifeixe (*multi beam*). Uma ecossonda desse tipo pode mapear mais de um local no fundo do oceano com um único pulso acústico e com resolução mais alta do que a dos ecobatímetros convencionais. Os feixes acústicos são dispostos de forma a mapear uma área contígua ou uma faixa de fundo, permitindo assim a geração de superfícies em 3D em tempo real. A largura de faixa pode ser medida como um ângulo fixo ou como um tamanho físico que varia com a profundidade.

3.2 Sonar de varredura lateral

Associados ao sistema de mapeamento ecobatimétrico estão os procedimentos para imagear o fundo oceânico. Duas fontes de dados, trabalhando de forma distinta, permitem obter imagens do fundo, sendo a primeira os dados ecobatimétricos e a segunda os oriundos de sonar de varredura lateral.

O sonar de varredura lateral emite um sinal de frequência elevada, em intervalos regulares, em ambos os transmissores. Esses intervalos são gerenciáveis por meio do

software que opera o sistema. O sinal emitido lateralmente contempla um feixe estreito (em torno de 2 graus), no sentido paralelo à navegação, e um feixe largo (entre 40 e 60 graus), no sentido perpendicular à navegação (FIG. 18.9). Esses transdutores são os responsáveis pela recepção do sinal de retorno, após terem sido refletidos do fundo submarino.

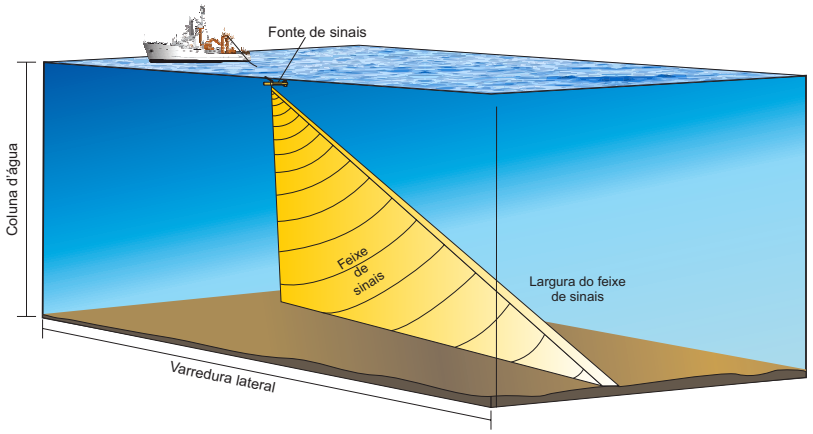


Figura 18.9 Ângulo de abertura do feixe a partir do sonar de varredura lateral. [Fonte: SOUZA, 2006].

A intensidade do sinal de retorno depende do ângulo de incidência do sinal, da textura do sedimento de fundo, das feições microtopográficas (FIG. 18.10) e da diferença de impedância acústica entre o meio (água) e o sedimento/rocha. Assim, por exemplo, para fins de caracterização do fundo, o fator textura do sedimento de fundo e a diferença de impedância entre o meio (água) e o sedimento/rocha são importantes fatores na classificação do fundo a partir de sistema de imageamento. O registro obtido é conhecido como sonograma.

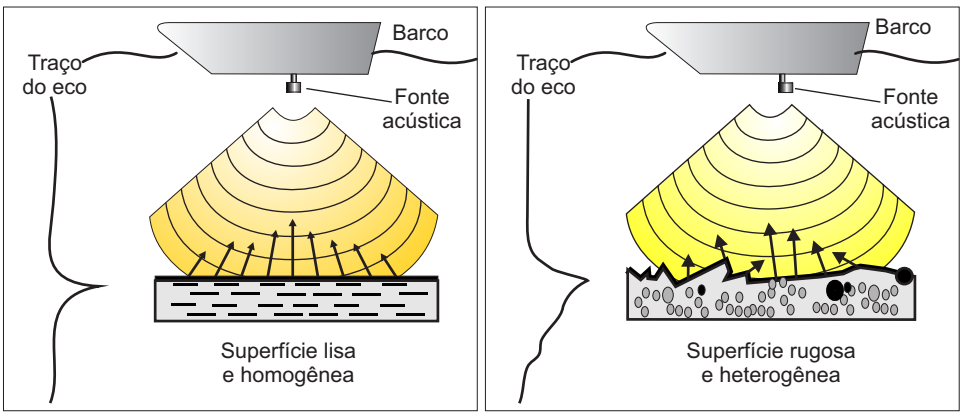


Figura 18.10 Dois tipos de fundos diferentes que promovem respostas acústicas distintas. [Fonte: SOUZA, 2006].

A operação do sonar de varredura lateral requer acessórios, como guincho oceanográfico, ponte tipo *A frame*, cabo de ligação e computador de bordo.

Vantagens: não é caro; é portátil – fácil de transportar e manusear; pode ser montado em um veículo submarino; distância oblíqua é independente da profundidade; cobre uma grande área; interpretação fácil dos dados, e fornece uma ótima imagem de um objeto sobre o fundo.

Desvantagens: feixe e cabo podem ser danificados pela embarcação; e não fornece dados batimétricos

3.3 Perfiladores sísmicos

Existem duas categorias de perfiladores sísmicos; na primeira estão os ressonantes, em que a resolução é importante, e na segunda, em que a penetração é o que importa. As fontes são semelhantes às encontradas em ecobatímetros e em sonar de varredura lateral. Nos equipamentos chamados de perfiladores de subfundo ou SBP, o emissor e o receptor do sinal formam uma única unidade física, denominada transdutor, que pode ser fixo no casco da embarcação ou rebocado (Fig. 18.11).

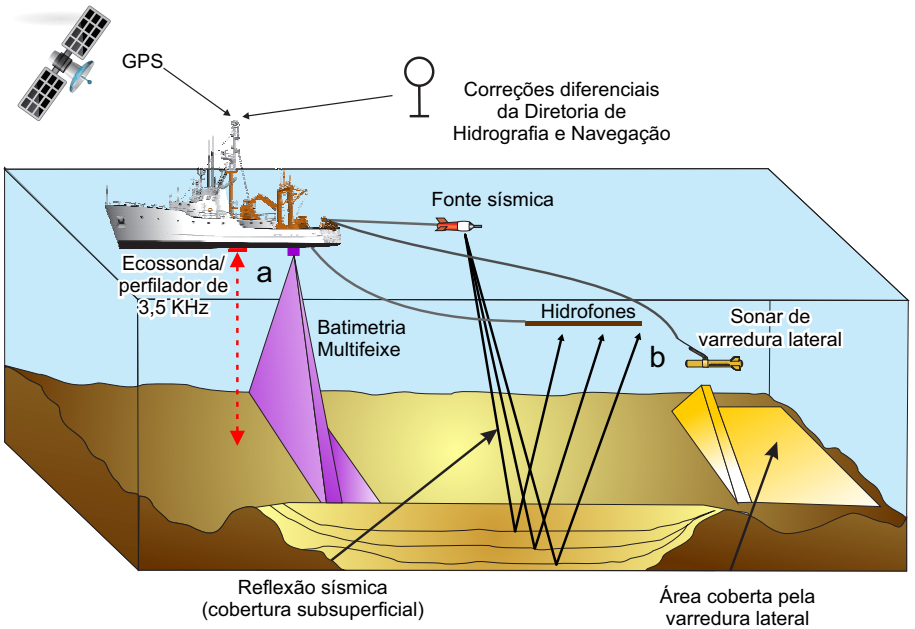


Figura 18.11 Transdutor que pode ser (a) fixo no casco, ou (b) rebocado pela embarcação. [Fonte: USGS *Coastal and Marine Geology Project*].

A sísmica de reflexão contempla os sistemas que trabalham com potências mais elevadas e frequências mais baixas, em que o objetivo é a penetração do sinal no substrato.

4 INSTRUMENTOS PARA COLETA DE DADOS AMBIENTAIS

São utilizados em estudos marinhos com o objetivo de apurar os movimentos das massas de água e suas consequências, o transporte de nutrientes e o de organismos, entre outros. Os estudos são direcionados principalmente para a determinação de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e nutrientes em diferentes áreas e profundidades no espaço e no tempo.

4.1 Garrafa de Niskin

Para capturar uma amostra de água, o modo mais simples é utilizar um coletor tipo garrafa com um termômetro de inversão. Existem vários tipos de garrafa, mas a de Niskin é a mais difundida, sendo constituída de um cilindro de plástico (PVC), com capacidade variável (1,6 a 30 litros) e com uma tampa em cada extremidade, conectadas e tensionadas por um elástico de silicone ou látex (FIG. 18.12a). Externamente, possui dois torniquetes que fixam a garrafa no cabo de aço, um disparador para o fechamento de suas extremidades, um respiro e um bico para permitir a liberação da água. Também possui um espaço para a colocação de um termômetro externo de inversão e uma alça para seu transporte. A garrafa deve ser corretamente fixada a um cabo de um guincho oceanográfico com bitola de 4 mm (3/16"), ou no máximo 6 mm (1/4"). Deve ser armada com as extremidades abertas e baixada até a profundidade desejada. Quando essa profundidade é alcançada, um peso que desliza pelo cabo, chamado mensageiro, impacta o liberador que fecha as duas extremidades e também, se for o caso, faz o termômetro de inversão girar e marcar a temperatura da água, na exata profundidade de coleta, pela quebra da coluna de mercúrio (FIG. 18.12b).

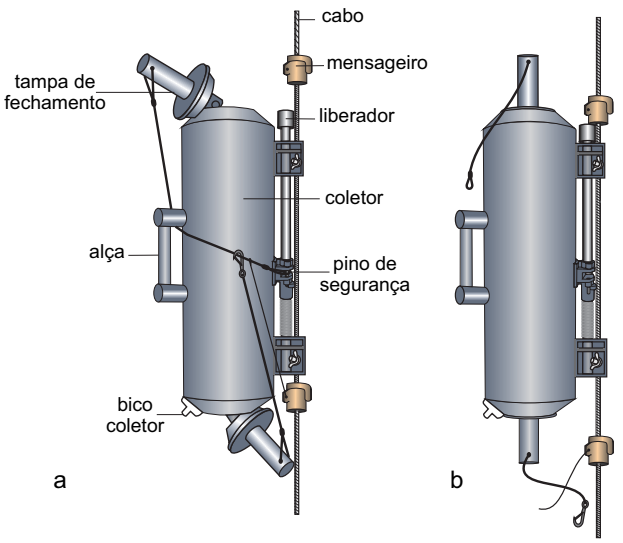


Figura 18.12 Garrafa de Niskin (a) aberta e suas partes e (b) fechada. [Fonte: Catálogo da Hydro-Bios].

As garrafas devem ser mantidas fechadas sempre que não estiverem em uso, para não forçar o elástico. Esse elástico deve ser periodicamente checado e lubrificado, pois com o tempo poderá ressecar e rebentar.

Vantagens: normalmente é pequena, de fácil manuseio e permite o conhecimento exato da quantidade de água coletada.

Desvantagens: pequeno tamanho amostral. Garrafas de maior volume são muito pesadas e pouco manuseáveis, sobretudo em embarcações pequenas.

4.2 Roseta ou carrossel

Roseta é um sistema composto por uma estrutura metálica circular e uma unidade de comando. A estrutura metálica tem a função de dispor um conjunto com 6, 12, 24 ou 36 garrafas, tipo Niskin ou *GO-flo*, de capacidade variável (de 1,4 a 30 litros cada), agrupadas em torno da estrutura, para coletar amostras de água. A estrutura metálica está adaptada também para receber um CTD[1] e outros sensores auxiliares, como fluorímetro, oxímetro, pH-metro e turbidímetro (Fig. 18.13). A unidade de comando de bordo aciona a abertura ou fechamento das garrafas e também permite a leitura *in situ* da profundidade, através de um *software* instalado em um computador.

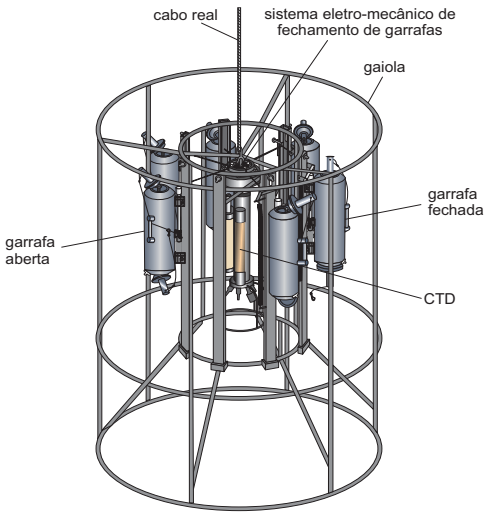


Figura 18.13 Roseta e suas partes. [Fonte: Catálogo da Hydro-Bios].

A estrutura, equipada com um dispositivo de liberação e com um sensor de profundidade integrado, é fixada ao cabo de aço de um guincho oceanográfico e baixada pela ponte tipo *A-frame*. As garrafas são fechadas automaticamente, na sucessão

[1] CTD: sigla de *condutivity, temperature and depth.*

de sua montagem em volta da armação metálica, da direita para a esquerda (n°. 1, 2,.., 6). Em geral, a roseta desce até a proximidade do fundo, quando a primeira garrafa é fechada. Em seguida, as garrafas restantes são fechadas uma de cada vez, no retorno à superfície, para criar um perfil vertical de amostras de água do fundo até a superfície. Uma vez na superfície, a roseta é colocada a bordo do navio de maneira que permita a rápida retirada da água das garrafas e sua preservação para as análises das suas propriedades em diferentes profundidades. Essa estrutura, quando preparada, pode operar em profundidades superiores a 3.000 m.

Vantagens: fácil de usar, uso de vários sensores, estrutura simples e coleta em grandes profundidades.

Desvantagens: difícil de ser transportada e pode ser frágil.

4.3 CTD

CTD é o principal instrumento utilizado para determinar as propriedades físicas da água do mar (Fig. 18.14), fornecendo, através de sensores, um registro contínuo e preciso da temperatura e da condutividade (salinidade) em várias profundidades, o que ajuda a entender a estrutura e dinâmica das massas de água. Normalmente é composto por uma unidade submergível com sensores de condutividade, temperatura e pressão e ainda de uma bomba, podendo ser adicionados outros sensores, como os para pH, oxigênio dissolvido e clorofila, entre outros. Para escolha de um CTD é preciso levar em consideração os parâmetros a serem determinados; as condições em que as medições serão efetuadas; a precisão necessária para cumprir os objetivos do trabalho; e a profundidade máxima em que o equipamento será usado.

O CTD mede a condutividade, temperatura e pressão da coluna de água, embora seu nome em inglês transmita a ideia de que também esteja medindo a profundidade. Esta variável é calculada através da relação entre pressão e profundidade o que envolve a densidade da água, assim como a força do campo gravitacional local.

O funcionamento do CTD é baseado no princípio de medições elétricas. Possui uma bomba que força a passagem rápida da água pelos sensores de temperatura e condutividade, evitando leitura em tempos diferentes e, portanto, em profundidades diferentes, uma vez que a leitura da condutividade é mais lenta do que a da temperatura. O CTD tem capacidade de memória interna para armazenar os dados, mas também podem ser transmitidos diretamente, por um cabo condutor, para um computador de bordo em tempo real.

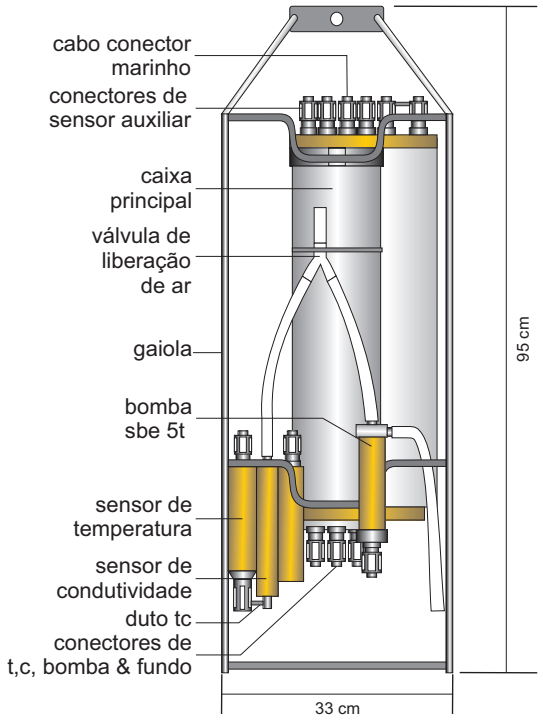


Figura 18.14 CTD e suas partes. [Fonte: Catálogo da Sea-Bird Electronics Inc.].

Os acessórios necessários para operar o CTD incluem guincho oceanográfico, unidade de comando externo, computador e cabo eletromecânico para dados em tempo real.

> **Vantagens**: pouco peso; precisão dos dados coletados; observação instantânea da temperatura e salinidade; e possibilidade de uso em profundidades de até 6.000 m.
>
> **Desvantagens**: cada sensor é calibrado individualmente; a calibração é feita pelo fabricante; e alguns modelos podem ser complexos.

4.4 Perfilador acústico de corrente

Um perfilador acústico de corrente, *acoustic doppler current profiler* (ADCP em inglês), é um instrumento usado para medir a direção e a velocidade de correntes (Fig. 18.15). Quando um ADCP é lançado através de uma âncora ao fundo do mar, é possível medir a velocidade da corrente em intervalos iguais de profundidade até a superfície. O instrumento também pode ser montado horizontalmente em boias, estacas em rios ou em canais, e no casco de embarcações, abaixo da superfície, tomando medições de corrente mesmo em movimento. Em áreas muito profundas, pode ser baixado em um cabo a partir da superfície.

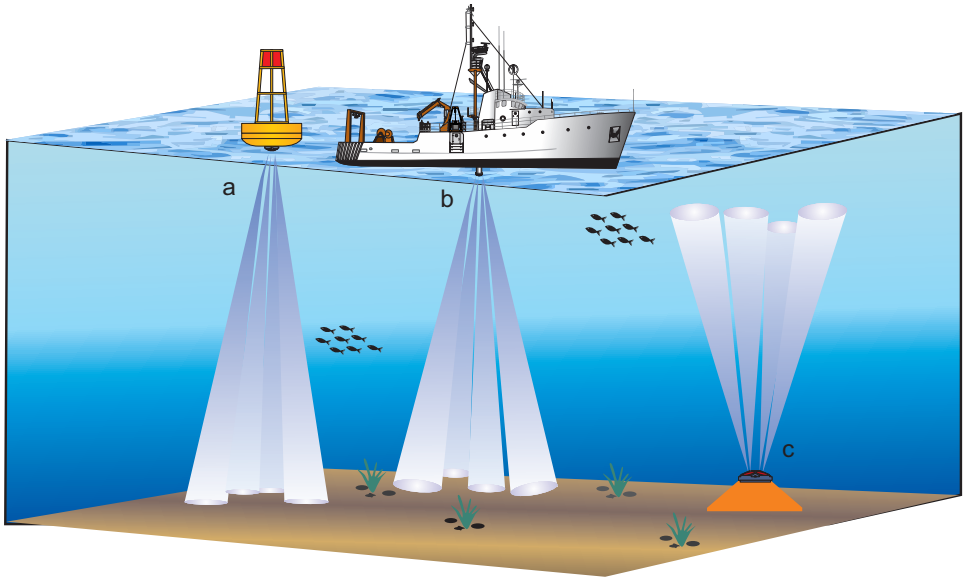


Figura 18.15 Perfiladores acústicos de correntes (ADCPs) em diferentes tipos de meios: (a) numa boia; (b) num navio; (c) no fundo. [Fonte: Möller e Abe, 2011].

O ADCP mede correntes de água transmitindo ondas de som, utilizando um princípio chamado efeito Doppler. Uma onda sonora tem uma frequência mais alta quando se move em direção ao observador do que quando se afasta. É possível ouvir o efeito Doppler quando um carro passa acelerando e a intensidade do som diminui à medida que o carro desaparece.

O ADCP opera transmitindo pulsos de som a uma frequência muito alta e constante na água. As ondas sonoras batem em partículas em suspensão e refletem o som de volta para o instrumento. Em razão do efeito Doppler, as ondas sonoras que retornam de uma partícula em suspensão que se move longe do aparelho têm frequência mais baixa, enquanto partículas que se deslocam mais próximo enviam ondas de frequência mais alta. O instrumento usa essas diferenças para calcular a velocidade da partícula e a da água em torno dela.

ADCPs que são montados no fundo precisam de uma âncora, baterias e um coletor de dados interno. Em uma embarcação é montado em uma espécie de contêiner com fornecimento de energia, um computador de bordo para receber os dados e um sistema de navegação GPS. Os ADCPs podem armazenar dados, mas não possuem sistema de leitura própria, por isso necessitam de um *software* e de um computador para a interpretação dos dados.

Vantagens: um só equipamento é capaz de medir a corrente em várias profundidades; medidas de uma coluna de água de até 1.000 m de profundidade; medidas de correntes de pequena escala; e medidas da velocidade absoluta da água e não apenas relativa entre massas de água.

Desvantagens: dependem de baterias; em águas muito claras os pulsos podem não encontrar partículas em suspensão suficientes para obtenção de ecos; bolhas na água causadas por turbulências ou natação de organismos marinhos podem fazer o instrumento ser impreciso no cálculo da corrente; crescimento de cracas e algas no transdutor afeta a leitura; e são vulneráveis a artes de pesca.

4.5 Perfiladores (amarrações) e boias

As correntes oceânicas estão constantemente em movimento, os organismos planctônicos se desenvolvendo e o fundo do mar está continuamente sendo construído. Para recolher dados de longo prazo desses fenômenos, os pesquisadores criaram formas para deixar os instrumentos trabalhando continuamente no meio ambiente. Os observatórios fixos, através de vários tipos de sondas ou instrumentos, ancorados por cabos, boias, pesos e flutuadores, permitem a observação das mudanças do oceano e do fundo do mar (Fig. 18.16).

Na superfície, amarrações e boias podem ser montadas com sensores meteorológicos, sistemas de comunicação (como satélite ou rádio transmissor e receptor) e painéis solares para fornecer energia para os instrumentos. Abaixo da linha de água, um cabo pode conter instrumentos, incluindo medidor de corrente, sensores de temperatura, de pressão e de condutividade, sensores químicos, armadilhas de sedimentos, gravadores de dados, *modems* e ecossonda acústica.

A manutenção dos instrumentos ancorados e em funcionamento requer como acessórios: lastro de cimento, por ser menos agressivo ao ambiente; cabos de aço, náilon ou Kevlar; flutuadores de fundo de vidros envoltos com plástico, para manter a amarração esticada e fora do fundo do mar; mecanismos de liberação, mecânicos ou eletrônicos, que liberam os instrumentos à superfície, independentes um dos outros; e flutuadores subsuperficiais ou boias de superfície, normalmente feitos de espuma ou outros materiais flutuantes, que também são usados para manter a amarração vertical e os instrumentos de apoio.

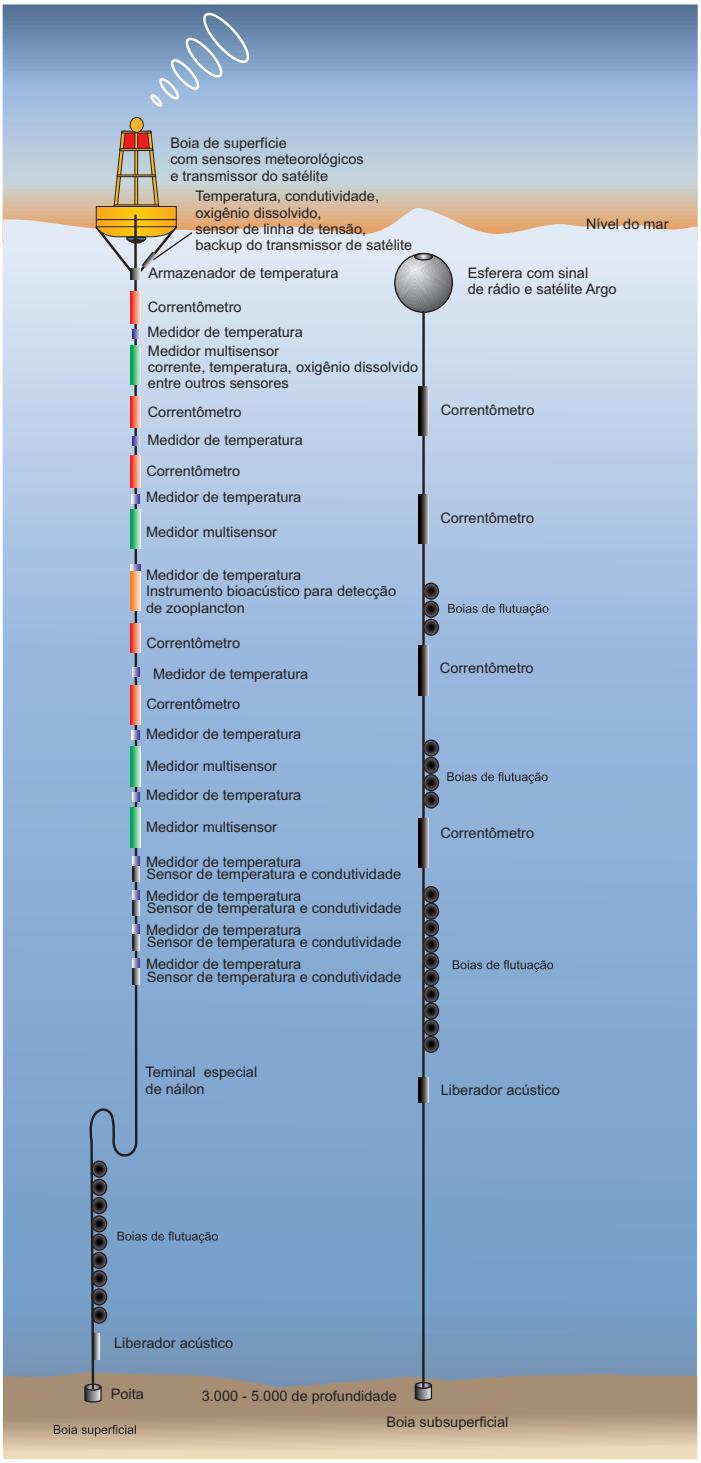


Figura 18.16 Esquema de amarrações e boias fixadas em locais estratégicos do oceano, para acompanhar processos oceânicos e interações ar-mar, que influenciam o clima da Terra. [Fonte: Jayne DOUCETTE, Instituto Oceanográfico Woods Hole].

4.6 Veículos submarinos

Por muito tempo, as condições adversas das profundezas dos oceanos limitaram os conhecimentos à superfície, principalmente próximo do litoral. A partir da década de 1960, quatro tipos básicos de veículos de exploração, descritos a seguir, foram desenvolvidos para explorar em detalhes as profundezas dos oceanos.

4.6.1 Veículo ocupado por humano (HVO)

Conhecidos como HVO, do inglês *human occupied vehicle*, são veículos caros e complexos, que costumam levar para o fundo do mar no máximo cinco pessoas, entre observadores e pilotos, por um período limitado de tempo. São construídos para suportar a pressão extrema das profundezas dos oceanos, permitindo aos cientistas fazer observações detalhadas, coletar amostras e recuperar ou realizar experiências no fundo do oceano. Além de estar equipado com um braço manipulador, câmeras, sensores e instrumentos de coleta, o HOV também permite a observação direta, uma das principais vantagens de sua utilização. Um exemplo de HOV é o *Alvin,* do Woods Hole Oceanographic Institute (Fig. 18.17).



Figura 18.17 HOV *Alvin.* [Fonte: desenho gráfico do *Woods Hole Oceanographic Institute*].

4.6.2 Veículo remotamente operado (ROV)

Conhecidos como ROV, do inglês *remotely operated vehicles*, são equipamentos com propulsão própria, que permanecem ligados à embarcação através de um cabo, permitindo aos pesquisadores controlar o veículo a partir da superfície para fazer observações, coletar amostras e realizar experimentos (Fig. 18.18).

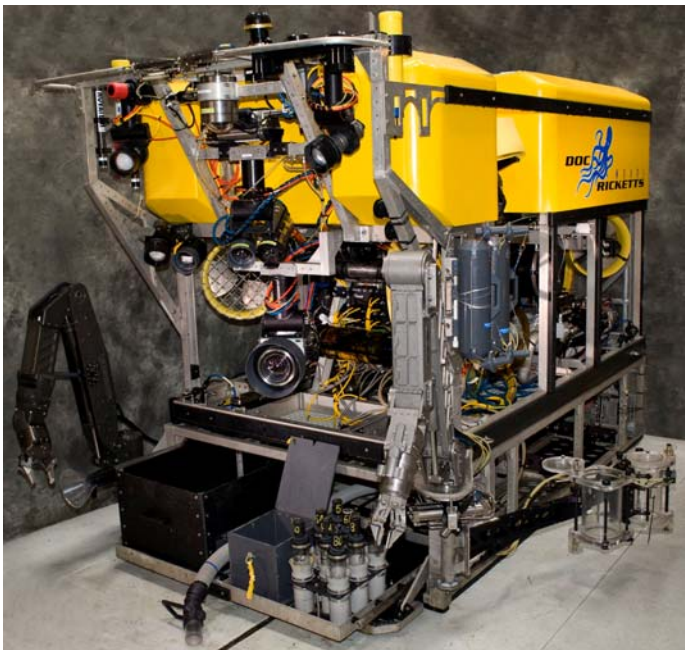


Figura 18.18 ROV *Doc Ricketts*. [Fonte: <www.mbari.org>].

Esses veículos podem permanecer abaixo da superfície durante várias horas sobre um alvo, uma grande área ou no leito do oceano. O cabo envia e recebe sinais de velocidade e direção, manipulados em tempo real por um piloto na embarcação. Dados de sensores e uma câmera permitem ao piloto controlar o braço mecânico do veículo para coletar amostras do fundo do mar a qualquer momento.

Vários instrumentos, como CTD, ADCP, câmera digital, sonar, sensor de bioluminescência, fluorímetro, radiômetro, sensor óptico para turbidez, *video plankton recorder*, sensores para oxigênio dissolvido, dióxido de carbono, alcalinidade, nutrientes, entre outros, além de pequenas redes coletoras de organismos planctônicos, podem ser acoplados ao ROV.

Para operar o veículo são necessários: uma embarcação para o seu lançamento e recolhimento em alto- mar; cabo umbilical; operador a bordo; câmera de vídeo digital; iluminação; e braço mecânico de manipulação e de corte.

4.6.3 Veículo subaquático autônomo (AUV)

Os veículos subaquáticos autônomos (AUV), do inglês *autonomous underwater vehicles*, diferem dos ROV por não possuírem nenhuma ligação direta com a embarcação, podendo ser programados para se comunicar periódica ou continuamente através de sinais de satélite (Fig. 18.19).

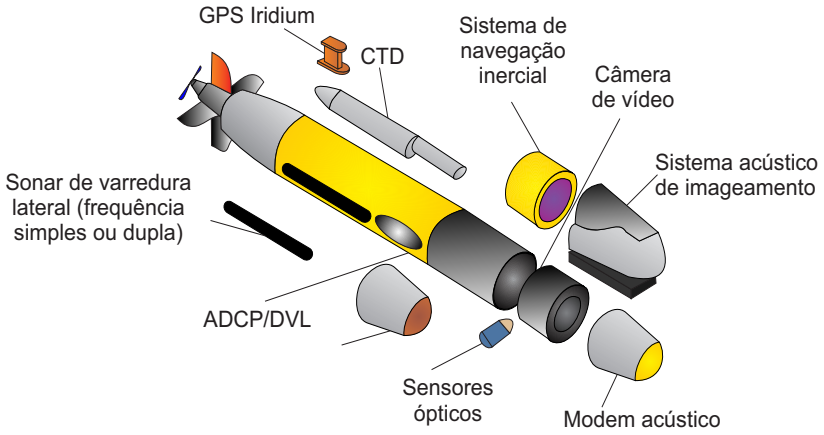


Figura 18.19 *Remus* 100 AUV e seus componentes. [Fonte: <www.km.komberg.com>].

Dependendo de sua concepção, um AUV pode ficar navegando em trajetória precisa pré-programada, controlado e pilotado por meio de um computador de bordo ou em terra, coletando dados da superfície ou do fundo do oceano em tempo real. Alguns AUVs também podem tomar decisões por conta própria, mudando seu perfil de missão com base em dados ambientais que recebem através de sensores.

Para operar, o AUV necessita de: uma embarcação para o seu lançamento e recolhimento em alto-mar; baterias recarregáveis; *transponder*; GPS; sensores de orientação e de profundidade; sistema de comunicação com satélite; sistema de navegação inercial, e computador.

Vários instrumentos, como CTD, ADCP, câmera de vídeo digital, câmera digital, *side scan sonar*, sensor de bioluminescência, fluorímetro, radiômetro, sensor óptico para turbidez, *video plankton recorder*, sensores para oxigênio dissolvido, dióxido de carbono, alcalinidade, nutrientes, entre outros, podem ser acoplados ao AUV.

4.6.4 Planador submarino

O planador submarino, ou *glider*, é um veículo subaquático autônomo (AUV) que pode operar em qualquer corpo aquático. É uma plataforma de medição moderna e de baixo custo, planejada para receber sensores que podem coletar vários tipos de dados, tais como velocidade e direção das correntes, profundidade, temperatura, salinidade, nitritos e nitratos, oxigênio dissolvido, matéria orgânica dissolvida, material em suspensão, fito e zooplâncton, entre outros (Fig. 18.20a). Esses instrumentos podem ser programados para seguir uma rota preestabelecida e, dependendo da carga útil dos sensores e da bateria, podem operar durante meses sem contato humano. Durante a missão, o operador do planador pode ajustar os pontos de coleta e as estratégias de

amostragem a partir de sua sala, usando um *link* de satélite para se comunicar com o aparelho. Enquanto em operação, os dados podem ser enviados para um servidor em terra, também via satélite, e disponibilizados aos cientistas quase em tempo real.

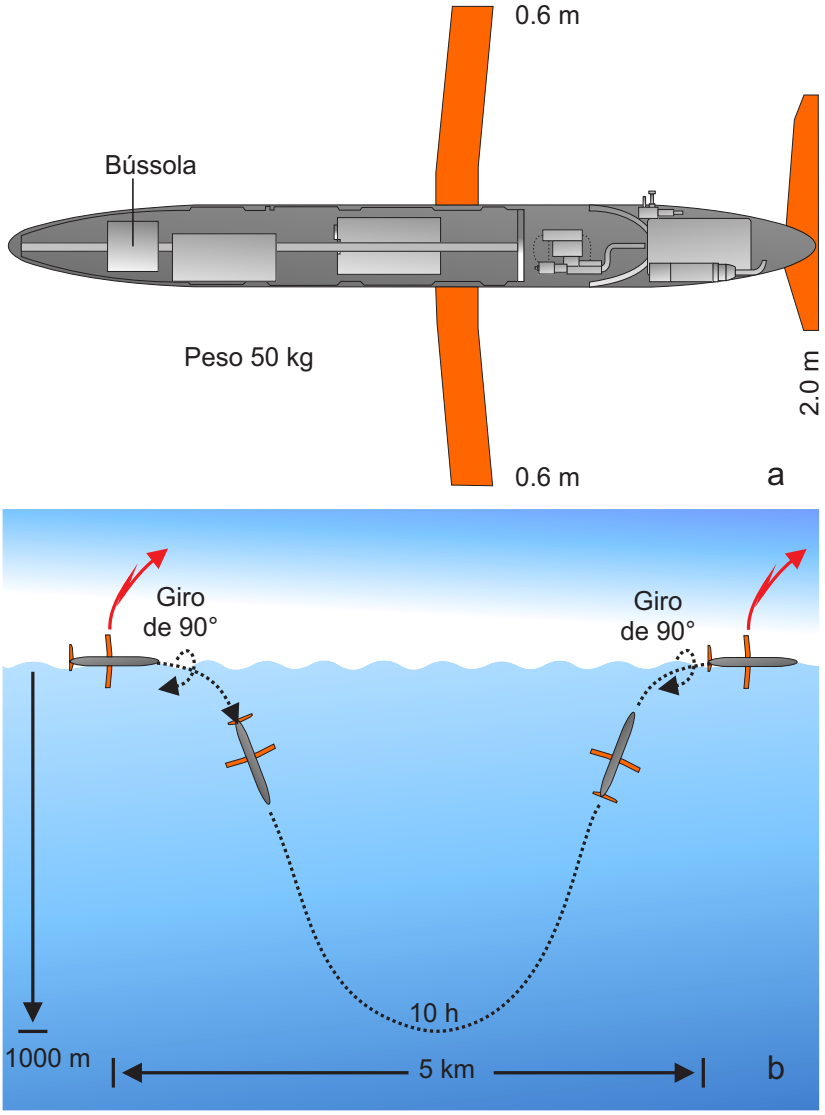


Figura 18.20 *Spray glider*, (a) componentes; e (b) funcionamento. [Fonte: <www.oar.noaa.gov].

Os planadores submarinos são projetados para ser controlados via satélite, podendo ficar no ambiente aquático por longos períodos de tempo e viajar grandes distâncias. Isso é possível por seu baixo consumo de energia, uma vez que não usam qualquer meio de propulsão para frente (hélice ou jato de água). Em vez disso, os planadores

têm um pistão na porção anterior, chamado de bomba de flutuabilidade, que assimila ou libera o equivalente a 400 ml de água do mar. Quando a bomba assimila a água, o nariz fica mais pesado do que a água do mar circundante e o planador é direcionado para baixo. As aletas do planador, que são hidrodinâmicas, permitem que o aparelho deslize (daí o nome **planador**) para baixo e para frente, em vez de apenas afundar. Quando chega à profundidade desejada, a bomba libera a água e o nariz do planador fica mais leve do que a água do mar circundante, o que faz com que deslize para cima e para frente em direção à superfície (Fig. 18.20b). Esse padrão se repete constantemente, em um movimento ondulatório de descida e subida, e sempre adiante, com uso mínimo de energia. Os modelos atuais podem ter autonomia de até um ano. Novos planadores em projeto serão capazes de operar por até cinco anos.

Para operar, os planadores submarinos necessitam de: uma embarcação para o seu lançamento e recolhimento em alto-mar; GPS; sensores de orientação; e sistema de comunicação com satélite.

Vários instrumentos – CTD, ADCP, sensor óptico para turbidez, sensores para oxigênio dissolvido, dióxido de carbono, alcalinidade, nutrientes, entre outros – podem ser utilizados pelos planadores submarinos.

> **Vantagens**: coleta dados com um custo menor do que embarcações; armazena energia das ondas para o impulso, não dependendo de baterias ou combustível para o seu funcionamento; quando na superfície permite a colocação de sensores na interface ar-mar; pode coletar dados constantes por longas distâncias; sinais de comando, controle e telemetria são transmitidos em tempo real, via satélite; e pode ser facilmente recuperado e reutilizado.
>
> **Desvantagens**: pode causar danos a embarcações; e desenvolve pouca velocidade.

5 Instrumentos para Coleta de dados Biológicos

Os organismos aquáticos marinhos estão ecologicamente divididos em planctônicos, bentônicos e nectônicos. Devido à diversidade dessas formas de vida, um único aparelho tem dificuldades para coletar as três categorias, razão pela qual existem coletores específicos para cada uma delas. Características como o tamanho do organismo, a profundidade em que ocorre e a sua capacidade de deslocamento são fundamentais para o desenho do coletor.

5.1 Instrumentos que coletam organismos plantônicos

É possível dividir os equipamentos de coleta para organismos planctônicos em três categorias, conforme descrito a seguir.

5.1.1 Instrumentos que "capturam" como garrafas de Niskin ou *GO-flo*

Essas garrafas são as mais utilizadas para coleta de fitoplâncton, em geral microvegetais fotossintéticos, como diatomáceas, dinoflagelados, protistas e cianobactérias.

A garrafa do tipo Niskin já foi descrita na coleta de água para estudos físicos e químicos (Fig. 18.9). Já a garrafa tipo *GO-flo* (Fig. 18.21) é abaixada por cabo, fechada e, depois de uma certa profundidade, aberta por pressão hidrostática para a coleta de água na profundidade correta. Para seu segundo fechamento antes da subida, é lançado pelo cabo um mensageiro.



Figura 18.21 Garrafa *GO-flo*. [Fonte: <www.generaloceanics.com>].

Para operar essas garrafas são necessários como acessórios: guincho oceanográfico, e mensageiro.

Vantagens: volume correto, e a água não é contaminada por organismos durante a descida e subida.

Desvantagens: pouco volume, e os indivíduos maiores escapam.

5.1.2 Os sugadores ou bombas

Sistema cada vez mais utilizado, principalmente quando a operação é realizada com embarcações de pequeno porte para coletas em profundidades de até 15 m.

5.1.2.1 Bomba centrífuga

A bomba do tipo externa, a mais utilizada, consiste em uma centrífuga elétrica ou a gasolina, com potência para **sugar** os organismos na profundidade proposta. A mangueira de sucção deve ter um mínimo de 5 cm (2") de diâmetro e a ponta sugadora deve ser baixada, já com água no seu interior, por meio de um cabo com lastro na ponta. Um cabo marcado de metro em metro permite baixar o sugador até a profundidade desejada. Alcançada a profundidade de coleta, a bomba é ligada e na saída a água passa por um sistema com uma ou várias telas para a filtragem dos organismos. Se várias telas forem utilizadas, elas devem ser posicionadas da maior para a menor, para a separação dos organismos por tamanho já no momento da filtragem. O tempo de sucção da água vai depender da potência e vazão da bomba. Embora seja possível medir o volume de cada amostra por tempo e velocidade de vazão da bomba, é mais fácil colocar na saída da bomba um medidor de vazão.

Para operar essas bombas são necessários, como acessórios: guincho oceanográfico, e lastro.

> **Vantagens**: pode ser operada por uma pessoa; profundidade exata de coleta, quando a embarcação está parada; coleta amostras simultâneas de plâncton e dados ambientais; volume exato de água; separa os organismos por tamanho, com a utilização de telas de tamanho variável; opera próximo a costões rochosos e em recifes de corais, e é fácil detectar falhas na operação.
>
> **Desvantagens**: pequeno volume de água filtrada; causa danos em algumas espécies; dificuldade de coleta em maiores profundidades; permite o escape de organismos maiores; e sistema pode ser complexo.

5.1.2.2 CUFES

O amostrador subaquático contínuo de ovos de peixe, em inglês, *continuous underway fish egg sampler* (CUFES), como o próprio nome já revela, foi desenvolvido para a captura de ovos de peixe. O equipamento consiste em uma bomba submersa, de operação contínua, fixada no casco da embarcação, à profundidade de três metros; um aparato para concentrar (concentrador) organismos de tamanho grande, como ovos de peixe; um dispositivo de bancada para análise de partículas, incluindo um contador óptico de plâncton, em inglês, *optical plankton counter* (OPC); uma câmera de vídeo, e um coletor, que permite uma estimativa em tempo real da abundância de ovos de peixes pelágicos (Fig. 18.22).

A bomba subaquática do tipo semi-vortex, com capacidade de 640 l/min, opera ao lado da embarcação, através de um ducto flexível que passa por dentro de um cano de aço inox fixado na vertical do casco, a 3 m de profundidade. A água bombeada passa por outro cano flexível, de 7,6 cm de diâmetro, para chegar ao concentrador. O concentrador consiste em um recipiente de 50 litros fechado, que possui no interior

uma tela oscilante. A água bombeada entra nesse recipiente por cima e, depois de filtrada, sai pelas laterais e por mangueiras flexíveis para a borda da embarcação. O quadro com a malha move-se lateralmente, numa distância de 2-3 cm, a uma frequência de 5,75 Hz. A malha da tela pode ser selecionada para reter os organismos alvos e permitir a passagem daqueles que podem confundir o contador óptico no momento da contagem. O material concentrado é levado por gravidade, através de tubos transparentes, até o sensor eletrônico e finalmente até o coletor mecânico. Organismos podem ser identificados por um contador óptico de plâncton (OPC), por tamanho e também pelas características de forma.

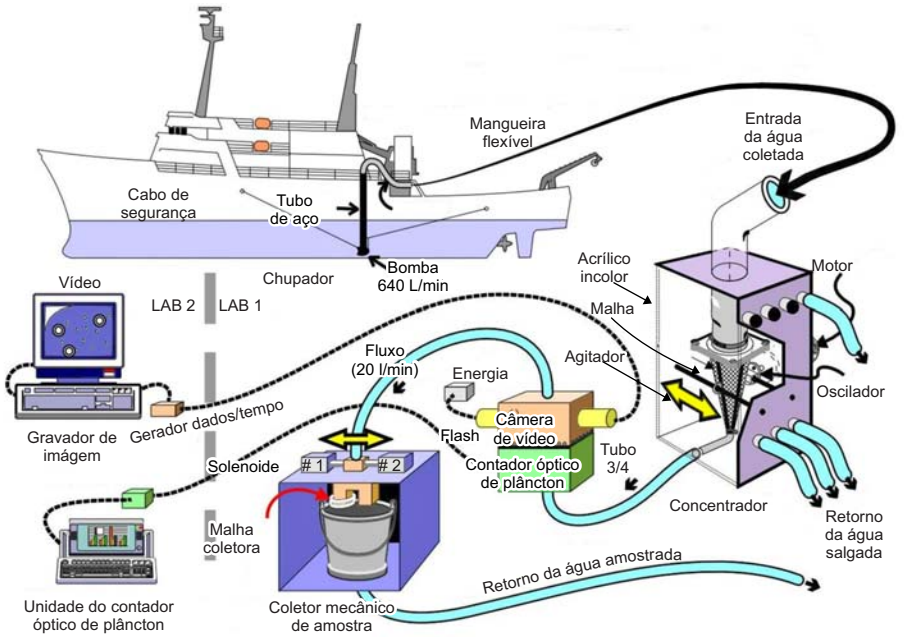


Figura 18.22 Amostrador subaquático contínuo. [Fonte: <swfsc.noaa.gov>].

O CUFES é um sistema que pode ser operado com a embarcação em movimento de até 12 nós e em qualquer condição de tempo, de calmaria até tempestades mais severas. No entanto, bolhas formadas no momento da coleta podem afetar a análise dos dados quando da contagem pelo OPC. Para operar o CUFES são necessários acessórios como: local no costado da embarcação para montar a bomba; cano de aço inox do sugador até o final da borda da embarcação; canos flexíveis de 7,6 cm (3") de diâmetro; cabo elétrico para a bomba, e laboratório ou uma área protegida para o concentrador.

> **Vantagens**: opera em qualquer condição meteorológica; permite coleta contínua; outros tipos de coleta podem ser feitos simultaneamente; resultados de abundância em tempo real.

Desvantagens: coleta restrita à profundidade de 3 m, e pode danificar organismos.

5.1.3 Redes coletoras

As redes são os amostradores mais utilizados para a coleta de organismos zooplanctônicos, podendo variar em forma e tamanho. Como atualmente existem vários modelos no mercado, para a escolha correta do aparato de coleta é preciso considerar fatores como o propósito do estudo, as características biológicas e ecológicas dos organismos, a geografia da área de estudo e o tipo de embarcação, entre outros. Comumente, as redes são mais utilizadas para a coleta de organismos em uma grande quantidade de água.

O tamanho de abertura de malha do corpo de uma rede é a principal decisão a ser tomada durante o desenho amostral, uma vez que determinará os organismos que serão coletados. A abertura de malha, no caso, varia de 20 a 500 μm.

Embora as redes de forma cônica ou cilindro-cônica possam ser adotadas como padrão de rede, vários outros tipos foram desenvolvidos ao longo do tempo, sempre baseados no princípio de filtração da coluna de água e considerando três características básicas (Fig. 18.23):

Abertura ou boca: em geral rígida na porção anterior, por onde entra a água, delimitada por um aro que dá forma à rede, com estrutura que pode ser circular, retangular, quadrada ou pentagonal.

Corpo: elemento principal da rede, composto de uma malha filtrante (em geral fina), que pode variar em comprimento, conforme a espessura da malha utilizada.

Coletor: local onde fica depositada a amostra coletada, localizado no extremo posterior da rede e fixado por um encaixe preso por uma braçadeira.

As redes foram desenvolvidas para melhorar o conhecimento sobre a biologia, abundância, distribuição e dispersão dos organismos planctônicos. Os tipos de redes podem ser divididos em: simples; com mecanismo de fechamento; com mecanismo de abertura e fechamento simples; com mecanismo de abertura e fechamento múltiplo; e de alta velocidade.

5.1.3.1 Redes simples

O modelo de rede mais simples é composto por uma boca (abertura) rígida, onde entra a água, malha filtrante e um recipiente coletor. Pode ter várias formas, sendo as mais comuns as de boca arredondada cônica, cilindro-cônica ou cônica com boca reduzida. Algumas redes são quadradas, retangulares ou, ainda, pentagonais e não

apresentam abertura rígida, sendo arrastadas a uma velocidade de um a dois nós e por tempo não superior a cinco minutos. Os modelos mais utilizados são:

CalCoFI: é a mais simples das redes empregadas em trajetos horizontais, independente do tipo de ambiente aquático (Fig. 18.23a).

WP-2: é a rede-padrão, recomendada pelo *Working Party* n° 2, da UNESCO, para o estudo quantitativo, comparativo e de biomassa do meso e macroplâncton, até a profundidade de 200 m (Fig. 18.23b).

Bongo (MARMAP): é uma rede com aro em aço inoxidável ou fibra de vidro, composta de duas bocas unidas entre si por um eixo central, com 60 cm de diâmetro por 30 cm de profundidade, onde é conectado o cabo de reboque, de modo que não há qualquer tipo de material que atrapalhe o fluxo da água na frente da boca da rede (Fig. 18.23c). Cada cilindro corresponde a uma boca de rede, permitindo fazer arrastos com malhas diferentes, o que é uma vantagem. Pode ser arrastada em trajetos oblíquos em velocidades de até seis nós, mas também serve para qualquer tipo de trajeto. Um depressor hidrodinâmico ajuda a alcançar a profundidade desejada.

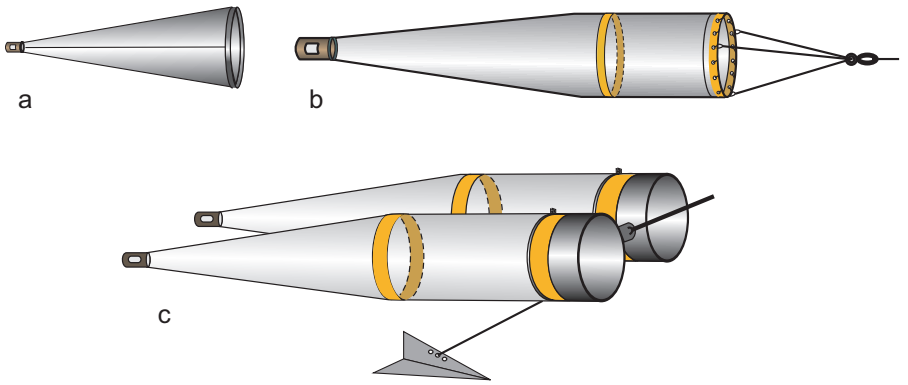


Figura 18.23 Redes de plâncton simples: (a) CalCoFi; (b) WP2; e (c) bongo. [Fonte: (a) Omori e Ikeda, 1984; (b) Calazans et al., 2011; (c) Posgay e Marak, 1980.

5.1.3.2 Redes com mecanismo de fechamento simples

O sistema de fechamento mais simples e eficiente é o feito por estrangulamento da porção anterior da rede. Os requisitos fundamentais para reunir um mecanismo disparador adequado e versátil são: o fácil manuseio; baixa complexidade de construção; bom funcionamento (em, pelo menos, 90% dos casos), e poder ser utilizado com redes de tamanho considerável e de alta capacidade de filtração.

As redes CalCoFi e WP-2 descritas acima podem ser utilizadas com mecanismo de fechamento simples, mas para tanto é necessário fazer modificações. A CalCoFi, que é cônica, deve possuir uma cinta de lona de 10-20 cm de comprimento, a aproximadamente 50 cm da boca, onde são fixadas várias argolas de 2 cm de diâmetro, por onde passa um cabo resistente, que atua como um laço. Já a WP-2, que é cilindro-cônica, deve ter essa cinta de lona no final de sua porção cilíndrica. Um lastro de 15 a 20 kg e o copo coletor também são atados ao aro da boca, através de três cabos. A rede é presa ao mecanismo de fechamento por dois elos, sendo um móvel, para as amarras da boca da rede, e um fixo, para o cabo de fechamento, que passa pela cinta de lona. Alcançada a base do estrato que se queira amostrar, a rede começa a ser içada, lentamente (próximo a 1 m/s), até atingir a profundidade desejada. Findo esse trajeto, o mensageiro é lançado da superfície, através do cabo de reboque, para liberar os três cabos da boca da rede do elo móvel, de modo que a tensão feita pelo lastro seja transferida ao cabo que passa pela cinta de lona, preso no elo fixo, detendo a entrada de material (Fig. 18.24).

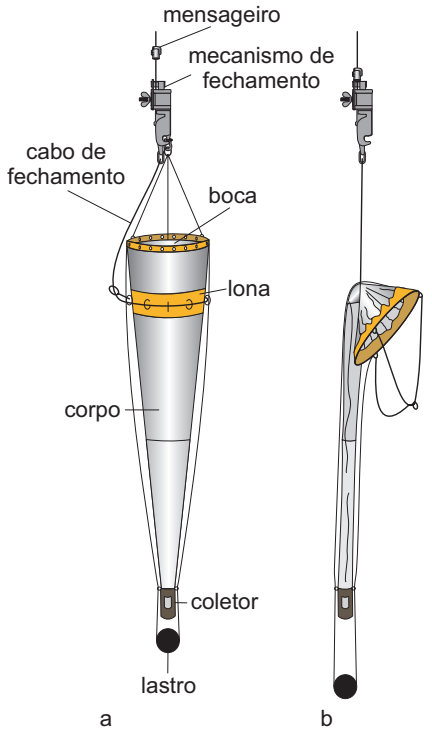


Figura 18.24 Rede de fechamento e suas partes: (a) aberta; e (b) fechada. [Fonte: Fraser, 1966].

Para operar as redes com fechamento simples são necessários acessórios como: guincho oceanográfico; peso (lastro); medidor de fluxo; medidor de ângulo (trajeto oblíquo e horizontal de fundo); mecanismo de fechamento (trajeto vertical e horizontal de fundo); mensageiro (trajeto vertical de horizontal de fundo).

Vantagens: filtração rápida de grande volume de água; probabilidade de captura de espécies raras; dependendo da malha utilizada, poderá ser seletiva, capturando apenas os organismos-alvo do estudo; modelos diversificados; fácil manuseio, e baixo custo.

Desvantagens: colmatação, o que altera a sua eficiência; volume de água estimado; contaminação, por misturar organismos estranhos à camada de água preferencial, quando a rede é içada; extrusão, ou seja, a fuga de organismos menores pela abertura de malha escolhida, devido à velocidade de coleta; evitamento, fuga de organismos maiores ou devido à baixa velocidade de arrasto; dificuldade de amostrar estratos específicos; e não detecta a distribuição agrupada dos organismos em pequena escala.

5.1.3.3 Redes com mecanismo de abertura e fechamento múltiplo

Estas redes, como a *Multinet* (Fig. 18.25), da firma Hydro-Bios, foram desenvolvidas para resolver problemas de coleta nos trajetos horizontais de profundidade ou oblíquos, em que a rede passa por várias profundidades (as vezes com propriedades de temperatura e salinidade diferentes) e por vários agrupamentos de organismos, o que torna complexa a investigação de distribuição e abundância vertical.

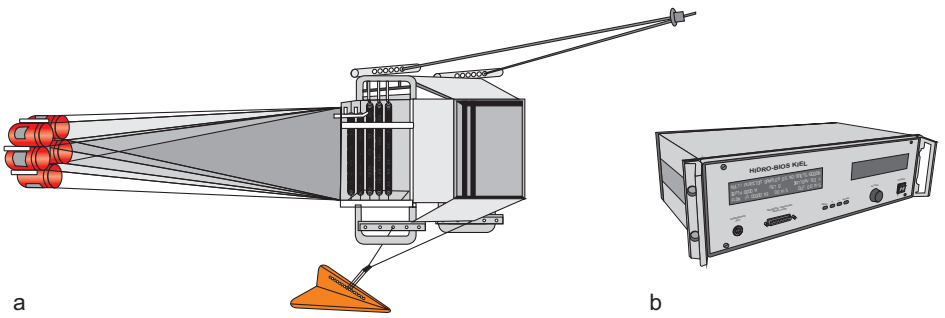


Figura 17.25 Rede múltipla, composta de (a) amostrador e (b) unidade de comando. [Fonte: <www.hydrobios.de>].

Os coletores de mecanismo de abertura e fechamento múltiplo possuem várias redes (de 3 a 20) e permitem a abertura e o fechamento individual de cada uma delas em profundidades, ou intervalos de profundidades, escolhidos pelo investigador, de acordo com as necessidades do estudo. Além disso, esses coletores permitem acoplar na sua estrutura instrumentos de medição de vários parâmetros, como profundidade, temperatura, salinidade, fluorescência, oxigênio dissolvido e outros. Por meio de uma unidade de comando instalada no laboratório e conectada à unidade filtradora por cabo elétrico, é possível também medir propriedades como volume da água filtrada,

velocidade da rede e distância do fundo oceânico, assim como controlar a abertura e fechamento de todas as redes. Sinais sonoros indicam o correto funcionamento de todo o sistema. Para operar esses coletores são necessários acessórios como: guincho ou guindaste; ponte tipo *A-frame*, e lastro tipo deltoide.

Vantagens: versátil, por ser operado em qualquer tipo de trajeto; podem ser usadas malhas diferentes; acopla CTD e outros instrumentos de medição de dados químicos; identifica aglomerações de organismos planctônicos, e é muito utilizado em conjunto com observações hidroacústicas.

Desvantagens: equipamento caro, e difícil de manusear fora da água.

5.1.4 Coletor contínuo de plâncton

O coletor contínuo de plâncton, *continuous plankton recorder* (CPR) em inglês, pode ser considerado como uma classe de coletores de alta velocidade. Esse amostrador é utilizado como padrão para estudos de monitoramento sazonal de aglomerações planctônicas em profundidades de no máximo 10 m. Pode operar por até 500 mn, a uma velocidade de cruzeiro de até 25 nós, filtrando, em teoria, 3 m^3 de água a cada 10 mn (18,52 km).

A abertura quadrada, por onde entra a água, tem 1,27 cm de lado, expandindo-se em um túnel de fluxo de água, que passa através da porção mais baixa do amostrador e sai por trás. Abaixo do túnel há um carretel de 15,25 cm de largura, com gaze de seda e 270 μm de abertura de malha, que atravessa o túnel, capturando os organismos planctônicos. Um segundo carretel com gaze de seda fica acima do túnel e é apertado contra a gaze filtradora, comprimindo os organismos coletados entre elas. As gazes são enroladas em um carretel colocado em um tanque acima do túnel de fluxo de água com formalina, que preserva o plâncton capturado (Fig. 18.26). O carretel coletor é movimentado por uma hélice localizada na porção posterior do amostrador, atrás dos estabilizadores.

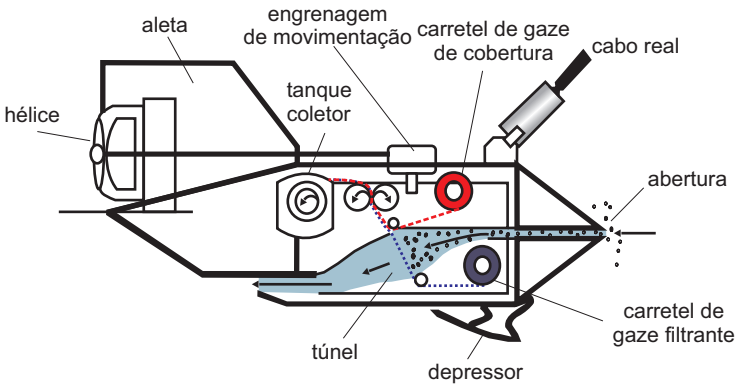


Figura 18.26 Coletor contínuo de plâncton e suas partes. [Fonte: Hardy, 1926].

Vantagens: avaliação, quase contínua, de séries espaciais e temporais; definições de manchas; variações horizontais bem definidas; pode carregar vários sensores, e é fácil de ser usado em embarcações de oportunidade.

Desvantagens: alto custo operacional; método de processamento complicado; perda de organismos, e não explica o que acontece acima ou abaixo do amostrador.

5.1.5 Sistemas ópticos

Sistemas ópticos foram desenvolvidos para quantificar a abundância e identificar organismos planctônicos e outras partículas na coluna de água. A evolução tecnológica e a fácil aquisição de componentes ópticos modernos permitiram o desenvolvimento de uma nova geração de sistemas de amostragem baseados em imagens ativas e passivas. No caso dos passivos, o objeto não é iluminado pelo sistema. Assim, alguma fonte alternativa de luz (ambiental ou de outra natureza) é necessária. No caso de sistemas ativos, a fonte de luz é própria. Embora sistemas passivos possam ser menos invasivos do que os ativos, apenas em águas muito transparentes podem ser utilizados para produzir imagens de zooplâncton. Isso é um problema comum na maioria dos casos, uma vez que para os organismos o fato de serem transparentes ou difíceis de serem percebidos favorece a sobrevivência (evita predadores). Por isso, os sistemas ópticos submersos de amostragem de zooplâncton usam uma fonte ativa de iluminação (*flash*, luz estroboscópica ou algum tipo de *laser*) emitida de forma contínua ou em pulsos.

A propagação de luz na água pode ser descrita de maneira simplificada, através do conceito de radiância, ou seja, a intensidade direcional, em três dimensões, da propagação da luz em um dado instante e local. Uma vez que a radiância é a variável de estudo para a radiação óptica, a distribuição radiante descreve tudo o que é conhecido em um experimento óptico. Por exemplo, câmeras medem a energia radiante através da integração da radiância de um *pixel* na câmera.

Os parâmetros ambientais que descrevem a propagação da luz determinam sua qualidade. Trata-se da absorção e do espalhamento da água e da refletividade do objeto. Embora esses parâmetros tenham sido medidos, os detalhes de cada situação ambiental desempenham um papel fundamental na determinação do resultado da aquisição de uma imagem óptica submarina. Isso ocorre porque os oceanos mantêm fortes gradientes de substâncias absorventes e espalhantes, que também variam com o tempo. Absorção é um escalar, mas a situação mais complicada do espalhamento deve ser descrita por um vetor que indica o grau de espalhamento da luz em função do ângulo incidente e do ângulo do observador (Fig. 18.27).

O desenvolvimento de sistemas ópticos submersíveis eficientes também é auxiliado pela utilização de modelos computacionais, os quais podem mimetizar a propagação da luz na água e prever o resultado de uma determinada situação. Os modelos permitem

ao usuário colocar câmeras e iluminação em locais diferentes, com várias orientações em relação ao objeto de estudo. Os modelos variam desde simulações até o uso de formulação semianalítica, utilizando conceitos da teoria de sistemas lineares.

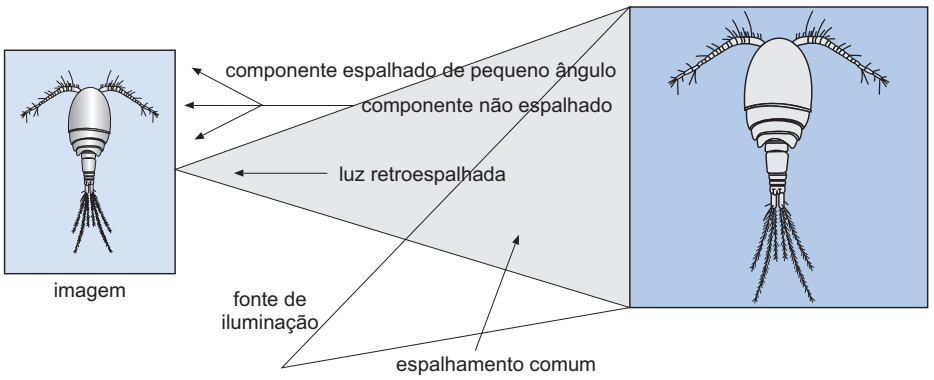


Figura 18.27 Esquema de um sistema óptico de imagem submarina e os componentes de uma imagem que resultam da categorização da luz recuperada. [Fonte: Jaffe, 2005].

Os sistemas ópticos podem ser divididos em duas categorias. Na primeira, estão os que produzem uma imagem de partículas ou organismos, e na segunda, os que usam interrupção de uma fonte de luz para detectar e estimar o tamanho de uma partícula. Um exemplo dos que produzem imagens é o registrador de vídeo de plâncton (VPR) (*video plankton recorder* em inglês). O interruptor de uma fonte de luz mais utilizado atualmente é o contador óptico de plâncton a *laser* (LOPC) (*laser optical plankton counter* em inglês).

5.1.5.1 Registrador de vídeo de plâncton

Esse sistema possui três componentes básicos:

Sistema com quatro câmeras de vídeo de alta resolução e velocidade de, pelo menos, 60 imagens por segundo, com lentes de diferentes aumentos, capazes de ampliar o campo de visão e a área observada, e um *flash* de luz direcionado para prover uma iluminação de fundo preto (para imagens de alto contraste).

Coletor de plâncton tipo LHPR (*Longhurst Hardy plankton recorder*), posicionado logo atrás da câmera de vídeo, possibilitando captura de organismos e partículas para comparação com as imagens adquiridas. É construído em PVC, com abertura de boca de 1 x 1 ou 2 x 2 cm e com malha interna de 53 μm para captura de pequenos organismos.

Sistema de processamento de imagens para identificação de vários grupos de organismos planctônicos, como copépodes, quetognatos, larvas e ovos de peixes, eufausiáceos, cladóceros, anfípodes e vários outros grupos.

Para operar o sistema são necessários equipamentos auxiliares como: reboque, um depressor deltoide; veículo remotamente operado (ROV) ou veículo subaquático autônomo (AUV), e perfilador ancorado.

Vantagens: avaliação em tempo real; armazenamento de imagens (banco de dados digitais); possibilidade de aquisição de dados ambientais em tempo real; pouco invasivo, e uso em qualquer ambiente.

Desvantagens: alto custo (de aquisição, operacional e de manutenção); depende de iluminação alternativa; baixa capacidade de resolução taxonômica, e nem sempre é possível identificar as espécies por meio do *software* de análise.

5.1.5.2 Contador óptico de plâncton a *laser*

O *laser optical plankton counter* (LOPC), em inglês, utiliza um *laser* de alta qualidade, em conjunto com instrumentos ópticos de grande precisão, para criar um feixe de *laser* ou plano, detectar mudanças na trajetória do feixe ou bloquear a luz, indicando que uma partícula está se deslocando através do túnel (Fig. 18.28a). A banda de detecção é muito estreita (1 mm) e a taxa de medição extremamente rápida (35 μs). Essa combinação permite ao LOPC operar em altas concentrações de plâncton e manter os níveis de **limite de coincidência** muito baixos.

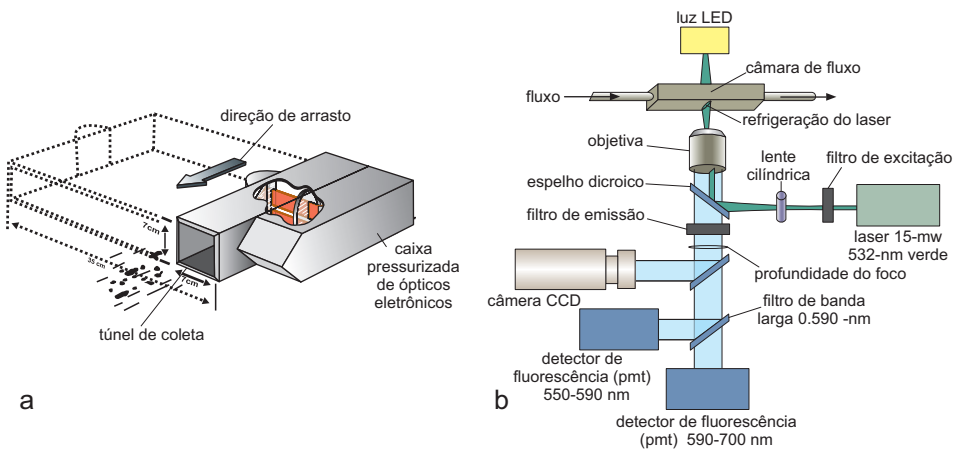


Figura 18.28 Amostradores ópticos: (a) contador óptico de plâncton a *laser*; e (b) *Flowcam* e suas partes. [Fonte: (a) Herman et al., 2004 e (b) Sieracki et al., 1998].

5.1.5.3 *Flowcam*

Flowcam é um sistema integrado para análise rápida de partículas em um fluido, desenvolvido pela Fluid Imaging Technologies, em 1998, para estudos de microplâncton, partículas e organismos com tamanho entre 5 e 1.000 μm. Esse sistema pode ser utilizado para monitorar, continuamente, o ponto fixo de um corpo de água, ou, de forma contínua, uma área, através de uma embarcação em movimento.

O equipamento combina a citometria de fluxo, a dispersão de luz, a aquisição de imagens ampliadas e detectores de fluorescência. A citometria é uma técnica usada para medir as propriedades ópticas de células em uma corrente de escoamento que passa rapidamente, uma de cada vez, em frente a um feixe de *laser* com detectores de medição de fluorescência. Essas características tornam possível uma rápida análise do tamanho, formato e fluorescência de partículas, graças à riqueza de informações de imagens microscópicas. O sistema de análise permite a aquisição de imagens de cada partícula detectada, que são automaticamente identificadas, diferenciadas e quantificadas (Fig. 18.28b). Além disso, opera bombeando um pequeno volume de amostra, através de um compartimento (câmera de fluxo) com iluminação incidente e instrumentação óptica de alta resolução na parte inferior. O fato de conter um pequeno volume, passando pelo compartimento, permite que a óptica seja constantemente otimizada para captar uma imagem de resolução adequada.

> **Vantagens**: disponibilidade de modelos de bancada e portátil; curto tempo de análise; alta velocidade na captação de imagens; aquisição de até 26 parâmetros diferentes para caracterização de cada partícula; reconhecimento e classificação semiautomática; análise quantitativa e qualitativa de partículas e organismos; construção de bibliotecas para reconhecimento de partículas e espécies; e classificação por características de fluorescência e espalhamento.
>
> **Desvantagens**: alto custo do instrumento e das atualizações do *software*; fragilidade da câmera de fluxo, causando frequentes avarias; e limitação do tamanho mínimo das partículas ou organismos que podem ser identificados com resolução adequada.

Instrumentos como ADCP, perfiladores, *Flowcam* e as boias e planadores, que coletam e emitem ou armazenam, de maneira contínua, por muito tempo, geram grande quantidade de dados que podem chegar à ordem de *terabytes* e que precisam ser posteriormente analisados por especialistas. Esse grande volume de dados gera problemas relacionados com a capacidade de processamento e a necessidade de extrair informação útil.

Também será importante saber como esses dados serão analisados, já que é quase impossível uma única pessoa analisá-los. Será necessário um grupo de profissionais bem qualificados e treinados para que os dados disponíveis não se tornem inúteis. Uma série de filtros poderá ser utilizada para que apenas os dados pertinentes aos

objetivos da pesquisa sejam analisados sem perda de tempo. É importante salientar que todo o banco de dados deverá estar disponível para a comunidade científica mundial, no seu formato original, sem possibilidade de perda, após terem sido utilizados por grupos com diferentes objetivos.

6 Instrumentos que Coletam Dados Geológicos e Organismos Bentônicos

Ao longo de séculos, a morfologia e a estrutura do fundo dos oceanos e os animais que nele vivem sempre foram um atrativo científico. Para a obtenção de informações sobre tais aspectos, são utilizados métodos diretos de coleta como, por exemplo, busca-fundo, testemunhador e draga. A partir da década de 1950, graças às inovações tecnológicas, os instrumentos eletrônicos que eram utilizados para os estudos geofísicos na área continental passaram a ser empregados nos oceanos, em aeronaves e em plataformas flutuantes (embarcações, ROVs, AUVs e recentemente em *gliders*). Esses métodos geofísicos de coleta de dados são indiretos, sendo utilizados nos estudos sísmicos, gravimétricos, magnetométricos e radiométricos, entre outros.

Os métodos diretos costumam coletar uma pequena amostra do fundo, que pode ser levada a um processamento laboratorial. Em uma amostra de fundo inconsolidado, por exemplo, as análises podem envolver determinações de granulometria, mineralogia, micropaleontologia, geotécnica, geoquímica e estudos dos organismos associados.

Os métodos indiretos baseiam-se nos princípios da acústica. Assim, a geofísica marinha busca informações da natureza do fundo e subfundo submarino através de suas propriedades físicas. Na maioria das vezes, por não se mostrarem conclusivas, as pesquisas necessitam de informações complementares, proporcionadas pela coleta de amostras do fundo e subfundo.

6.1 Métodos diretos

Para o estudo de sedimentos e organismos bentônicos, existem três tipos básicos de amostradores, que são o busca-fundo, o testemunhador (utilizados com a embarcação parada) e as dragas de arrasto (usadas com a embarcação em movimento).

6.1.1 Busca-fundo

Denominam-se de busca-fundo os equipamentos que tocam o fundo e apanham uma amostra superficial e pontual, sendo que a maioria dos busca-fundos pode ser utilizada com a embarcação parada ou em movimento lento (1 a 4 nós). Os principais busca-fundos para utilização com a embarcação parada são:

6.1.1.1 Van Veen

É o mais utilizado quando é necessário amostrar grandes volumes de material. Tem um peso de aproximadamente 70 kg e capacidade volumétrica de 36 litros (Fig.

18.29a). Esse equipamento deve ser usado preferencialmente em águas rasas (menos de 50 m), podendo coletar lama, areia e biodetritos.

6.1.1.2 Ekmann

É um dos melhores amostradores para sedimentos lamosos/areia fina em águas rasas (Fig. 18.29b), sendo construído em formato de caixa.

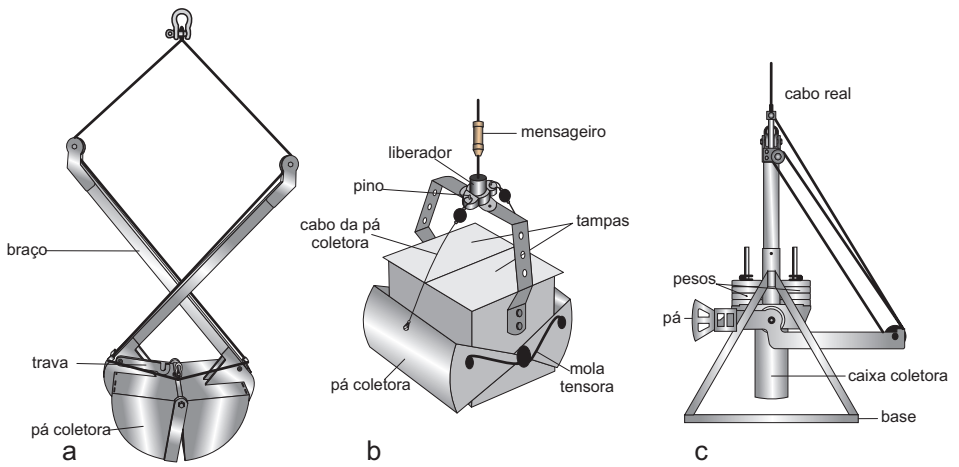


Figura 18.29 Modelo de amostradores com navio parado: (a) Van Veen; (b) Ekmann; (c) B*ox corer* aberto e seus componentes. [Fonte: Figueiredo e Brehme, 2000].

O amostrador Ekmann é formado basicamente de braços e duas ou mais conchas ou mandíbulas. Com as conchas abertas, o equipamento é mergulhado na água e, após penetrar no fundo, o processo de recolhimento para a superfície aciona um mecanismo com braços ou dobradiças que fecha as conchas, retendo assim o sedimento coletado.

Para operar esse amostrador é necessário, em alguns casos, fazer uso de um mensageiro.

> **Vantagens**: em geral são pequenos, baratos e fáceis de operar em pequenas embarcações; coletam volume relativamente grande de sedimento; e coletam organismos do meio e microbentos.
>
> **Desvantagens**: incerteza de penetração adequada no solo; materiais fragmentados, como conchas e rochas ou seixos, podem impedir o perfeito fechamento das duas mandíbulas do equipamento; podem perturbar a amostra; e lavam a fração mais fina do material.

6.1.1.3 *Box corer*

O *box corer* (caixa amostradora), desenvolvido por Hessler e Jumars (1974), é um dos mais eficazes instrumentos para o trabalho de amostragem de sedimentos. Deve ser empregado quando se quer obter uma amostra não-perturbada das primeiras camadas do sedimento (30 a 100 cm) e um volume de material apropriado. O *box corer* pode ser considerado uma mescla entre um busca-fundo e um pequeno testemunhador (FIG. 18.29c). Pode obter uma amostra com dimensões e volume adequado para atender a uma ampla gama de especialistas.

Este amostrador consiste em uma caixa metálica encaixada em uma estrutura, que sustenta o seu mecanismo de fechamento na descida (FIG. 18.29c). Sua base permite o correto assentamento do equipamento sobre o fundo. Quando isso acontece, a tensão do cabo é aliviada, o que libera o braço que sustenta a caixa coletora, fazendo a sua penetração na camada sedimentar. Uma vez iniciada a subida, a alavanca que passa a sustentar o equipamento provoca o fechamento pela pá.

Para operar o *box corer* é necessário dispor de acessórios como: embarcação de grande porte; guincho ou guindaste multiuso; pau de carga; e ponte tipo *A-frame*.

> **Vantagens**: interior pode ser revestido com teflon ou similar; preservação e visualização da sequência estratigráfica superficial; capacidade de preservar a superfície amostrada; permite análises geoquímicas; e coleta organismos do meio e microbentos.
>
> **Desvantagens**: possui penetração limitada e desempenho fraco em solos granulados; difícil de transportar; e volume e peso.

6.1.2 Multiamostradores

Figueiredo e Brehme (2000) descreveram o sistema utilizado em amostragem múltipla, com caixas estreitas arranjadas em círculo, permitindo a amostragem de uma área maior. O equipamento tem bom funcionamento em sedimentos lamosos e arenosos, em qualquer profundidade, mas, devido ao tamanho, necessita de navio com guincho.

6.1.3 Testemunhadores

Os testemunhadores são usados para obter coletas de secções estratigráficas dos pacotes sedimentares que formam o fundo e subfundo oceânico, em estudos estratigráficos em que o interesse são os processos responsáveis pela formação da geologia submarina em uma determinada área. Trata-se de um equipamento fundamental para o entendimento da sismoestratigrafia mais superficial, obtida por instrumentos como os perfiladores sísmicos rasos de alta resolução e baixa penetração (ex.: 3,5 kHz ou CHIRPs). Existem diversos modelos de testemunhadores e podem ser classificados como a gravidade e a pistão.

6.1.3.1 Testemunhadores a gravidade

O testemunhador a gravidade é constituído por um cilindro de ferro, com um peso na parte posterior, onde é preso o cabo de sustentação, e por uma ponta cortante que penetra no sedimento. O cilindro pode ser substituído por um tubo de PVC para água, com 75 mm de diâmetro (Fig. 18.30a). Quando utilizado o cilindro de ferro, sua parte interna é revestida por um tubo de PVC, de diâmetro compatível, e possui um dispositivo de lâminas na extremidade inferior, denominado aranha, que impede a perda do material amostrado. Um cortador (denominado cone), com terminal chanfrado na extremidade do tubo, auxilia na penetração do testemunhador no sedimento.

6.1.3.2 Testemunhadores a pistão

O testemunhador a pistão (Fig. 18.30b) é semelhante ao acima descrito, mas tem elementos adicionais, como um braço lateral com um peso ou um pequeno testemunhador a gravidade, que serve de mecanismo de disparo.

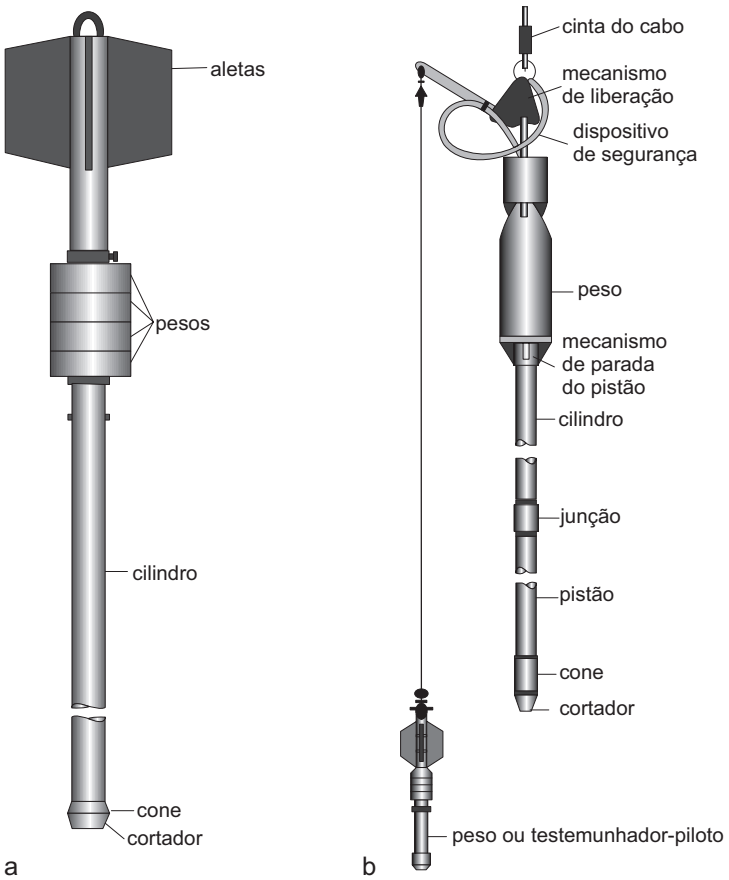


Figura 18.30 (a) Testemunhadores a gravidade e a (b) pistão.
[Fonte: Figueiredo e Brehme, 2000].

Para operar os testemunhadores são necessários acessórios como: guincho de queda livre; e *A-frame*.

Vantagens: barato; rápido; fácil obtenção de réplica; permite amostras quantitativas, e não causa perturbação em solos macios.

Desvantagens: difícil de manobrar e transportar; guincho de queda livre; são necessários vários tubos coletores para amostragens repetidas; pouca penetração em solos duros.

6.1.4 *Vibro-corers*

Os *vibro-corers* são semelhantes aos testemunhadores a pistão, mas têm características que os aproximam dos equipamentos de perfuração para prospecção de petróleo. Diferentemente de testemunhadores, são sistemas em que a penetração da tubulação é feita por meio de um motor vibratório, posicionado em cima do equipamento, impulsionado elétrica ou hidraulicamente (mecanismo forçante) (FIG. 18.31). São operados em profundidades de até 30 m.

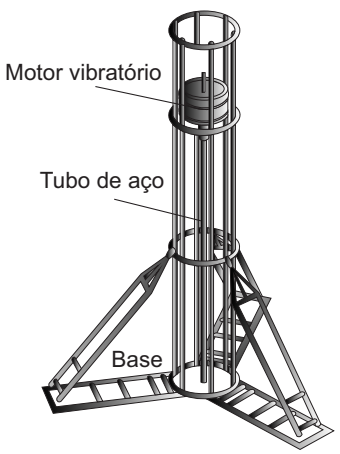


Figura 17.31 *Vibro-corer* e seus componentes. [Fonte: <www.workboats.co>].

Para operar o *vibro-corer* são necessários acessórios como guincho e *A-frame*.

Vantagens: barato; relativamente simples e leve, e recupera material da maioria dos solos.

Desvantagens: o comprimento total de mais de 7 m e base maior de 5 m podem ser um problema para algumas embarcações; a vibração induz perturbações no solo, prejudicando certas análises, principalmente em solos macios; nestes, a integridade da amostra pode ser prejudicada pela sucção ou compactação.

6.1.5 Draga de arrasto

Para coletas feitas com a embarcação em movimento, são utilizadas as dragas de arrasto, com formatos cilíndrico, triangular e retangular, usadas em geral em fundos duros para coleta de sedimentos e organismos bentônicos. São estruturas com coletores reforçados, pois é necessário arrancar a amostra de fundos como, por exemplo, afloramentos rochosos do próprio embasamento e *beach-rock*, rocha comum na plataforma continental .

6.1.6 Draga Piccard

Construída com uma estrutura metálica bastante resistente (Fig. 18.32), a draga Piccard pode operar em fundos moles, biodetríticos e até consolidados. Nesse caso, o saco da draga deve ser feito de anéis metálicos. A profundidade de escavação do aparelho depende da orientação das lâminas da boca.

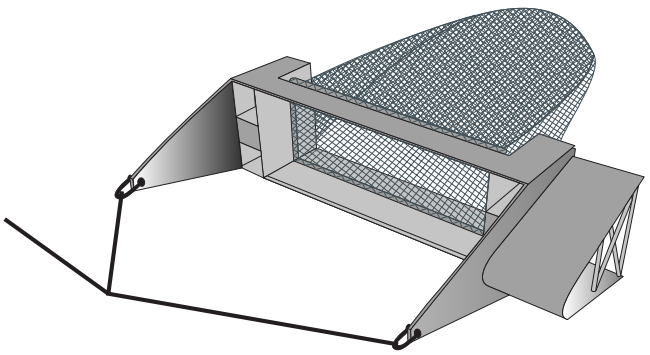


Figura 18.32 Draga Piccard. [Fonte: Colling e Bemvenuti, 2011].

7 Instrumentos Empregados para a Pesca

Existem vários métodos de captura de vertebrados e macroinvertebrados marinhos. Dois aspectos devem ser levados em consideração. O primeiro tem a ver com a natureza bentônica, demersal ou pelágica do organismo e o segundo com o destino da captura. Neste último, a captura pode ter propósito científico (abrangendo sistemática, biogeografia e ecologia, entre outros estudos), comercial (industrial ou artesanal, espécie ou grupo de espécies-alvo), de subsistência (alimentação própria e da família) ou esportivo (lazer). No entanto, as artes utilizadas para a coleta são basicamente as mesmas, principalmente as redes de arrasto de fundo, emalhe e cerco.

Os petrechos de pesca comercial procuram capturar os maiores organismos-alvo (controlados pelo tamanho mínimo de abertura de malha), deixando que os menores e outras espécies escapem e, também, que não alterem ou danifiquem o ecossistema

envolvido. Já petrechos de captura com propósitos científicos devem ser menos seletivos, para representar melhor a estrutura das comunidades ou assembleias.

7.1 Artes passivas

São aquelas que ficam estáticas, sem ser movimentadas e onde os organismos ficam presos ou enredados.

7.1.1 Rede de emalhe

A rede de emalhe é uma arte de pesca passiva que captura peixes ao constituir uma barreira física ao deslocamento natural desses organismos. Basicamente consiste em uma longa parede de pano-de-rede, disposta na vertical da coluna de água, na superfície ou meia-água, para captura de espécies pelágicas, ou perto do fundo, para captura de peixes demersais (Fig. 18.33).

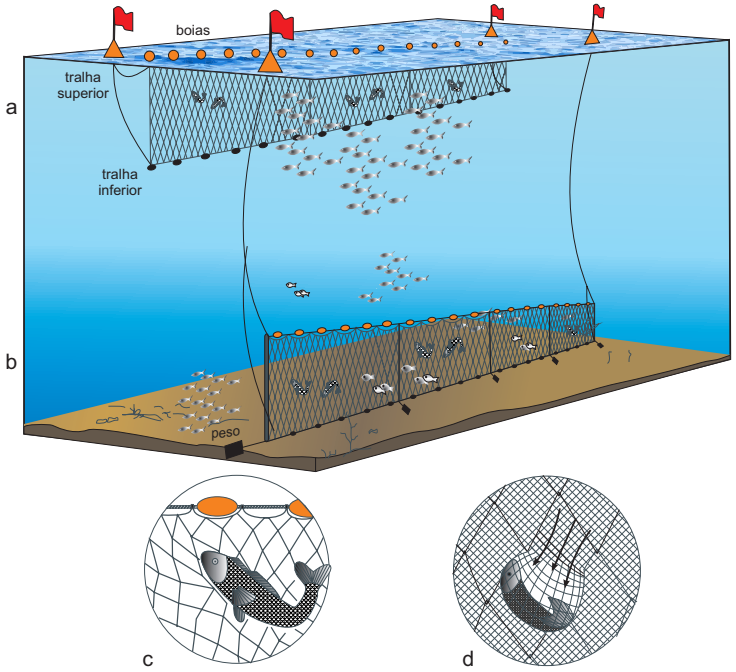


Figura 18.33 (a) Redes de emalhe de fundo; (b) de superfície; (c; d) detalhes dos peixes emalhados. [Fonte: Montealegre-Quijaro et al., 2011].

Essa rede pode ser fixada por lastros ao fundo em rios, estuários e zona próxima do litoral, ou deixada à deriva, suspensa por boias marcadas, em zonas mais afastadas do litoral. Para a rede permanecer armada na vertical, são colocadas boias na tralha superior e pesos na inferior.

Para operar essas redes são necessários: embarcação pequena ou média; lastros ou âncoras; e boias.

Vantagens: baixa manutenção; boa seletividade da captura.

Desvantagem: o peixe pode ser predado por outros organismos.

7.1.2 Armadilhas

As armadilhas são artes passivas de fundo, de vários formatos, que permitem que o organismo-alvo entre por uma ou mais entradas e, por ter funis ou alçapões, não permitem a saída (Fig. 18.34). Podem ou não ter iscas no seu interior. Podem ser usadas individualmente ou em grupo, unidas por cabo. São usadas para captura de peixes, caranguejos, lagostas, camarões e polvos. A despesca, no caso da pesca artesanal, é feita manualmente e colocada em caixas, enquanto na pesca industrial é colocada no convés ou no porão da embarcação.

Armadilhas podem ser utilizadas em estudos científicos de seletividade, comportamento, localização do alimento, período de atração e cultivo, entre outros.

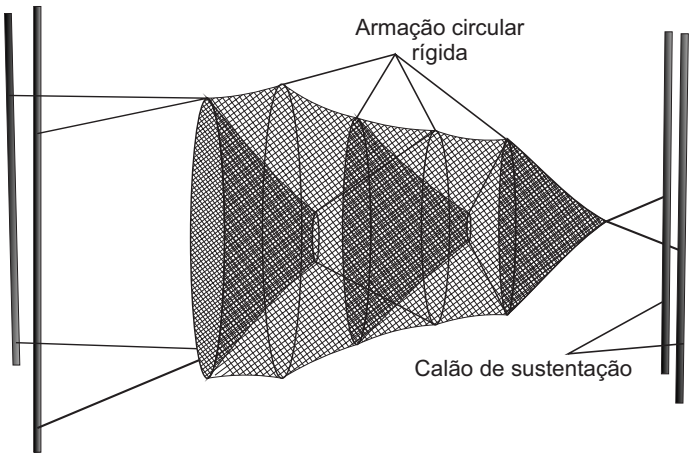


Figura 18.34 Características das redes tipo armadilha. [Fonte: Nédélec e Prado, 1999].

Para operar as armadilhas são necessários: armação de madeira, bambu e canos de PVC; pano de rede; embarcação pequena ou média; lastros ou âncoras, e boias.

Vantagens: pode ser facilmente transportada por pequenas embarcações; baixo custo de construção e manutenção; altamente seletiva, pois, dependendo do tipo e características da armadilha, captura apenas o organismo-alvo, com pouca captura incidental (*bycatch*); regula tamanho máximo através do tamanho da boca (funil) de entrada; regula o tamanho

mínimo através do tamanho de abertura de malha no corpo da armadilha; pode ser utilizada em fundo rochoso e irregular; não danifica os organismos coletados; pode ser manuseada em mau tempo; causa menor impacto ao meio ambiente, e é eficiente em baixas profundidades.

Desvantagens: pode ser danificada, se o material utilizado for natural; não captura grande quantidade de peixes; não é muito eficiente em grande profundidade; pode necessitar de uma isca, e pode ficar saturada de organismos.

7.1.2.1 Cercado fixo

O cercado é utilizado principalmente em regiões costeiras, estuários e canais com influência das correntes de maré (Fig. 18.35a). Essa arte de pesca conta com funis de direcionamento dos organismos para o interior do local de confinamento para facilitar a despesca. Existe uma grande diversidade na forma de construção e mesmo de aproveitamento das condições naturais.

7.1.2.2 Saco

As redes de saco são utilizadas para captura de peixe e camarão, em locais em que há correnteza, como rios e estuários, fixadas em estacas por elos e colocadas de acordo com a corrente vazante. A forma é retangular-piramidal (Fig. 18.35b). Na tralha inferior podem ser colocados lastros para manter a rede aberta.

7.1.2.3 Aviãozinho

Arte de pesca com formato cilindro-cônico, com alçapões para impedir o retorno do organismo-alvo e duas asas na parte inicial da rede para direcioná-lo (Fig. 18.35c). Duas tralhas, uma superior com boias e outra inferior com lastros, compõem o sistema de abertura vertical da rede. As extremidades das pontas das asas são presas a estacas (calões) e a distância entre eles depende da abertura horizontal. O organismo é direcionado pelas mangas, atraído por uma fonte luminosa (lampião ou lâmpada) colocado no calão que fixa o final do copo. É mais utilizado para captura de camarão.

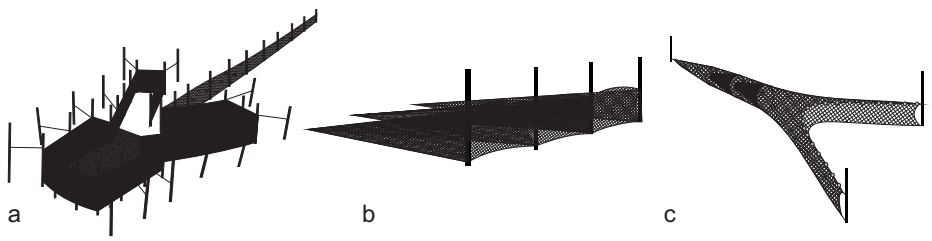


Figura 18.35 Redes de armadilha: (a) cercado fixo; (b) saco; (c) aviãozinho. [Fonte: Nédélec e Prado, 1999].

7.1.2.4 Armadilha aérea

Arte que captura principalmente os peixes saltadores e voadores. Consiste de um pano de rede vertical, geralmente tendido entre a linha de flutuação da embarcação e uma determinada altura, visando capturar os peixes quando planam ou pulam fora da água

7.1.2.5 Covo

Arte de pesca feita com armação de diversos tipos de material (madeira, bambu ou aros metálicos) e com malha de poliamina (náilon) ou tela de polietileno (plástico) (Fig. 18.36). O local de permanência dos organismos-alvo nas armadilhas pode ser uma estrutura totalmente aberta para o livre acesso e saída dos outros organismos, como também um local de confinamento em que o organismo encontra facilmente a entrada e tem dificuldade para retornar e fugir. Normalmente, o organismo entra na armadilha atraído por uma isca. Utilizado para captura de peixe, camarão, lagosta e caranguejo.

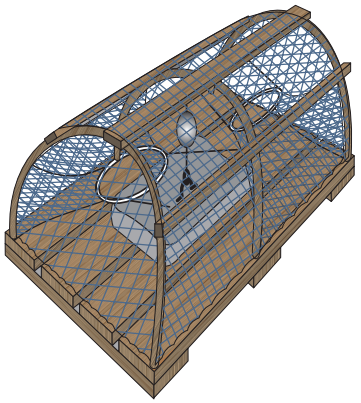


Figura 18.36 Armadilha tipo covo. [Fonte: Nédélec e Prado, 1999].

7.1.2.6 Pote

Arte que imita um esconderijo. Possui uma boca de entrada e um fundo fechado, permitindo o alojamento do organismo no seu interior. Não existe funil ou alçapão para retenção do organismo no seu interior. Um tambor em polietileno, com capacidade de 5 litros e com uma boca de aproximadamente 17 cm, serve de coletor. Utilizado para captura de polvo.

7.2 Artes ativas

Artes ativas são aquelas movimentadas pelo homem ou por uma força motora e onde os organismos são fisgados ou filtrados.

7.2.1 Pesca de vara

Consiste em uma vara com molinete ou carretilha, linha, empate e anzol com uma isca. É a prática mais comum na pesca desportiva em praias, nas margens de rios ou em embarcações pequenas. Captura um ou dois exemplares de cada vez e sua eficiência depende do tamanho do anzol, da isca e da habilidade do pescador.

7.2.2 Pesca de vara e isca viva de bonito-listrado e albacora de lage

A pesca com isca viva é feita em alto-mar com equipamento de captura parecido com o de pesca de vara. A grande diferença está no fato de serem lançados ao mar pequenos peixes vivos, principalmente sardinha ou anchoíta, que servem de isca em razão do movimento e turbulência que causam na superfície da água. Isso atrai cardumes de peixes predadores como o bonito. Para manter a turbulência de atração, água do mar é bombeada e lançada novamente ao mar em forma de uma cortina de chuva. Os anzóis não possuem farpa ou isca (quando possuem, as iscas são artificiais), sendo o peixe atraído pelo brilho das iscas vivas. Os anzóis também são abocanhados por tempo suficiente para que o pescador que opera a vara retire o peixe da água lançando-o no convés. As principais capturas feitas com isca viva são de espécies de bonitos, atuns e dourados.

Vantagem: altamente seletiva.

Desvantagens: exige coleta de isca viva; exige manutenção da isca viva; difícil de trabalhar com mau tempo.

7.2.3 Pesca com linha de mão

Consiste na utilização de uma linha e anzol, com ou sem isca, e lastro, que se lança na água desde um ponto próximo ao corpo de água ou de uma embarcação parada ou em movimento. A escolha da linha e do anzol é fundamental para a captura, pois devem ser adequados para suportar o tamanho e a força do organismo-alvo. É utilizada para pesca esportiva e comercial de várias espécies de peixes de alto valor.

Vantagens: pode mover a linha para atrair o peixe-alvo; e pode utilizar isca viva.

Desvantagens: pode ser cansativo; e o pescador fica exposto a intempéries.

7.2.4 Espinhel ou *longline*

O espinhel ou *longline* consiste em uma linha mestra lançada, que pode variar de comprimento entre poucas dezenas de metros a 200 km, à qual estão conectadas por clipes de aço, a intervalos constantes, linhas secundárias com anzóis e iscas. O espinhel pode ser fixo, de deriva ou preso à embarcação.

O espinhel fixo pode estar na superfície, na meia-água ou no fundo, e normalmente é utilizado em águas interiores ou regiões marinhas costeiras. No espinhel de deriva, a

profundidade de pesca é determinada pela posição dos cabos das boias com a linha principal e o comprimento da linha secundária. Por ficar à deriva, há necessidade do lançamento de boias sinalizadoras para o posterior recolhimento do aparelho. Muito utilizado na pesca oceânica de atuns, tubarões e espadartes na superfície e meia-água, e de linguados, merluzas, abróteas e pargos no fundo.

Vantagens: não causa impacto físico no ambiente; captura peixes pelágicos de profundidade e é seletivo.

Desvantagens: requer isca; difícil de operar em mau tempo; e pode capturar acidentalmente aves, tartarugas e mamíferos marinhos.

7.2.5 Rede de cerco

Arte de pesca que cerca os organismos marinhos, com tralha superior com numerosas boias, possuindo na tralha inferior uma quantidade de lastro e um cabo denominado carregadeira, que passa por argolas e permite o fechamento, evitando o escape da captura (Fig. 18.37). A rede é colocada no convés da embarcação e distribuída em círculo por um pequeno bote denominado panga. Quando se aproxima novamente da embarcação, a panga passa a ponta da carregadeira para ser içada a bordo, com o auxílio de um equipamento denominado *power block*. Os organismos capturados são concentrados na superfície para serem colocados no convés através de um sarico. A rede de cerco é usada para a pesca de cardumes pelágicos, principalmente de atuns, bonitos, savelhas, enchovas, tainhas e sardinhas.

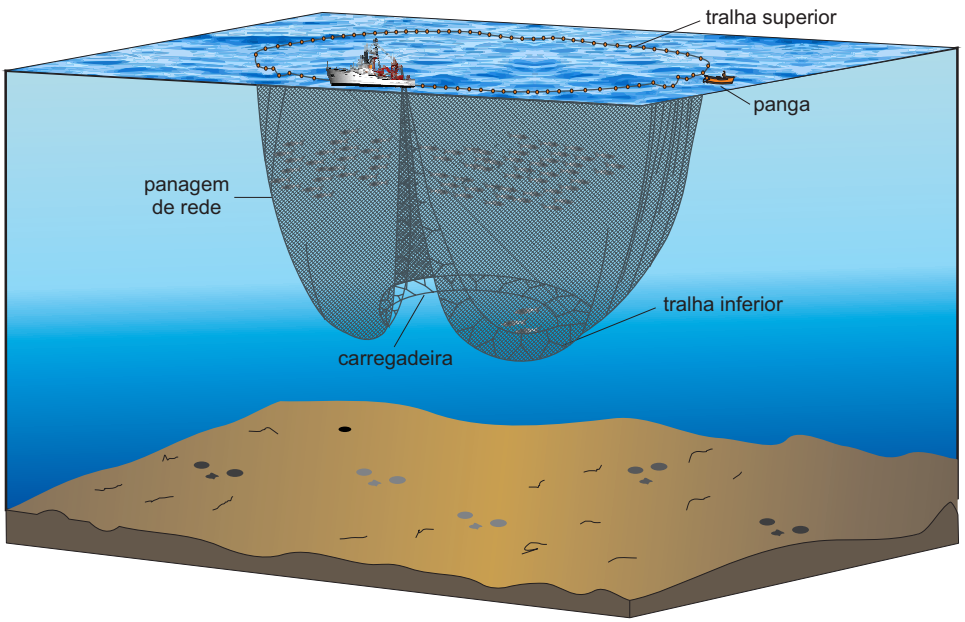


Figura 18.37 Rede de cerco. [Fonte: Nédélec e Prado, 1999].

Para operar a rede de cerco são necessários acessórios como: panga; *power block*; ecossonda; e sonar.

Vantagens: não causa impacto físico no ambiente; eficiente para a coleta de grandes cardumes; e é seletiva em termos de espécies capturadas.

Desvantagens: arte de alto preço; difícil operação, que exige pessoal mais especializado; necessita de um bote auxiliar; não é muito seletiva no tamanho dos peixes coletados; e pode capturar mamíferos marinhos.

7.2.6 Redes de arrasto

O arrasto com um ou dois barcos pode ser feito no fundo, na meia-água ou na superfície, para capturar organismos bentônicos, demersais ou pelágicos. Dessa forma, cada arte de pesca de arrasto possui características em forma e metodologia de captura específica, de acordo com uma espécie ou várias espécies com comportamento semelhante. Em geral essas redes têm formato afunilado, sempre terminando em um saco reforçado, onde a captura é concentrada.

As redes de arrasto podem ser divididas entre as que possuem e as que não possuem armação.

7.2.6.1 Redes com armação fixa

7.2.6.1.1 Draga

Equipamento de pesca usado para extrair animais sedentários do fundo do mar, como moluscos, ouriços e crustáceos. Para a coleta de moluscos, normalmente as dragas são construídas com uma estrutura rígida, para que a boca do instrumento fique aberta, por onde penetram os organismos durante o arrasto; um corpo de rede em forma de cone, composto de anéis de metal; e um saco, também formado de anéis de metal, onde ficam depositados os organismos capturados (Fig. 18.38a). A parte inferior da estrutura frontal rígida pode ser afiada ou denteada, o que possibilita escavar o fundo, de acordo com as características da espécie a ser capturada. Dependendo do tamanho da embarcação, várias dragas podem ser rebocadas ao mesmo tempo.

Vantagens: construção simples; pode ser operada por embarcações menores; e uma embarcação maior pode operar várias redes.

Desvantagens: não é seletiva; não opera em grandes profundidades; em terrenos acidentados perde a estabilidade; e altera e impacta o fundo e suas comunidades.

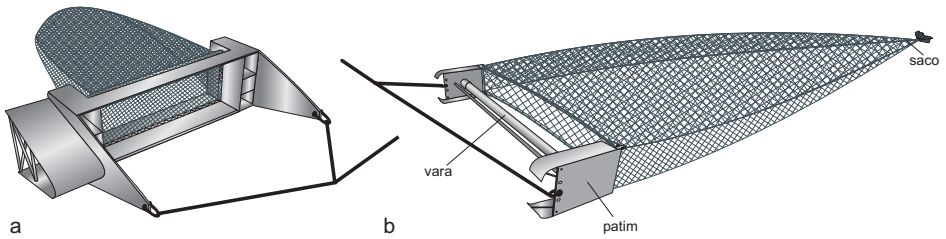


Figura 18.38 (a) Dragas de Petersen e (b) rede de barra. [Fonte: Colling e Bemvenuti, 2011].

7.2.6.1.2 Rede de barra (*beam trawl*)

Equipamento de pesca usado para coletar peixes que vivem no fundo, como o linguado e crustáceos. Esse petrecho tem uma armação de madeira ou ferro (barra) na boca da rede e, nas extremidades da armação, dois patins, em ângulo reto, para que deslize sobre o fundo e permita a abertura vertical (Fig. 18.38b). O corpo tem o formato de cone achatado. A rede é puxada normalmente por apenas um cabo unido às extremidades da barra por dois cabos mais curtos de uma embarcação. Para operar o *beam trawl* são necessários acessórios como: guincho de pesca; e pau de carga.

Vantagens: construção simples; pode ser operada por embarcações menores; uma embarcação maior (*double rig*) pode operar mais de uma rede; pode ser construída com patins em ambos os lados das extremidades.

Desvantagens: tem limite de tamanho; não é seletiva; não opera em grandes profundidades; difícil de operar com mau tempo; perigosa quando operada nas laterais da embarcação; em terrenos acidentados, perde a estabilidade e altera a estrutura do fundo.

7.2.6.2 Redes sem armações fixas

7.2.6.2.1 Arrasto de fundo

As redes de arrasto de fundo têm formato cônico-achatado, em geral com dois painéis maiores, com a porção anterior da rede denominada boca, e a extremidade posterior afilada, onde se concentra a coleta, chamada saco. As laterais, denominadas asas, podem ser prolongadas para aumentar a área de captura (Fig. 18.39). Duas superfícies planas ou levemente curvas, chamadas portas, colocadas a certa distância das asas, mantêm a boca da rede aberta e ajudam para que os peixes se direcionem para a entrada. A abertura vertical da boca (altura) pode ser regulada pela quantidade de flutuadores colocados na tralha superior e o ângulo de ataque das portas. Já na tralha inferior, podem ser colocados pesos de chumbo ou correntes, que ajudam a manter a rede arrastando o fundo do mar para capturar organismos bentônicos (que

estão sobre o fundo ou enterrados, como é o caso de linguados ou camarões), ou mesmo roletes, para manter a rede arrastando acima do fundo do mar, no caso de coleta de organismos demersais (como a corvina e o bacalhau).

As redes de fundo devem ser desenhadas de acordo com o tamanho e principalmente a potência de reboque da embarcação, para tornar a operação mais eficiente e de menor custo.

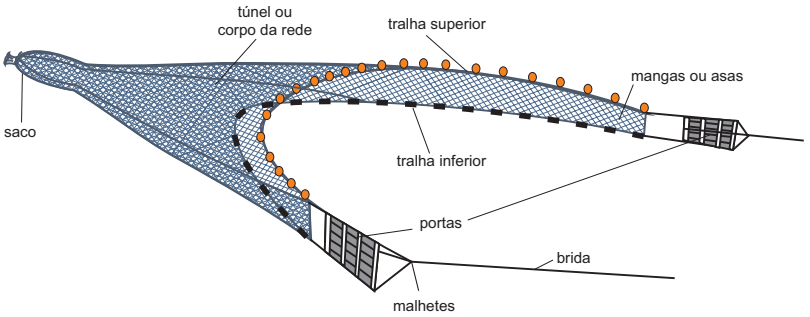


Figura 18.39 Rede de arrasto de fundo. [Fonte: NÉDÉLEC e PRADO, 1999].

As portas, feitas de madeira ou ferro, têm uma função hidrodinâmica; estabilizam e mantêm a rede aberta na horizontal. A forma e peso são variáveis, de acordo com o tamanho da rede, tipo de fundo, comportamento do organismo-alvo e potência do motor da embarcação. Na captura de peixes demersais, cabos mais longos, denominados malhetes, são colocados na frente das asas, entre as portas e os brincos, para aumentar a altura. Essas redes podem ser arrastadas por apenas uma embarcação ou duas em parelha.

As portas de arrasto perturbam muito o fundo do mar, levantando sedimento e criando uma nuvem de água barrenta que esconde a rede arrastada. O peixe nada na frente da boca da rede e, com a continuidade do arrasto, entra na rede e não consegue mais sair, começa a cansar e a ser levado para o fundo do saco, sendo dessa maneira capturado. A velocidade de reboque depende da velocidade de natação das espécies, mas para a maioria daquelas de fundo, uma velocidade de 4 nós (7 km/h) é apropriada.

O arrasto de fundo com portas é a arte de pesca mais utilizada pela indústria pesqueira mundial, principalmente na captura do camarão, mas vem sendo muito criticada, pois coleta, machuca e até destrói os organismos pelo embate, choque mecânico, deslocamento e remoção de substratos do leito. Rolos na tralha de baixo amenizam os danos causados pelas redes. É uma arte que propicia a pesca incidental (*bycatch*). Devido ao impacto ambiental, há muitas restrições a seu uso. Medidas como a utilização obrigatória de dispositivos de exclusão para tartarugas e mamíferos existem desde 1994, em especial na pesca de camarões nos Estados Unidos da América.

O arrasto de fundo em águas costeiras levanta sedimentos que são carreados pelas correntes oceânicas, diminuindo o nível de luminosidade. Como consequência, o

desenvolvimento de algas e organismos planctônicos pode ser afetado, o que termina influeciando toda a cadeia trófica. Por esse motivo, vários países, e a FAO inclusive, estão restringindo ou até banindo esse petrecho de pesca. Para operar as redes de arrasto são necessários acessórios como: guinchos; e tambores de pesca.

Vantagens: fácil construção; pode ser utilizada por embarcações menores; e a captura da espécie-alvo é alta.

Desvantagens: captura de espécies incidentais é muito alta; levanta sedimentos do fundo; danifica o fundo; e o arrasto consome muito combustível.

7.2.6.2.2 Arrasto de meia-água

Operada por apenas uma embarcação, a rede de meia-água possui formato cônico, com quatro painéis, as laterais em formato de asas, terminando em um saco, com brincos longos e maiores e com abertura de boca superior à das redes de fundo. As secções anteriores do corpo da rede normalmente são feitas com malhas largas, o que permite que os peixes menores passem pela rede e ajuda no direcionamento do cardume para o seu interior.

Opera em qualquer profundidade na coluna de água, sendo utilizada para capturar peixes pelágicos que formam cardumes. A abertura horizontal da rede também é controlada por portas hidrodinâmicas, feitas de ferro, que não tocam o fundo. A abertura vertical é mantida por flutuadores colocados na tralha superior e por lastros na tralha inferior (Fig. 18.40). Com uma sonda de rede, que vai posicionada na tralha superior, é possível controlar, aumentando ou diminuindo a velocidade da embarcação, a profundidade em que opera a rede. A velocidade de arrasto também ajusta a abertura vertical da boca. Com a sonda existente na embarcação, é possível determinar a profundidade do local e também a do cardume-alvo, auxiliando na pesca.

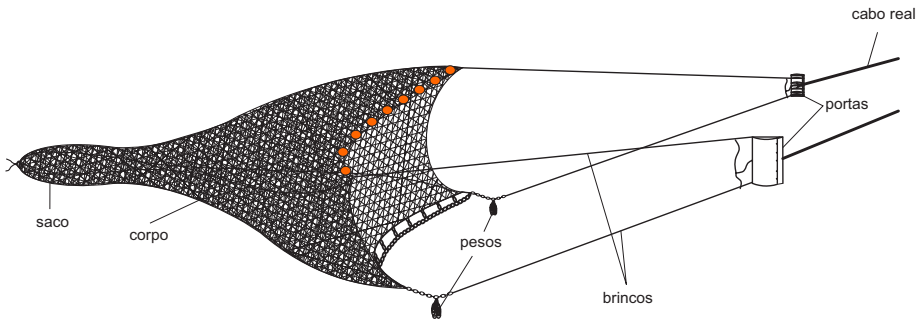


Figura 18.40 Rede de meia-água. [Fonte: Montealegre-Quijano et al., 2011].

Para operar a rede de meia-água são necessários acessórios como: sonda de rede; sonda de bordo; guinchos e tambores de pesca.

Vantagens: não causa impacto nos hábitats do fundo.

Desvantagens: construção difícil; pode capturar mamíferos marinhos como golfinhos; difícil de ser utilizada por embarcações pequenas e consumo alto de combustível.

7.3 Dispositivos de seleção de indivíduos

Para amenizar o problema de sobrepesca e da pesca incidental, alguns apetrechos, denominados dispositivos de seleção de indivíduos, são cada vez mais utilizados, principalmente para salvar tartarugas, elasmobrânquios e outros peixes na pesca do camarão, diminuindo o impacto no ecossistema e facilitando o manejo a bordo. Os dispositivos de seleção de indivíduos podem ser:

7.3.1 Ativos

Dispositivos ativos são os que permitem que o organismo se desloque para o local de escape, como, por exemplo, malhas quadradas na parte superior do pano do copo, permitindo que os camarões fiquem na parte inferior e os peixes escapem por entre as malhas quadradas de um ou vários painéis localizados na parte superior do copo, ou tonéis de separação de organismos (FIG. 18.41a).

7.3.2 Passivos

Dispositivos passivos são os que permitem a separação mecânica dos organismos. Nesse caso os separadores podem ser flexíveis, confeccionados com panos de rede, ou rígidos, com material não-flexível como, por exemplo, o *bycatch reduction device* (BED) (FIG. 18.41.a) e *turtle excluder devices* (TEDs) (FIG. 18.41b).

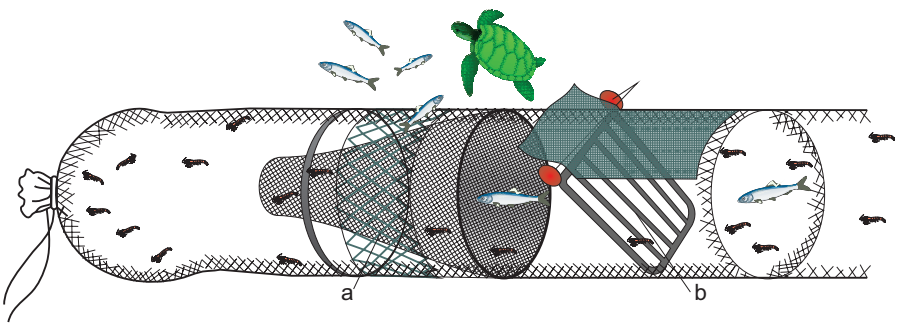


Figura 18.41 Dispositivos de Seleção: (a) BED e (b) TEDs. [Fonte: <www.fao.org>].

Foto: Projeto Amazônia Azul



Referências

Abreu, J. G. N. e Calliari, L. J. 2005. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. **Rev. Bras. Geof.**, 23(2):123-132.

Acha, E.M.; Mianzan, H.; Iribarne, O.; Gagliardini, D.A.; Lasta, C.A. e Daleo, P. 2003. The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. **Marine Pollution Bulletin**, 46(2):197-202.

Acha, M.; Mianzan, H.; Guerrero, R.; Favero, M. e Bava, J. 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America. Physical and ecological processes, **J. Mar. Syst.**, 44:83-105.

Addad, J.E. 2010. **Minerais pesados**: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental. 2ed. São Paulo: Ed. 67.

Alfredini, P. 1999. Longshore sediment transport quantification in selected locations along brazilian coastline. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, 1(47):9-18.



Foto: Projeto Amazônia Azul

Aminot, A. e Chaussepied, M. 1983. **Manuel des analyses chimiques en milieu marin**. CNEXO. Brest; 395 p.

Assine, M. L. e Vesely, F. F. In: Hart, J. K. e Roberts, D. H. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectonic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. **Sedimentary Geology**, 91:191-213.

Brown, A. C. e McLachlan, A. 1990. **Ecology of Sandy Shores**. Elsevier, 328p.

Butt, T. E e Russell, P. 2008. **Surf Science**: an introduction to waves for surfing; Broché; 142p

Calazans, D. (Org.). 2011. **Estudos Oceanográficos**: do instrumental ao prático: Pelotas: Ed. Textos.

Calazans, D., Muelbert, J.H. e Muxagara, E. 2011. Organismos planctônicos. In: Calazans, D. (Org.): **Estudos Oceanográficos**: do instrumental ao prático. Pelotas: Ed. Textos. p.200-275.

Calliari, L. J., Esteves, L.S., Oliveira, C.P.L., Tozzi, H.A.M.; Pereira da Silva, R. e Cardoso, J.N. 1994. **Padrões sonográficos de um afloramento de beachrocks na plataforma interna do Rio Grande do Sul** (COMEMIR/OSNRL). Notas Técnicas 7: 27-32. CO/IG/UFRGS. Porto Alegre, RS, Brasil.

Camargo, R. e Harari, J. 2003. Modeling of the Paranagua Estuarine Complex, Brazil: tidal circulation and cotidal charts. **Revista Brasileira de Oceanografia**, 51 (único), p.23-31.

Capitoli, R. e Bemvenuti, C. 2006. Associações de macroinvertebrados bentoônicos de fundos inconsolidados da plataforma continental e talude superior no extremo sul do Brasil. **Atlântica**, 28(1):47-59.

Castello, J.P. 1997. **A anchoita** (*Engraulis anchoita*, Engraulididae, Pisces) **no sul do Brasil.** Tese de Doutorado; FURG.

Chaves, P.T.; Kruf, L.C.; Guerra, N.C.; Lessa, R e Pesce, C.P. 2007. **Pesquisa e Formação de Recursos Humanos em Ciências do Mar**. SECIRM - VI PSRM. 115p.

Chen, C.T. e Millero, F. J. 1977. Speed of sound in seawater at high pressures. **J. Acoust. Soc. Am.**, 62(5):1129-1135.

Colling, A. e Bemvenuti, C.E. 2011. Organismos bentônicos. In: Calazans, D. (Org.): **Estudos Oceanográficos**: do instrumental ao prático. Pelotas: Ed. Textos. p.276-295. 2011.

CoOP CBED Workshop. 2004. C**oastal Benthic Exchange Dynamics**. SkIO TR-04-01.

Correa, I. C. 1990. **Analyse morpho-structurale et evolution paleogeographique de la plate-forme continentale Atlantique sud brésilienne** (Rio Grande do Sul-Brésil). Université de Bordeaux I, Talence-Grance. Thèse de Doctorat. 314 p.

Correa, I. C. 1996. Evidence of sea level fluctuation on the Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, 40:237-249

Corrêa. I.C.S., Medeanic, S., Weschenfelder, J., Toldo, E.E., Nunes, J.C. e Baitelli, R. 2014. The palaeo-drainage of the La Plata River in Southern Brazil Continental Shelf. **Revista Brasileira de Geofísica**, 32(2):259-271.

Costa Ferrenho, R. 1993. História da Hidrografia Brasileira. **Imago Maris**. 1(1) 10p.

Costa Fernandes, L.P (Org.). 2012. CEMBRA. **O Brasil e o mar no século XXI**. Relatório aos tomadores de decisão do país. Niterói, RJ, BHMN. 540p.

Day, J.W.; Hall, C.A.S.; Kemp, M.K. e Yañez-Arancibia, A. 1989. **Estuarine Ecology**; Wiley-Blackwell. 576p.

Duxbury, A.C. e Duxbury, A.B. 1997. **An Introduction to the World's Oceans** (5th ed). WCB Publishers. 528p.

Dybas, C.L. 2013. Ripple marks - The story behind the story. **Oceanography**, 26(3):10-13.

Emery, K.O. 1969. The continental shelves. **Scientific American** 221(3):106-122.

Emery, W. e Thomson, R.E. 2001. **Data analysis methods in physical oceanography**. 2nd. Ed., Pergamon, Nova York; 638p.

Fachin, S. 1998. **Caracterização do perfil de equilíbrio da ante-praia do Rio Grande do Sul**. Dissertação de mestrado em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Ferreira, R.M. e Estefen, S.E. 2009. Alternative concept for tidal power plant with reservoir restrictions. **Renew Energy**, 34: 1151-1157.

Forch, C., Knudsen, M. e Sorensen, S.P.L. 1902. Berichte über die Konstantenbestimmungen zur Anfstellung der Hydroginphischen Tabellen Kgl. **Danske Videnskab Selskabs, Skifter Naturvidenskab math**. Afdel XII, 1:1-151.

Fraser, J.H. 1966. Zooplankton sampling. **Nature**, London, 211:915-916.

Garrison, T. 2008. **Essentials of Oceanography**. Cengage Learning; 588p.

Gesamp, L. 1987. Land/sea boundary flux of contaminants: contributions from rivers. **UNESCO/GESAMP Report and Studies**, 32. 172p.

Getting, I.A. 1993. **The Global Positioning System**. Spectrum, IEEE. New York, 30:36-38, 43-47.

Grotzinger, J. e Jordan, T. 2013. **Para Entender a Terra**. Bookman. 768p.

Haimovici, M.; Vasconcellos, M.; Kalikoski D.C.; Abdalah, P.; Castello, J.P. e Hellebrandt, D. 2006. Diagnóstico da pesca no litoral do Estado do Rio Grande do Sul. In: Isaac, V.J.; Martins, A.S.; Haimovici, M. e Andriguetto, M. (Org). **A Pesca Marinha e Estuarina do Brasil no Início do Século XXI**: recursos, tecnologias, aspectos socioeconômicos e institucionais. UFPA, Belém: p.157-180.

Hardy, A.C. 1926. A new method of plankton research. **Nature**, London, v. 118: 630-632.

Heezen, B.C.; Tharp, M. e Ewing, M. 1959. The floor of the oceans, 1: The north atlantic. New York, **The Geological Society of America Special Paper** 65. 122p.

Herman, A.W.; Beanlands, B. e Phillips, E.F. 2004. The next generation of optical plankton counter: the Laser-OPC. **Journal of Plankton Research**, Oxford, v. 26, n. 10, p. 1135-1145.

Hessler, R.R. e Jumars, P.A. 1974. Abyssal community analysis from replicate cores in the central North Pacific. **Deep Sea Research and Oceanographic**, 21(3):185-209.

Hormann, V., R. Lumpkin, e Foltz, G.R. 2012. Interannual North Equatorial countercurrent variability and its relation to tropical Atlantic climate modes, **J. Geophys. Res.**, 117: 1-17.

Ivanoff, A. 1961. Quelques résultats concernant les propriétés diffusantes des euax de mer. **Union Géol. Géophys. Int.**, Monogr., 10:45-51.

Ivanoff, A. 1972. **L'Introduction à l'océanographie**. Librairie Vuibert. Paris. Vol. 1. 208p.

Jaffe, J.S. 2005. **Sensing Plankton**: acoustics and optical imaging. Marine Physical Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla.

Jerlov, N.G. 1976. **Marine Optics**. Elsevier Scientific Publisher Co. Amsterdam; 241p.

Kampel, M. 2009. **Sensoriamento Remoto Aplicado à Oceanografia**. Apostila. http://www.ltid.inpe.br/vcsr/html/apostila_pdf/cap6_mkampel.pdf.

Kenett, J. 1982. **Marine Geology**. New Jersey, Prentice-Hall. 813p.

Kinsman, B. 1965. **Wind Waves**: Their generation and propagation on the ocean surface; Prentice-Hall. 676p.

Komar, P.D. 1997. **Beach Processes and Sedimentation**. 2.ed. New Jersey, Prentice Hall. 544p.

Krug, L.C. (Org.). 2012. **Formação de Recursos Humanos em Ciências do Mar**: estado da arte e plano nacional de trabalho 2012/2015. Pelotas: Ed. Textos.

Kundu, P. K. e Cohen, I. M. 2002. **Fluid Mechanics**. Academic. 730p.

Lalli, C.M. e Parsons, T.R. 1997. **Biological Oceanography**: an introduction. 2.ed. The Open University. 314p.

Lisitzin, A.P. 1972. Sedimentation in the world ocean. **Soc. Econ. Paleontol. Mineral**. Spec. Publ. 17.

Mangor, K. 2004. Shoreline management guidelines. **DHI Water and Environment**. 294p.

McLellan, H. J. 1965. **Elements of Physical Oceanography**. Oxford, Pergamon Press. 151 p.

McLusky, D.S. 1971. **Ecology of Estuaries**. Heinemann Educational.

Mie, G. 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. Leipzig, **Ann. Phys**. 330:377-445.

Miguens, A.P. 1996. Navegação astronômica e derrotas. In: **Navegação**: a ciência e a arte. Rio de Janeiro: Diretoria de Hidrografia e Navegação, v. 2.

Milani, E.J.; Brandão, J.A.S.L.; Zalán, P.V. e Gamboa, L.A.P. 2000. Petróleo na Margem Continental Brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Rev.Bras.Geof.**, 18(3), São Paulo.

Möller Jr., O. e Abe, M.P. 2011. Oceanografia física. In: Calazans, D. (Org.): **Estudos Oceanográficos**: do instrumental ao prático. Pelotas: Ed. Textos. p.108-129.

Montealegre-Quijano, S., De Bem JR., R., Dolci, D., e Dumont, L.F. 2011. Pesca e recursos pesqueiros. In: Calazans, D. (Org.): **Estudos Oceanográficos**: do instrumental ao prático. Pelotas: Ed. Textos. p.296-337.

Nédélec, C. e Prado, J. 1999. Definition and classification of fishing gear categories. **FAO Fisheries Technical Paper** n.222. Rome.

Neumann, G. e Pierson, W.J. 1966. **Principles of Physical Oceanography**. New Jersey, Prentice Hall. 545p.

Niencheski, L.F. H.; Windom, H.L.; Moore, W. S. e Jahnke, R.A. 2007. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, southern **Brazil. Mar. Chem**. 106(3-4):546-561.

Nybakken, J.W. 1993. **Marine Biology**: an ecological approach. Harpercollins College Div. 496p

Omori, M. e Ikeda, T. 1984. **Methods in Marine Zooplankton Ecology**. New York: Wiley-Intercience.

Pinet, P. R. 1998. **Invitation to Oceanography**. Jones and Bartlett Pub. 556p

Piola, A.R. e Matano, R.P. 2001. Brazil and Falklands (Malvinas) currents. In: **Encyclopedia of Ocean Sciences**, Ed. John H. Steele, Oxford: p.340-349.

Posgay, J.A. e Marak, R.R. 1980. The MARMAP bongo zooplankton samplers. **Journal of Northwest Atlantic Fisheries Science**, Canada, 1:91-99.

Programa ECOS 3, **Plymsolve**, Centre for Coastal and Marine Sciences; Plymouth Marine Laboratory.

REVIZEE, 1997. Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva.

Richardson, P.L. 2007. Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters Deep-Sea Research I, 54:1361-1389.

Rodhouse, P.G., Elvidge, C.D. e Tratham, P.N. 2001. Remote sensing of the global light-fishing fleet: an analysis of interactions with oceanography, other fisheries and predators. **Advances in Marine Biology** 96:1-10.

Schmiegelow, J.M.M. 2004. **O Planeta Azul**: uma introdução às Ciências Marinhas. Rio de Janeiro: Interciência. 202p.

Sieracki, C.K.; Sieracki, M.E. e Yentsch, C.S. 1989. An imaging-in-flow system for automated analysis of marine microplankton. **Marine Ecology Progress Series**. Amelinghausen, 168:285-296.

Stowe, K. 1996. **Exploring Ocean Science**. 2.ed. John Wiley & Sons. 426p

Suckow, M.A.; Weisbroth, S.H. e Franklin, C.L. 1995. **Seawater**. 2.ed. Elsevier. Oxford. 162p.

Talley, L.D.; Pickard, G.L.; Emery, W.J. e Swift J.H. 2011. **Descriptive physical oceanography**: An Introduction (Sixth Edition), Boston, Elsevier. 560p.

Teixeira, W. 2000. Vulcanismo: produtos e importância para a vida. In: Teixeira, W.; Toledo, M. C. M. de; Fairchild, T. R.; Taioli, F. 2000. **Decifrando a Terra**. São Paulo, Oficina de Textos. 558p.

Tessler, M.G. e Mahiques, M.M. 2000. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M; Fairchild, T.R. e Taioli, F. (Org.). 2000. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos. 2ª reimp. 558p.

The Open University, 1989. **Ocean Chemistry and Deep Sea Sediments**. 139p.

Tomczak, M. e Godfrey J.S. 2001. **Regional Oceanography**: an introduction. Oxford, Pergamon Press. 422p.

Tomczak, M. 2002. An Introduction to physical oceanography, Version 4.1, April 2002, **Oceanography Lecture Notes**, Lecture 9 (http://www.incois.gov.in/Tutor/IntroOc/lecture09.html)

Trujillo, A.P. e Thurman, H.V. 2005. **Essentials of Oceanography.** New Jersey, Prentice Hall. 608p.

Vieira, P.F.; Berkes, F. e Seixas, C.S. 2005. **Gestão Integrada e Participativa de Recursos Naturais**. Conceitos, métodos e experiências. Florianópolis: APED e Secco.

Wallace, J. M. E. e Hobbs, P. 2006. **Atmospheric Science**: an Introductory survey?. Boston, Elsevier. 504p.

Weiss, G. 1981. **Ictioplancton del Estuario de Lagoa dos Patos**, Brasil. Tese de doutorado. Universidad Nacional de La Plata. Argentina. 164p.

Wright, L.D. e Short, A.D. 1983. Morphodynamic variability of surf zones and beaches. **Mar. Geol.**, 56:93-118.

Agradecimentos

Os organizadores agradecem ao Comitê Executivo para a Formação de Recursos Humanos em Ciências do Mar (PPG-Mar) pela confiança e pela oportunidade de participar da construção desta obra, que pretende disseminar entre estudantes de graduação e pós-graduação, através de exemplos extraídos da realidade brasileira, conhecimentos básicos sobre os componentes, os processos e os recursos do ambiente marinho e zonas de transição.

Por se tratar de um esforço coletivo, que sintetiza os conhecimentos acumulados ao longo das últimas décadas, os organizadores registram o seu reconhecimento e agradecimento a comunidade científica e as respectivas instituição de origem, que apesar das dificuldades, têm produzido vasta gama de conhecimentos sobre o mar e a zona costeira do Brasil e que foram fundamentais para a construção deste livro.

Aos colegas Moysés Tessler, Iran Correa, Jair Weschenfelder, Lauro Calliari, Osmar Möller, Carla Aseff, Felipe Niencheski, Regina Rodrigues, Elisa Fernandes, Débora Cucchiara,, Ricardo de Camargo, Joseph Harari, Paulo Lana, Frederico Brandini, Jean Valentin, José Muelbert, Angel Perez, Paulo Abreu, Ronaldo Cavalli, Xavier Castello, Marcus Polette, Milton Asmus, Danilo Calazans, Gilberto Griep e Lucio Fernandes, autores dos capítulos desta obra, o reconhecimento e agradecimento pelo tempo e intelecto dedicado a esta obra.

Ao Ministério da Educação (MEC), a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), e sua Secretaria (SECIRM), e a Universidade Federal do Rio Grande (FURG), o agradecimento especial pelo suporte financeiro e logístico para a viabilização deste livro.

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram, apoiaram ou incentivaram a construção desta obra, fica o eterno agradecimento dos organizadores. Sem a contribuição de cada um de vocês não teríamos chegado ao final deste desafio.

A Vera Alice Silveira de Castello o reconhecimento de seu esposo pelo incentivo, compreensão e paciência ao longo dos últimos anos.

Este livro foi composto em
Garamond, Californian FB, Futura Lt Bt e Futura Md Bt.