

Aula 2

MORFOLOGIA SUBMARINA

META

Apresentar o quadro morfológico e fisiográfico do fundo oceânico com ênfase na teoria da tectônica global e circulação oceânica.

OBJETIVOS

Ao final desta aula, o aluno deverá:
caracterizar o relevo submarino; e
entender a origem e distribuição dos sedimentos marinhos.

Aracy Losano Fontes

INTRODUÇÃO

O quadro morfológico e fisiográfico do fundo oceânico atual é resultante da evolução tectônica global atuante desde a fragmentação do supercontinente Pangeia, associada aos processos de erosão e sedimentação nas margens continentais e bacias oceânicas, atuantes nos últimos milhares de anos (BAPTISTA NETO; SILVA, 2004).

RELEVO SUBMARINO

As características do relevo continental e submarino são semelhantes embora, neste, devido a predominância do trabalho de modelagem da água, exista maior suavidade nos contornos.

As três províncias fisiográficas principais do fundo submarino são: Margens Continentais, Bacias Oceânicas e Cordilheira Mesoceânica ou Dorsal Oceânica (Figura 2.1).

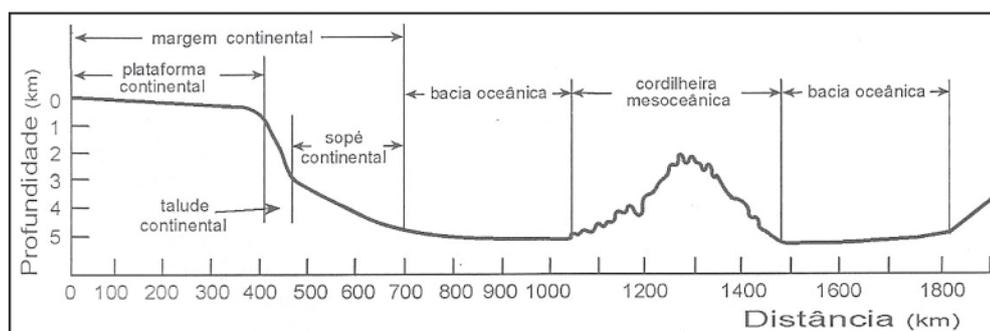


Figura 2.1 – Principais feições da margem continental e da bacia oceânica. (Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

1. Margens Continentais

As margens continentais representam a zona de transição entre os continentes e as bacias oceânicas. Situam-se abaixo do nível do mar embora façam parte do continente, representando 20% do total da área oceânica.

Os geólogos marinhos e oceanógrafos reconhecem dois tipos de margens continentais de acordo com sua morfologia e evolução tectônica: Margens tipo Atlântico e Margens tipo Pacífico (Figura 2.2):

1.1. Margens “tipo Atlântico” também denominadas “passivas” ou “divergentes”. Caracterizam-se por sua maior extensão, estabilidade tectônica e espessas camadas sedimentares. Desenvolvem-se a partir do rompimento (rifteamento) de blocos continentais e formação de nova crosta oceânica, como observado no leste da América do Norte e América do Sul, nas margens leste e oeste da África e no litoral sudeste brasileiro. O oceano Índico possui principalmente margens “tipo Atlântico”, exceto na sua porção nordeste, onde se localiza a fossa de Java.

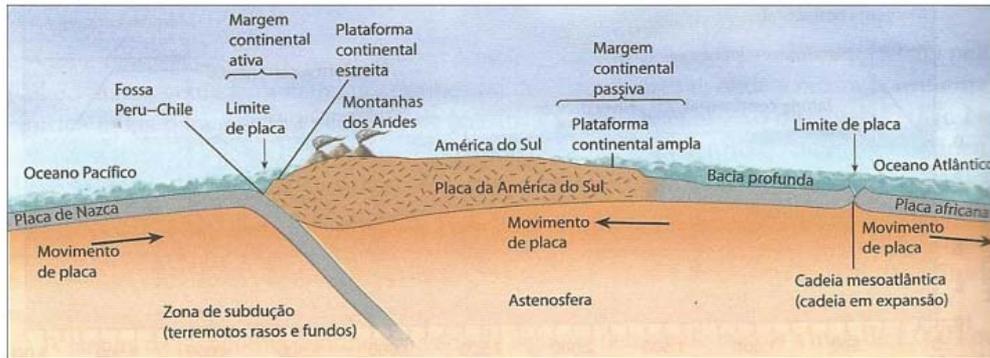


Figura 2.2 – Margens continentais ativas e passivas ao longo das costas oeste e leste da América do Sul. (Fonte: WICANDER; MONROE, 2011)

As margens “tipo Atlântico” apresentam três províncias fisiográficas definidas por variações do gradiente batimétrico: plataforma continental, talude continental e elevação continental (Figura 2.3):

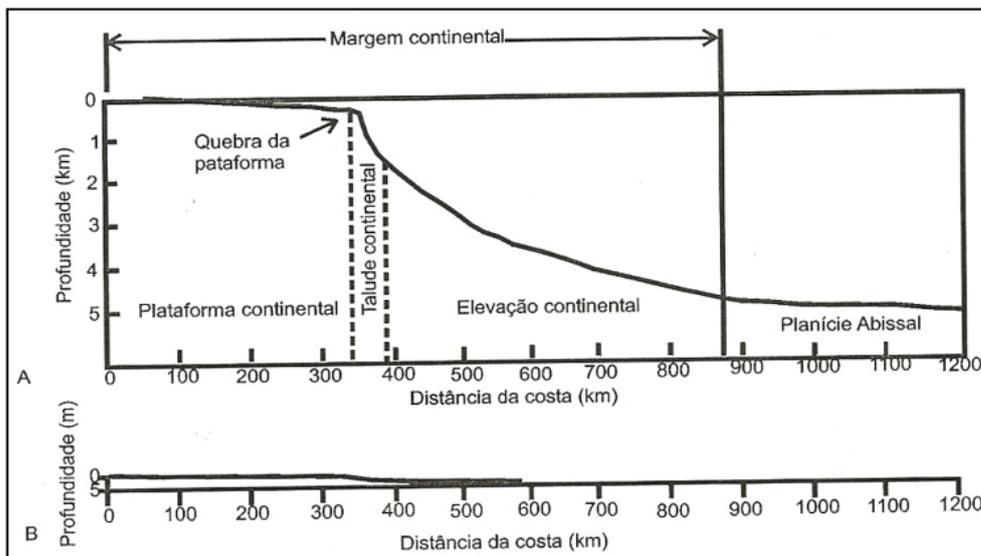


Figura 2.3 – Principais feições da margem continental passiva. (Fonte: BAPTISTA NETO; SILVA, 2004.)

a) Plataforma Continental - constitui extensão submersa dos continentes, com declividade média de 1:1000 (a cada 1.000 metros horizontais a profundidade aumenta em 1 metro) desde a linha de praia até a quebra da plataforma, que ocorre em profundidades médias de 130 m. Sua largura varia de poucos quilômetros a mais de 400 km, sendo a média de 78 km, embora possa atingir até 1.000 km na região siberiana, no oceano Ártico. No Brasil, a sua maior largura é na foz do rio Amazonas, com 330 km e apenas 8 km na altura de Salvador(BA), Figura 2.4. Sua topografia atual é resultante dos processos de erosão e sedimentação relacionados com as oscilações do nível relativo do mar no último milhão de anos.

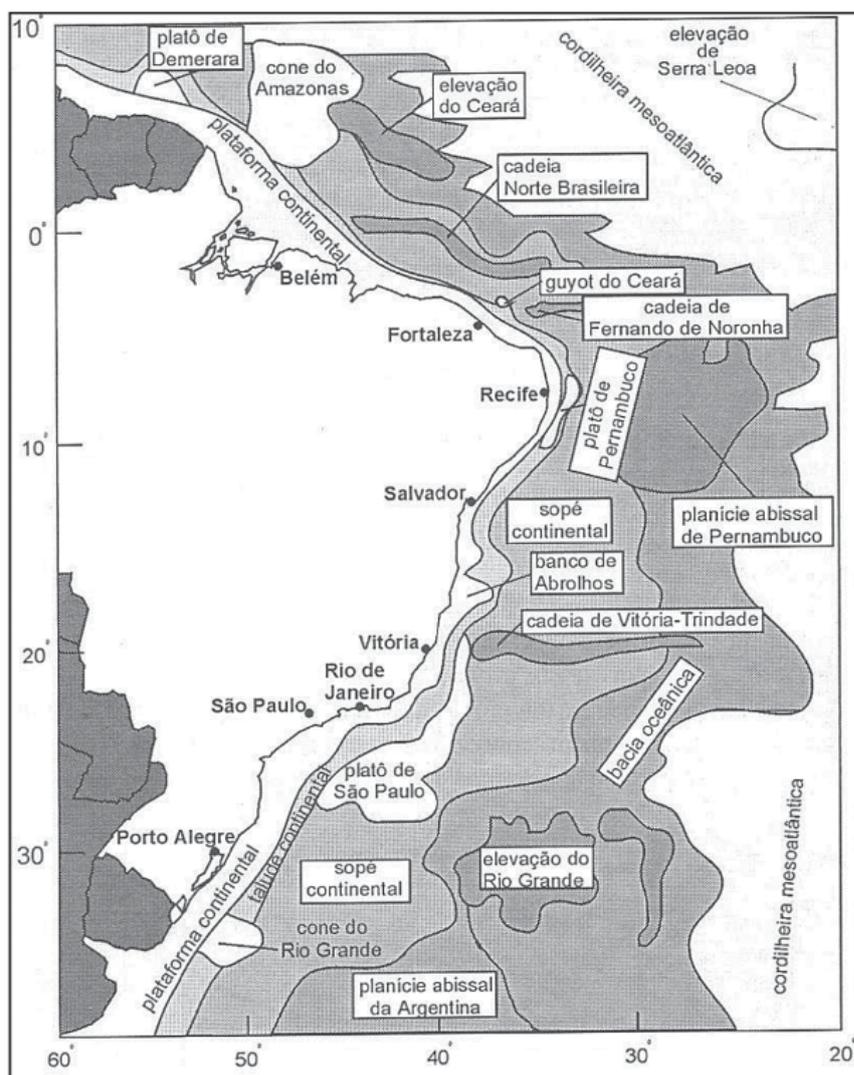


Figura 2.4 – Principais feições da margem continental brasileira e da bacia oceânica adjacente. (Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

Ao longo do tempo geológico, os eventos de oscilação relativa do nível do mar têm exposto, totalmente ou em parte, as plataformas continentais, transformando-as em planícies costeiras. Evidencia-se, ainda, a ocorrência de interrupções topográficas no seu relevo plano, devido a presença de feições de construção biogênica (recifes de coral), além de deformações crustais geradas por atividades vulcânicas e outros eventos tectônicos (TESSLER; MAHIQUES, 2002).

Uma mudança acentuada na declividade do relevo marca o limite externo da plataforma e a passagem para o Talude Continental.

b) Talude Continental - essa província fisiográfica inicia-se a partir da borda da Plataforma Continental. As profundidades aumentam rapidamente de 130 m para 1.500 a 3.500 metros. Apresentam gradientes normalmente íngremes (1:40) rumo aos fundos oceânicos e nas margens passivas estende-se até a província fisiográfica denominada elevação continental. Em função dos gradientes elevados, o talude

continental é o local de maior instabilidade do fundo, sendo comum a presença de feições associadas a deslizamentos, desmoronamentos ou rastejamentos, que favorecem a formação de cânions e canais submarinos (Figura 2.5). Os dois primeiros têm também sua origem associada aos eventos eustáticos, que provocaram o rebaixamento do nível dos oceanos, fazendo com que os canais de drenagem exorreica atingissem a borda da plataforma continental. Interrompendo o talude continental também ocorrem platôs e terraços marginais que apresentam gradientes mais suaves.

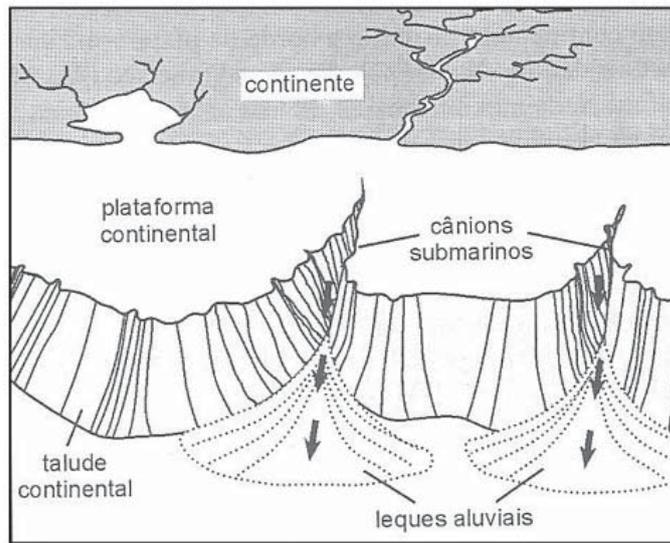


Figura 2.5 – Dois cânions submarinos, mostrando o sentido das movimentações das correntes de turbidez e os leques aluviais localizados na base destes cânions. (Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

Cânions submarinos - são vales profundos e relativamente estreitos, erodidos na plataforma continental externa e no Talude Continental, atingindo, por vezes, a elevação continental.

SUGUIO, 1992

c) Elevação ou Sopé Continental - localiza-se entre o talude e a bacia oceânica, com profundidades entre 3.000 e 5.000 m. Pode apresentar sistemas de cadeias de montanhas e montes submarinos, com relevos superiores a 1.000 m em muitos locais. Em outros locais o relevo é baixo, inferior a 40 m, podendo ser cortado por canais submarinos que avançam a partir dos sistemas de cânions do talude continental. Parte desta feição é formada por sedimentos em suspensão, que fluem da plataforma.

Por ser uma feição tipicamente deposicional o Sopé Continental tem sido associado a um complexo de leques submarinos de mar profundo, onde não existem as fossas oceânicas, que isolam a margem continental das bacias oceânicas.

1.2. Margens Continentais “Tipo Pacífico” ou “Margens Ativas”.

Localizam-se nas regiões de convergência de placas litosféricas, onde concentram-se as principais atividades vulcânicas e sísmicas da Terra. São normalmente mais estreitas, dificilmente ultrapassando 50 km, e possuem menores espessuras de sedimentos devido a presença de cadeias de montanhas mais próximas à costa.

Tipos de margens ativas:

- a) Margens do tipo Chilena – ocorrem onde existe a subducção de uma placa oceânica sob outra continental. A plataforma é estreita, com a fossa logo abaixo do talude e ocorre o desenvolvimento de cadeias de montanhas jovens, na borda continental emersa.
- b) Margens do tipo Mariana – decorrentes do mergulho de uma placa oceânica sob outra oceânica. Apresentam ilhas vulcânicas em arco, adjacentes às fossas tectônicas profundas.
- c) Fossas oceânicas – são as feições mais profundas da Terra, com largura média de 100 km. Ocorrem, sobretudo, no oceano Pacífico, como a fossa das Marianas, que possui profundidade máxima de 11.033 m, Aleutas e Kurilas, associadas aos arcos insulares. Muitas fossas oceânicas estão situadas próximas aos continentes, como a fossa de Atacama (Peru – Chile), no oceano Pacífico, nas adjacências da costa sul americana (Figura 2.6).

As fossas oceânicas marcam os limites convergentes das placas, onde ocorre o mecanismo da subducção e o consumo de uma placa litosférica em relação à outra, com a formação de uma margem destrutiva.

- d) Arcos de ilhas – constituem-se num cinturão de vulcões ativos e ilhas vulcânicas, bordejados por uma fossa submarina, com elevada atividade sísmica.

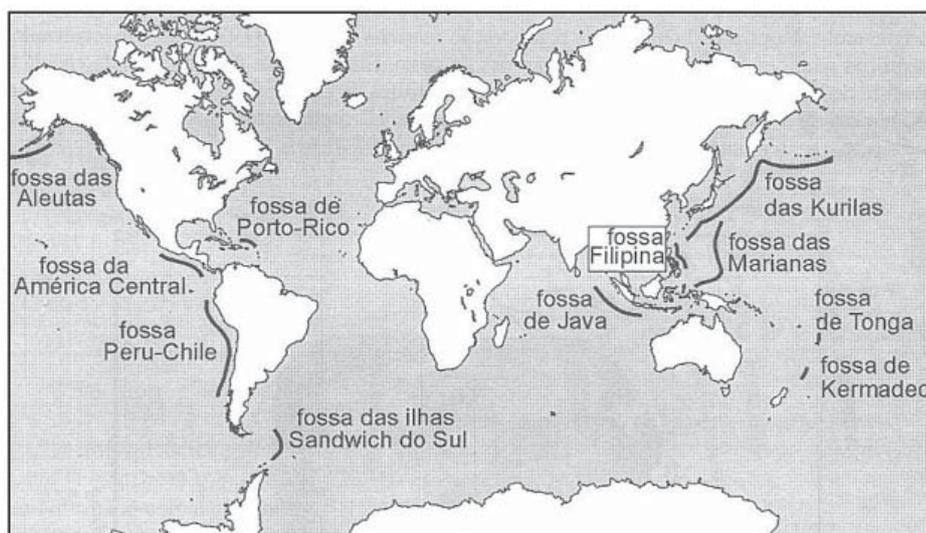


Figura 2.6 – Principais fossas submarinas.
(Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

OS LIMITES DA SOBERANIA BRASILEIRA SOBRE O TERRITÓRIO OCEÂNICO

Como vimos, a plataforma continental corresponde à unidade do relevo submarino até a profundidade aproximada de 200 metros. No entanto, do ponto de vista jurídico, a plataforma continental é definida como a extensão sobre o litoral em que o país exerce soberania.

Em 1982, a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), em Montego Bay (Jamaica), estabeleceu os limites da soberania do território oceânico em 200 milhas marítimas (370 km). No entanto, essa delimitação não conta com a aprovação dos Estados Unidos. No Brasil, os critérios dessa convenção entraram em vigor oficialmente em 1994.

A Convenção do Montego Bay delimita três regiões sobre as quais o país tem direitos: mar territorial, zona contígua e zona econômica exclusiva.

O mar territorial brasileiro compreende uma faixa de 12 milhas náuticas de largura, a partir do litoral continental e insular (Figura 2.7). O Brasil tem soberania sobre essa faixa oceânica e o espaço aéreo correspondente, que são acrescidos ao território continental.

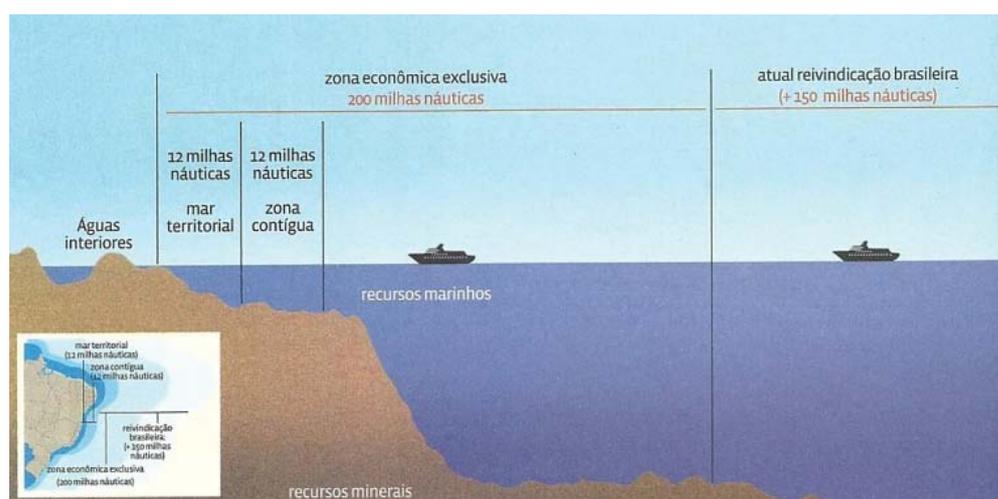


Figura 2.7 – Plataforma continental brasileira.

(Fonte: Marinha do Brasil. Disponível em http://www.mar.mil.br/dhn/ass_leplacamazul.html.)
Acesso em: 9 nov.2009.

A zona contígua brasileira abrange uma faixa de mais de 12 milhas a partir do limite do mar territorial. Nela o país pode fiscalizar navios e reprimir infrações cometidas, de acordo com as leis brasileiras.

A zona econômica exclusiva brasileira compreende uma faixa que se estende até 200 milhas náuticas, em que o Brasil exerce soberania para fins de exploração e aproveitamento, conservação e gestão dos recursos naturais, das águas do mar e do subsolo para fins econômicos e de investigação científica.

O Brasil reivindica a extensão de 150 milhas náuticas de sua plataforma continental, além das 200 milhas náuticas (370 km). Se aprovada, a fronteira brasileira no Atlântico será ampliada em até 900 mil km² e o direito de exploração estendido a uma superfície marítima de 4,4 milhões de km², mais da metade da superfície continental do país. A CNUDM já apresentou uma proposta de ampliação de cerca de 700 km².

BACIAS OCEÂNICAS

Localizam-se entre as margens continentais (sopé continental) e os flancos das cordilheiras mesoceânicas ou até outra margem continental. Embora não sejam características apenas da bacia oceânica, ocorrem aí as diversas feições batimétricas como: planícies abissais, ilhas vulcânicas, guyots, atóis, montes marinhos e fossas submarinas.

As planícies abissais mais planas formadas pelos sedimentos transportados pelas correntes de turbidez vindas das margens continentais ocorrem nos oceanos Atlântico e Índico. Já no oceano Pacífico ocorre uma maior densidade de colinas abissais e montes submarinos ou picos vulcânicos com maior irregularidade do fundo submarino.

As cadeias de montes submarinos ocorrem nos diversos oceanos como as do Havaí no Pacífico e das ilhas de Madeira e Açores no Atlântico Norte. A formação dos alinhamentos de montes vulcânicos formando cadeias é atribuída à movimentação da placa litosférica sobre um ponto (hot spot), fixo no manto, que ocasionalmente expõe material magmático em direção à crosta. Feições resultantes de atividade vulcânica são também comuns no fundo oceânico em zonas de subducção (encontro convergente de placas tectônicas) ou associados com cordilheiras mesoceânicas.

Como em todo oceano Atlântico, no Brasil são encontradas poucas ilhas vulcânicas na bacia oceânica destacando-se o arquipélago de Fernando de Noronha, que faz parte de uma cadeia linear com 420 km de extensão, rochedos de São Pedro e São Paulo, distantes mais de 900 km da costa brasileira, e as ilhas Trindade e Martim Vaz, que são os picos mais elevados da cadeia de Vitória-Trindade, disposta ao longo do paralelo 20°20' sul.

O Atol das Rocas (Figura 2.8) o único do oceano Atlântico Sul, está localizado na bacia oceânica brasileira na altura do estado do Rio de Janeiro e faz parte da formação da cadeia de Fernando de Noronha, sendo constituída por um anel de recifes de algas-calcárias e corais, de cerca de 1.600 m de diâmetro.

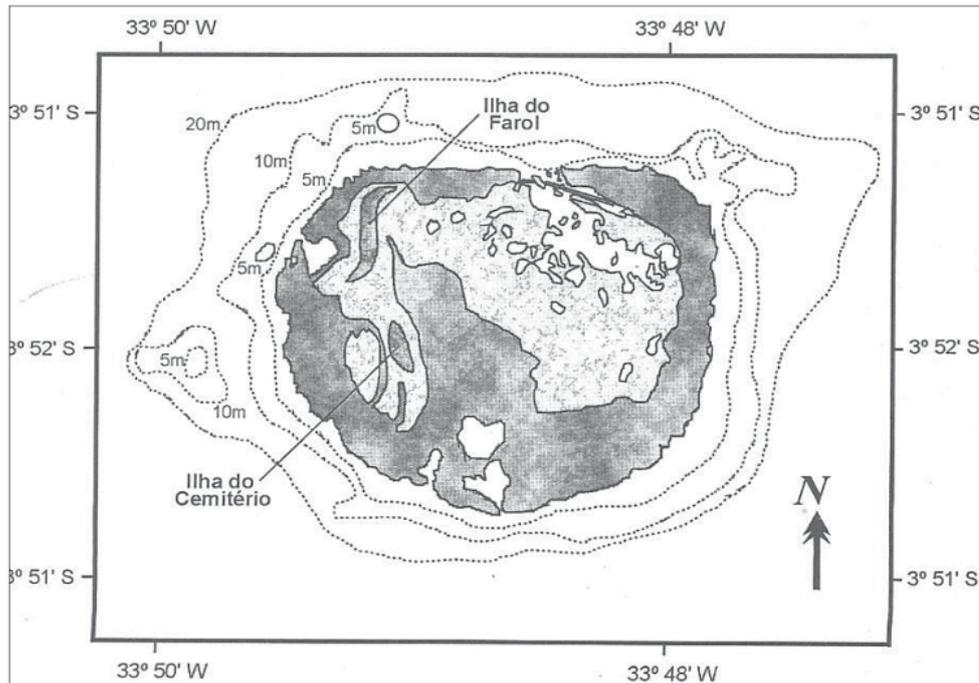


Figura 2.8 – O Atol das Rocas, Atlântico Sul, na altura do estado do Rio Grande do Norte. (Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

Pontos quentes (hot spots) ou plumas metálicas são anomalias térmicas localizadas no manto em várias regiões da Terra.

A maioria situa-se em grandes profundidades no limite entre o núcleo e o manto e outros parecem ser formados a menores profundidades (100-200 km) na zona de baixa velocidade sísmica.

Os pontos quentes foram vulcões não relacionados com o limite de placas litosféricas, como o Havaí (intraplaca) que está localizado em ambiente oceânico, ou em regiões continentais como o Yellowstone, nos Estados Unidos. A causa da subida do magma pode ser proveniente de anomalias químicas e térmicas que ocorrem no manto profundo. O ponto quente é fixo em relação ao manto e a placa litosférica move-se sobre o mesmo, formando uma trilha de ilhas vulcânicas.

Alguns pontos quentes são centrados nas cordilheiras mesoocênicas como a Islândia e os Açores, ambos no Atlântico Norte.

SICHEL e MELLO, 2004

CORDILHEIRA MESOCEÂNICA OU DORSAL OCEÂNICA

É o compartimento fisiográfico que apresenta um relevo irregular e estende-se por todos os oceanos, com uma extensão total superior a 70.000 km e profundidade média de 2.500 m. Geralmente constitui-se no eixo

dos limites divergentes de placas adjacentes, onde ocorre a expansão do fundo oceânico e sua morfologia geral é controlada pela estrutura termal da litosfera oceânica. A cordilheira mesoocênica situa-se, sobretudo, na parte central dos oceanos, excetuando a cordilheira do Pacífico Leste.

As zonas de fratura são feições lineares do embasamento oceânico que deslocam o eixo das cordilheiras mesoocênicas, podendo chegar a centenas de quilômetros, e limitam segmentos do embasamento oceânico.

A litosfera oceânica mais antiga, distante do eixo da cordilheira, é mais fria e subside pelo aumento da sua densidade. A linearidade do seu eixo é somente deslocada pelas falhas transformantes, que marcam o limite entre duas placas litosféricas e ao longo das zonas de fratura são sismicamente ativas.

As feições topográficas menores encontradas no eixo e flanco das cordilheiras estão sobretudo relacionadas com as taxas de expansão da litosfera oceânica, a exemplo da Cadeia do Pacífico Leste, em que o centro de expansão é rápido (maior do que 50 mm/a).

No oceano Atlântico, a Cordilheira Oceânica, denominada Meso-Atlântica, ocupa a região central, separando-o em duas partes que possuem configuração de relevo similar.

SISTEMAS SEDIMENTARES MARINHOS ATUAIS

Grande parte das partículas geradas pelo intemperismo e erodidas nos continentes é depositada nas áreas oceânicas.

O perfil fisiográfico das margens continentais do tipo “Passivo” ou “Atlântico” mostra uma acentuada mudança de relevo em torno da profundidade média de 130 metros, configurada pela feição de quebra de plataforma, que delimita os domínios de mar raso e de mar profundo, englobando as províncias morfológicas do talude continental, elevação e bacias oceânicas. No mar profundo, as planícies inferiores da margem continental e os flancos das cristas mesoocênicas, constituem os depósitos sedimentares mais proeminentes.

Na Plataforma Continental, a cobertura sedimentar atual reflete (PONZI, 2004):

- a natureza predominante de seus componentes (terrígena e/ou marinha);
- a ação de transporte e retrabalhamento dos componentes terrígenos e marinhos promovida pela atividade hidrodinâmica (ondas, marés e correntes); e
- os efeitos das oscilações eustáticas do nível do mar durante o Quaternário.

No talude e elevação continental, a sedimentação é controlada, sobretudo, pela dinâmica de ressedimentação, a circulação de fundo e a deposição pelágica.

Deposição pelágica - consiste de sedimentos siltico-argilosos, de natureza sobretudo biogênica, associados a sedimentos inorgânicos (teores inferiores a 25%).

Ressedimentação - é o principal processo de transporte de sedimentos clásticos que chegam ao fundo oceânico. Esses sedimentos constituídos, sobretudo, por material previamente acumulado na plataforma continental, são transportados via talude através de diferentes mecanismos, envolvendo movimentos de massa subaquosos, relacionados a fluxos de sedimentos, acionados pela ação da gravidade. Quando atingem o sopé de talude, originam depósitos, como leques ou cones submarinos.

SUGUIO, 1992

ORIGEM DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES MARINHOS

Grande parte dos depósitos sedimentares marinhos é composta por um tipo predominante ou misturas variadas de sedimentos originários de fontes diversas (Figura 2.9).

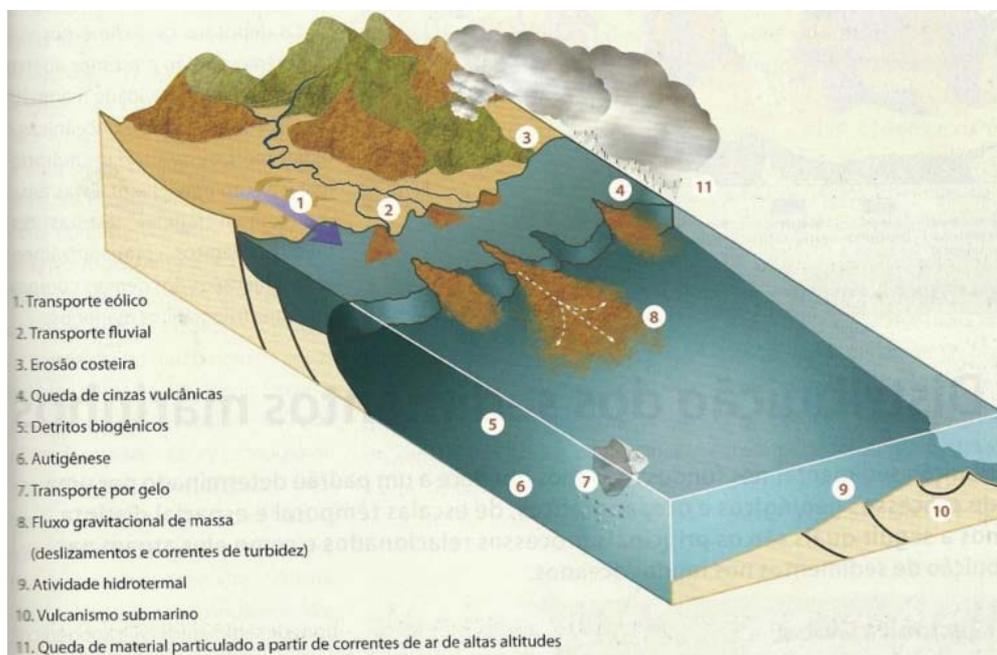


Figura 2.9 – Os processos de transporte e deposição de sedimentos no meio marinho. (Fonte: TESSLER; MAHIQUES, 2009.)

Os sedimentos marinhos são compostos de material detrítico proveniente dos continentes e de substâncias extraídas da água dos mares por processos químicos e biológicos.

As fontes dos sedimentos marinhos podem ser agrupadas em duas categorias: a) fontes extra-bacias ou alóctones - originadas nas áreas continentais adjacentes, fornecem sedimentos de natureza terrígena ou biogênica incluindo os sedimentos cosmogênicos.

- Sedimentos terrígenos (inorgânicos e orgânicos).

Os principais constituintes terrígenos inorgânicos são formados por fragmentos de rochas e grãos de minerais leves (quartzo, feldspato, mica) e pesados (magnetita, ilmenita, zircão, etc.). As classes de tamanho como cascalho e areia formam os chamados sedimentos grossos, enquanto o silte e a argila, agrupados sob a denominação de lama, constituem os sedimentos finos. A granulometria (tamanho dos grãos) do sedimento litogênico varia conforme a distância da fonte que originou. Quanto mais distantes das regiões costeiras são mais finos como siltes e argilas, uma vez que as correntes marinhas não possuem competência para transportar sedimentos de maiores dimensões a grandes distâncias. Os componentes orgânicos são representados por folhas, micro-raízes, sementes e outros tipos remanescentes de vegetais.

- Sedimentos Cosmogênicos

Os micro-fragmentos de meteoritos são os principais componentes dos sedimentos cosmogênicos. A maior parte dos sedimentos penetra na atmosfera terrestre, sendo depositados na superfície dos continentes e dos oceanos. São fragmentos líticos, enriquecidos por ferro e poeira cósmica.

b) Fontes intra-bacias ou autóctones – os sedimentos são originados na própria bacia de sedimentação, devido às precipitações entre a água do mar e compostos químicos orgânicos e inorgânicos.

- Sedimentos Bioquímicos

As vasas de carbonato de cálcio ou de sílica são os principais constituintes dos sedimentos biogênicos que são denominados de vasas, compreendendo as carapaças de constituição carbonática e silicosa.

Vasas

Depósito pelágico de granulação fina (pelítica), contendo normalmente mais de 30% de material de origem orgânica. Exemplos: vasa calcária, que consiste de cocólitos e foraminíferos e localmente pterópodes, bem como material não-carbonático (em geral menos de 40%). Por outro lado, a vasa silicosa é, por definição, um sedimento pelágico contendo mais de 30% de microorganismos silicosos (radiolários e diatomáceas) e menos de 30% de microorganismos calcários.

SUGUIO, 1998

Nos ambientes de águas rasas, a produção carbonática está principalmente associada aos sedimentos biogênicos de natureza animal e vegetal, como de fragmentos esqueléticos, carapaças e ossículos de vários organismos (foraminíferos, briozoários, algas, ouriços do mar, etc.) dando origem, posteriormente, após sofrerem erosão e intemperismo por processos físicos, químicos e biológicos, aos cascalhos e areias biodetríticas nas margens continentais.

Grande parte dos carbonatos depositados nos oceanos é derivada da ação dos organismos. Os principais elementos químicos dos carbonatos são a aragonita e a calcita, por isso muitos organismos possuem carapaças e estruturas calcíticas (foramíferos) ou aragoníticas (pterópodos). As vasas de pterópodos são formadas por moluscos planctônicos e suas carapaças são frágeis, mais vulneráveis a dissolução, sendo restritas às águas tropicais, com profundidades inferiores a 2.500 m. Nas vasas silicosas a principal fonte de suprimento de sílica é proveniente de rochas continentais enriquecidas com esse elemento, que após erosão e intemperismo é liberado para o transporte fluvial e depositado nas áreas costeiras.

O carbonato de cálcio, em sua forma primária, deposita-se em três formas (TUREKIAN, 1969):

- Aragonita - por muitos corais atuais e alguns moluscos.
- Calcita fracamente magnésiana – por alguns moluscos, foraminíferos, braquípodas e pela planta unicelular (Coccolithophoridae).
- Calcita altamente magnésiana – derivada de equinóides (ouriço no mar), crinóides e estrelas do mar.

Nas altas latitudes e em áreas de ressurgência costeira - ascensão de águas frias de fundo à superfície, caracterizadas por temperaturas mais baixas e enriquecidas de nutrientes - são comuns os organismos silicosos, sobretudo as diatomáceas. Já nas baixas latitudes desenvolvem-se organismos algais que são recobertos por finas lâminas calcárias.

A diluição dos componentes biogênicos pelo aporte terrígeno ocorre nas margens continentais, principalmente nas plataformas, devido à deposição de sedimentos fluviais que tendem a soterrar ou diluir a maior parte dos constituintes carbonáticos.

- Sedimentos Autigênicos

Os sedimentos autigênicos são formados a partir de lentas reações químicas entre a água do mar e determinados compostos minerais sobre o assoalho oceânico.

Os principais produtos são os nódulos polimetálicos, especialmente os de ferro e manganês, e as fosforitas. Produtos vulcânicos e hidrotermais das atividades magmáticas no meio marinho, que são os sedimentos vulcanogênicos, constituem-se, também, parte dos depósitos sedimentares marinhos.

Os produtos terrígenos biogênicos e autigênicos representam a quase totalidade dos sedimentos recentes que recobrem as bacias oceânicas atuais. A tabela 01 mostra a porcentagem de tipos de sedimentos que recobrem as bacias oceânicas.

Tabela 01 – Tipos de sedimentos que recobrem as bacias oceânicas (%).

Sedimentos	Oceano Índico	Oceano Pacífico	Oceano Atlântico
Vasas de foraminíferos	36%	65%	54%
Vasas de diatomáceas	10%	7%	20%
Vasas de radiolários	5%	-	1%
Argilas continentais	49%	26%	25%

PROCESSOS E PRODUTOS SEDIMENTARES MARINHOS

Ao longo das margens continentais estão depositadas, sobretudo, as partículas terrígenas, que são transportadas para o ambiente marinho por tração (grânulos e areias) ou suspensão (siltes e argilas) e, em algumas áreas a alta produtividade biológica ou condições físico-químicas adequadas levam à deposição de sedimentos biogênicos, de natureza carbonática (restos de conchas e esqueletos) e carbonosa (matéria orgânica resultante da decomposição de organismos marinhos).

A sedimentação nas plataformas continentais atuais resulta da dinâmica deposicional controlada pelos tipos e volume de sedimentos introduzidos no ambiente, pelas oscilações do nível do mar e pelos processos de transporte (fluvial, atmosférico e glacial).

a) Deposição Terrígena e Carbonática

Os rios denudam os continentes do material intemperizado, que é introduzido no sistema dinâmico da plataforma através da linha de costa. Quando formam desembocaduras deltaicas prográdantes, os rios alteram o traçado costeiro devido a gradativa acumulação sedimentar, atingindo os limites internos da plataforma continental. A redistribuição dos sedimentos é realizada pela atividade de ondas, marés e correntes.

Durante as transgressões marinhas no início do Holoceno, várias desembocaduras fluviais foram afogadas transformando-se em estuários e passaram a reter ou trapear os sedimentos fluviomarinhas, inibindo o fornecimento de terrígenos para as plataformas. Já o recuo da linha de costa desencadeou processos erosivos com o solapamento do perfil praiado e do substrato arenoso da plataforma interna.

Quando a frente de uma geleira termina em terra, os seus sedimentos poderão ser transportados pelos rios até o mar. Contudo, os grãos de

areia mostrarão marcas adquiridas durante a abrasão pelas geleiras, o que possibilita distingui-los dos que foram transportados somente pelos rios. Porém, quando as geleiras terminam à beira do mar, a exemplo da Antártica e Groelândia, os fragmentos transportados pelas geleiras são depositados diretamente no soalho marinho.

A deposição atual de lamas (silte e argila) na plataforma continental ocorre, sobretudo, por suspensão, na forma de plumas de sedimentos. Associações de correntes, ondas e marés são responsáveis pela dispersão desses sedimentos lamosos, sendo uma parte depositada em áreas de baixa energia e outra, acumulada nas áreas de mar profundo.

A produtividade, tipos e abundância de sedimentos carbonáticos são controlados pelos seguintes fatores:

- a) Condições climáticas;
- b) Temperatura;
- c) Salinidade;
- d) Intensidade da luminosidade;
- e) Comportamento do nível relativo do mar;
- f) Turbidez das águas;
- g) Natureza do substrato;
- h) Fluxo de nutrientes;
- i) Regime hidrodinâmico; e
- j) Ausência de aporte terrígeno

O clima controla a temperatura a salinidade da água e o regime hidrodinâmico. A maior quantidade de sedimentos carbonáticos ocorre nas águas mais quentes dos oceanos, localizados em 39° N e S. A produtividade orgânica decresce nas partes mais rasas dos oceanos, onde a turbidez é mais acentuada, e pela inundação de ondas e marés de alta energia.

A elevação ou abaixamento do nível marinho decorrentes das variações glacio-eustáticas do nível do mar, traduzidas, respectivamente por afogamento súbito ou emersão das superfícies mais rasas, podem retardar ou inibir a produtividade carbonática.

A escassez de sedimentos carbonáticos também é causada pelo aporte relativamente intenso de material fluvial e pela consistência pouco rígida do substrato, fator que impede a fixação dos organismos.

DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS MARINHOS

Uma vez que os sedimentos atingem os oceanos, a sua distribuição obedece a um padrão determinado por processos geológicos e oceanográficos, de escalas temporal e espacial bastante distintas, como: tectônica global e circulação oceânica (TESSLER; MAHIQUES, 2009).

A TECTÔNICA GLOBAL

Constitui-se no grande mecanismo responsável pela movimentação e distribuição das bacias oceânicas.

Ao longo do tempo geológico, em situações distintas de distribuição de massas continentais e dos oceanos, a circulação oceânica foi diferente da atual, levando ao desenvolvimento de processos oceanográficos e de deposição de sedimentos diferentes dos atuais. Além disso, a movimentação das placas tectônicas com seus limites – convergentes, divergentes e transformantes ou conservativos – permitiu o desenvolvimento das grandes unidades do relevo oceânico. Assim, os processos tectônicos estabeleceram a distribuição da maior parte dos principais tipos de sedimentos (terrígenos, biogênicos, autigênicos e vulcanogênicos) e a sua distribuição pela circulação oceânica.

CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

A circulação oceânica global possui duas componentes: a superficial, controlada pelo vento, e a termoalina, pelas diferenças de densidade da água do mar. Ambas são primeiramente controladas pela energia solar.

CIRCULAÇÃO OCEÂNICA SUPERFICIAL

A circulação superficial dos oceanos constitui-se num importante mecanismo de controle e distribuição dos fluxos de partículas sedimentares que recobrem os fundos oceânicos atuais, além de grande importância no transporte do excesso de calor das zonas equatorial e tropical para os pólos.

Controlada pela ação dos ventos, acontece principalmente nas primeiras centenas de metros abaixo da superfície oceânica, com movimento inicial tanto horizontal como superficial.

Na escala horizontal, o efeito da fricção dos ventos da superfície do oceano e da força de Coriolis, a geometria do fundo oceânico, o movimento de rotação da Terra e as massas continentais criam um movimento giratório nas águas superficiais, no sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul, gerando os grandes movimentos observados na superfície (Figura 2.10).

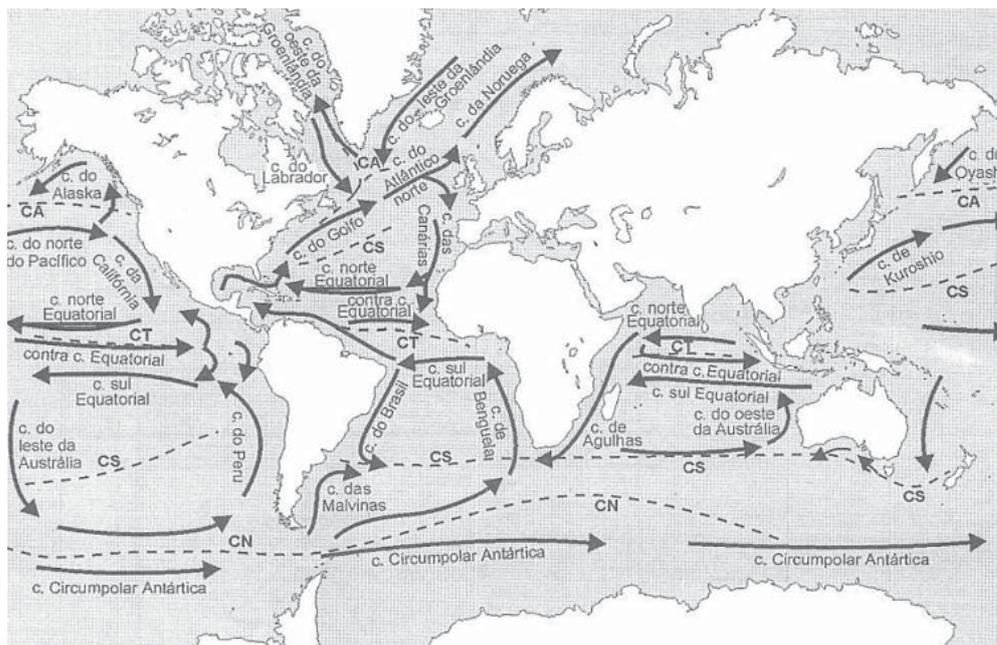


Figura 2.10 – Principais correntes superficiais oceânicas.
(Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

A circulação horizontal superficial dos oceanos desenvolve-se a partir da fricção do vento na interface oceano-atmosfera. Os ventos alísios geram as correntes equatoriais que dominam os oceanos e se movem em direção oeste, sempre paralelos ao Equador. No Atlântico Sul a Corrente Sul-Equatorial ao encontrar o continente sul-americano deflete para o sul com o nome de Corrente do Brasil, de águas quentes, que se estende por quase toda a margem continental brasileira. Ao chegar no extremo sul do oceano Atlântico é defletida para leste e segue em direção norte margeando a costa africana, sob o nome Corrente de Bengela, de águas frias. Nas proximidades do Equador, desloca-se para oeste, gerando a Corrente Sul-Equatorial, que chega ao litoral nordeste brasileiro.

Esta distribuição de águas quentes e frias condiciona a produtividade biológica na costa africana, com produção de matéria orgânica e sua deposição nos sedimentos. Por outro lado, as águas quentes da Corrente do Brasil são responsáveis pela manutenção dos depósitos carbonáticos da costa leste e nordeste brasileira.

O atrito do vento sobre a superfície dos oceanos pode gerar um movimento vertical. No Hemisfério Sul, o atrito do vento anticiclônico (sentido anti-horário) no mar aberto gera um movimento convergente da água superficial que tende a descer, fenômeno conhecido como *downwelling* (Figura 2.11). Já o atrito do vento ciclônico (sentido horário) gera um movimento divergente das águas superficiais e as águas de fundo tendem a subir, causando a ressurgência ou *upwelling*.

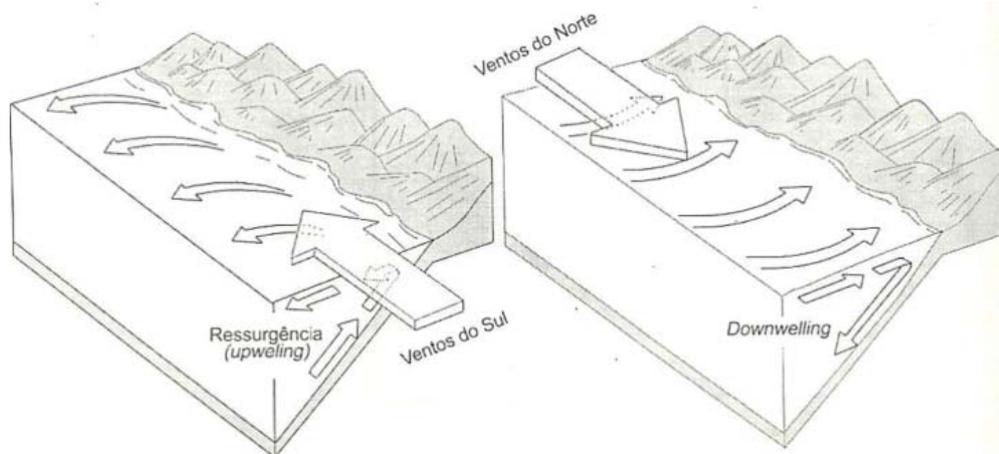


Figura 2.11 – Processo de ressurgência costeira provocada por ventos no Hemisfério Sul. Costa do Peru, continente Sul Americano.
(Fonte: PATCHINEELAM, 2004.)

Este fenômeno também ocorre ao longo das margens continentais, quando as águas superficiais adjacentes aos continentes são transportadas em direção ao oceano aberto pelo transporte de Ekman e a reposição destas águas é realizada pelas águas mais frias e ricas em nutrientes do fundo, caracterizadas por uma elevada produtividade biológica e grande atividade pesqueira, como a costa do Peru. Na costa brasileira, um movimento de ressurgência costeira sazonal (primavera e verão) é encontrado na região de Cabo Frio, no Rio de Janeiro.

Além das correntes superficiais existem correntes marinhas profundas causadas por diferenças de densidade da água do mar, que são as correntes termoalinas, grande responsável pela circulação oceânica em profundidade.

CIRCULAÇÃO TERMOALINA

A circulação termoalina é induzida pela mudança de densidade determinada pelas variações de temperatura (termo) e salinidade (halina). Inicia-se na superfície das regiões oceânicas das altas latitudes quando a densidade se altera em alguma região oceânica superficial, ocasionada pelo resfriamento da água pela fusão de gelo das calotas polares, excesso de evaporação sobre precipitação pluvial e formação de gelo, com conseqüente aumento de salinidade das águas circunvizinhas (Figura 2.12). Assim, a origem da circulação termoalina é um fluxo vertical de águas superficiais mergulhando a uma profundidade intermediária ou próxima ao fundo, dependendo da densidade dessa água. Estas águas frias e densas afundam e lentamente fluem em direção ao equador.

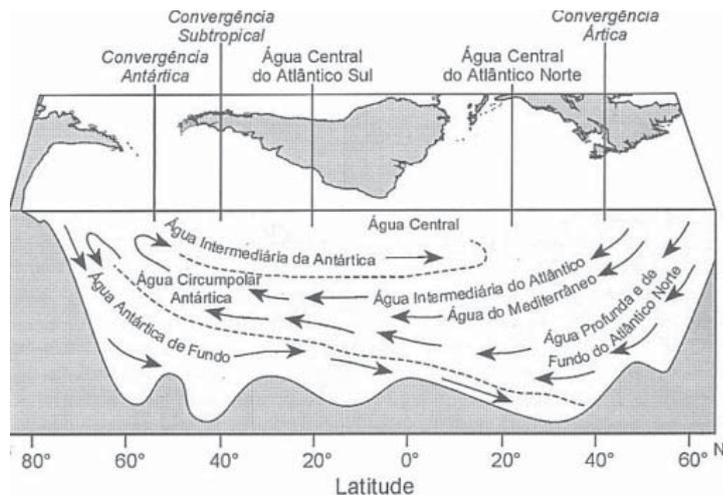


Figura 2.12 – Sistema de circulação profunda do oceano Atlântico. (Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

A circulação termoalina promove a erosão dos fundos marinhos e a redistribuição dos sedimentos previamente depositados e controla físico-quimicamente a deposição de partículas nos oceanos. Não ocorrerá a formação de depósitos biogênicos carbonáticos se a temperatura da água de fundo estiver baixa para permitir a solubilização do carbonato de cálcio. Nos oceanos circumpolares, as baixas temperaturas levam à formação predominantemente de depósitos biogênicos silicosos, constituídos por esqueletos de diatomáceas e radiolários.

CORRENTES BRASILEIRAS

A corrente Sul Equatorial do oceano Atlântico, que se movimenta no sentido leste-oeste, bifurca-se ao atingir o litoral nordestino, formando a corrente das Guianas, que se desvia para o norte, e a corrente do Brasil que se volta para o sul.

A principal corrente superficial brasileira flui para o sul ao longo da costa leste do continente sul-americano, encontrando-se com a Corrente das Malvinas, uma ramificação da Corrente Circumpolar Antártica, em média a 38° da latitude sul.

No litoral norte de São Paulo, onde se conhece melhor a estrutura oceanográfica, são encontradas três correntes na Plataforma Continental: Corrente da Plataforma Continental Interna, Corrente da Plataforma Continental Média e Corrente da Plataforma Continental Externa (Figura 2.13).

Na região oceânica próxima à borda da plataforma, aparece a Água Tropical (Corrente do Brasil), morna e salgada, que está situada sobre a Água Central do Atlântico Sul, fria e menos salgada, que no verão pode aflorar em diversos pontos do litoral brasileiro, originando a ressurgência, como a que ocorre em Cabo Frio (RJ).

Abaixo deste nível, ocorre a Água Intermediária da Antártica, que se forma em águas superficiais da Antártica, podendo ser encontrada até 25° de latitude norte. Na seqüência ocorre a Água Profunda do Atlântico Norte e subjacente a Água Antártica de Fundo, formada no continente Antártico.

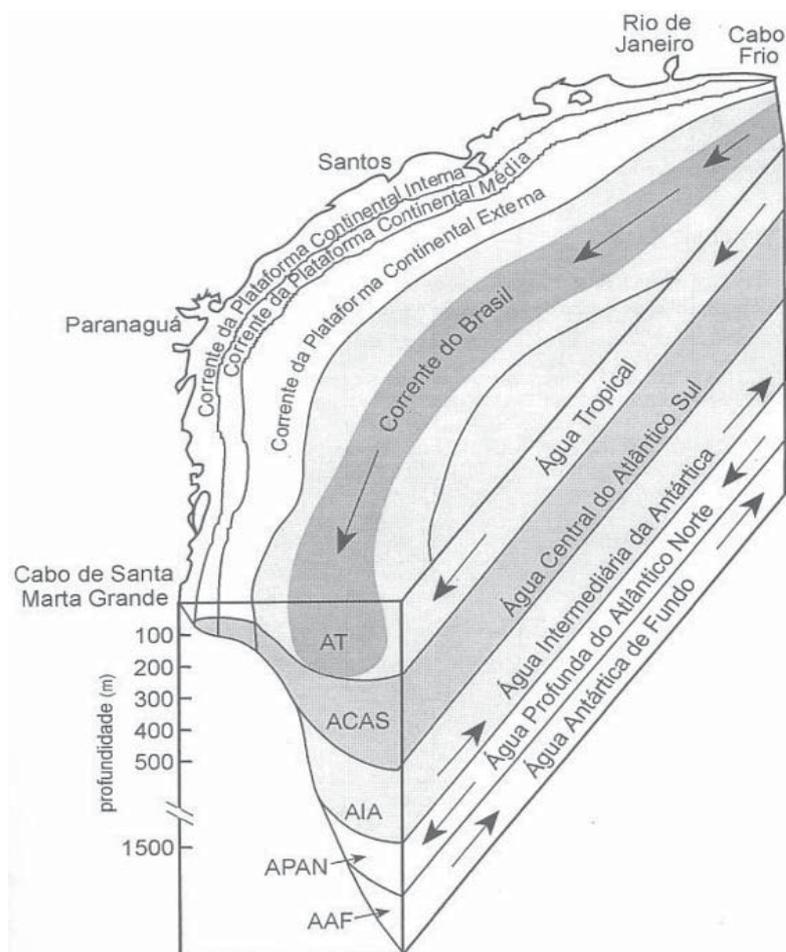


Figura 2.13 – Estrutura oceanográfica na região sudeste-sul brasileira na época de verão. (Fonte: SCHMIEGELOW, 2004.)

CONCLUSÃO

O quadro morfológico do fundo oceânico atual está representado pelas províncias fisiográficas – Margens Continentais, Bacias Oceânicas e Cordilheira Mesoceânica ou Dorsal Oceânica, que estão associadas à tectônica de placas.

As fontes dos sedimentos marinhos extra-bacias ou alóctones são originadas nas áreas continentais adjacentes, geradas pelo intemperismo e a erosão e nas intra-bacias ou alóctones os sedimentos são originados na própria bacia de sedimentação.

A distribuição sedimentar nos fundos marinhos obedece a um padrão determinado por processos geológicos e oceanográficos, de escalas temporal e espacial distintas.



RESUMO

O conteúdo da aula destaca as feições proeminentes do substrato oceânico ligadas a tectônica de placas, que evoluíram rapidamente a partir da hipótese da expansão do fundo oceânico. A cordilheira mesoceânica é a mais conspícua de todas as feições topográficas da Terra e estende-se por todos os oceanos.

Aborda os sistemas sedimentares marinhos atuais, distinguindo as fontes extra-bacias com os sedimentos terrígenos e as fontes intra-bacias, representadas pelos sedimentos bioquímicos e autigênicos.

Finaliza com a distribuição dos sedimentos marinhos, com ênfase na tectônica global e na circulação oceânica superficial e termoalina.



AUTOAVALIAÇÃO

1. Que conteúdo teórico considerou mais importante para o seu conhecimento sobre morfologia submarina?
2. Como situar essa aula em relação a Tectônica Global?
3. Como ocorre o processo de deposição de sedimentos nos oceanos?
4. Faça um comentário sobre as margens ativas.



PRÓXIMA AULA

Na próxima aula você será apresentado ao estudo da Geomorfologia Costeira, sendo abordados as nomenclaturas dos perfis litorâneos, as forças atuantes no litoral e os fatores da morfogênese marinha.

REFERÊNCIAS

BAPTISTA NETO, José Antônio e SILVA, Cleverson Guizan. Morfologia do fundo oceânico. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A.; SCHEL, S.R.S (orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004.

SICHEL, Susana Eleonora; MELLO, Sidney Luiz de Matos. A crosta oceânica. In: BAPTISTA NETO, J.A. PONZI, V.R.A.; SCHEL, E.S.R (orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004.

SCHMIEGELOW, João M. Miragaia. **O planeta azul**: uma introdução às ciências marinhas. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

SUGUIO, Kenitiro. **Dicionário de Geologia Marinha**: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol. São Paulo: T.A. Queiroz, 1992.

PONZI, Vera Regina Abelim. Sedimentação marinha. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A.; SCHEL, E.S.R. **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004.

PATCHIEELAM, Soraya Maia. Circulação Oceânica. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A. e SICHEL, S.E.R. (orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

SCHMIEGLOW, João M. Miragaia. **O planeta azul**: uma introdução às ciências. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

TUREKIAN, Karl K. **Oceanos**. São Paulo: Edgard Blücher LTDA, 1969.

TESSLER, Moysés Gonsalez e MAHIQUES, Michel Michaelovitch de: Processos oceânicos e produtos sedimentares. In: TEIXEIRA et al., (orgs).

Decifrando a Terra. 1 ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2002.

TESSLER, Moysés Gonsalez e MAHIQUES, Michel Michaelovitch de: Processos oceânicos e produtos sedimentares. In: TEIXEIRA et al., (orgs).

Decifrando a Terra. 2 ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009.

WICANDER, Reed e MONROE, James S. **Fundamentos de Geologia** são Paulo: Cengage Learning, 2011.