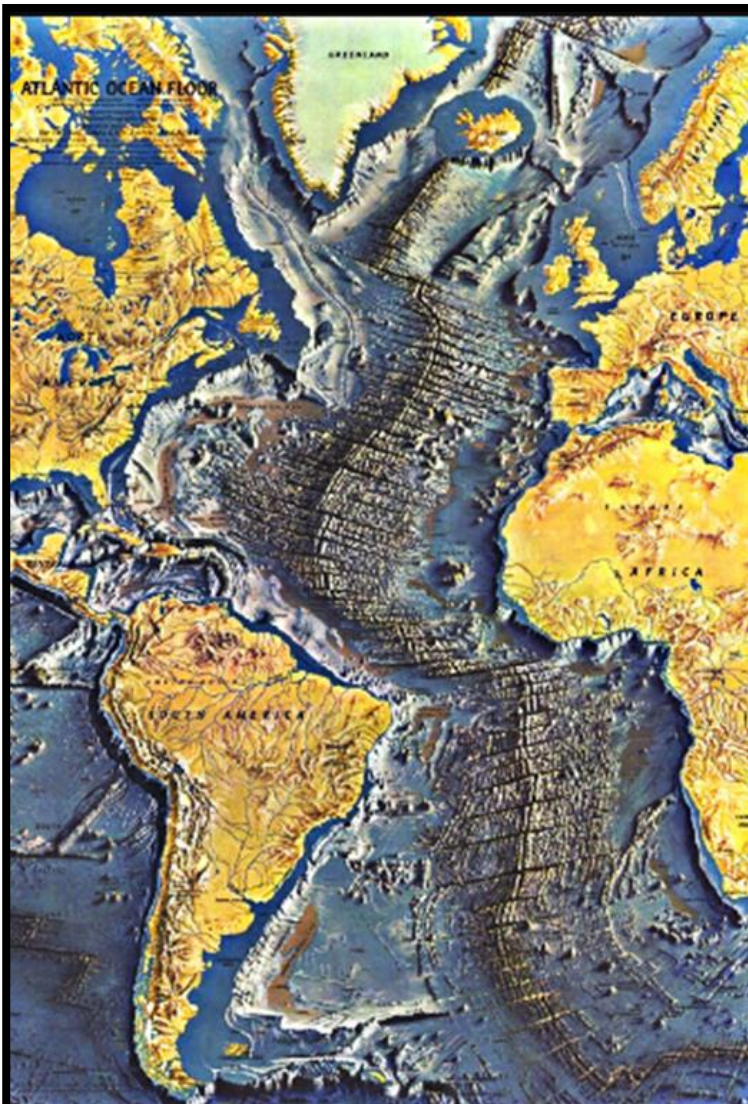


MORFOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO



Iran Carlos Stalliviere Corrêa
CECO/PGGM/IGEO/UFRGS

(Imagem da capa: Mapa do fundo marinho do oceano Atlântico).
(Fonte: <https://i.pinimg.com/originals/bd/a6/60/bda660d7173de6ca8a3d6084e6500160.jpg>)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA



Mapa-Múndi do fundo dos oceanos-1977 – (<https://i.pinimg.com/originals/6e/37/c5/6e37c557a18dc5173a650ced7ff33c06.jpg>)

MORFOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

2021

Prof. Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Departamento de Geodésia
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

C824m Corrêa, Iran Carlos Stalliviere
Morfologia do Ambiente Marinho/Iran Carlos Stalliviere
Corrêa, E-Book. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS.
Edição do autor, 2021

[51 f.] il.

ISBN: 978-65-00-16547-0

1.Geologia Marinha. 2. Oceanografia Geológica. 3. Morfologia. 4. Fisiografia. I. Título.

CDD:551

CDU:551.1

Catálogo na Publicação

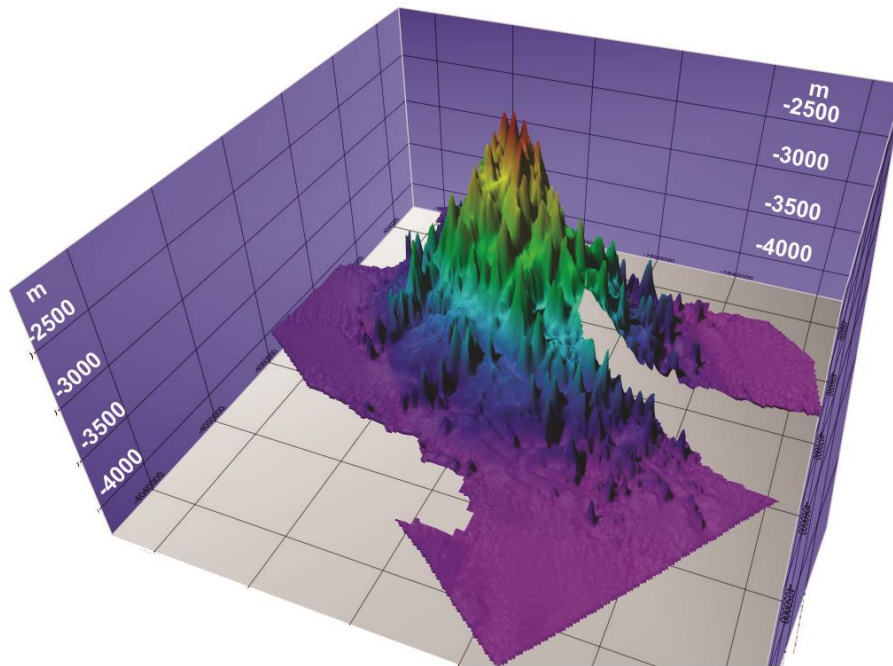
Biblioteca Geociências – UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Programa de Geologia e Geofísica Marinha



Monte submarino Luiz Martins. Localizado aproximadamente 260 km de Porto Seguro.
Lat. 16°35'16,2"S e Long. 36°36'28,8"W. (Imagem cedida pelo LEPLAC/DHN/MB)

Morfologia do Ambiente Marinho

2021

Iran Carlos Stalliviere Corrêa



Reitor
Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitora
Patrícia Helena Lucas Pranke

Diretor do Instituto de Geociências
Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretora do Instituto de Geociências
Tatiana Silva da Silva

Projeto Livro Didático

Projetado e elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Diretor: Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Vice-Diretora: María Alejandra Gomez Pivel

2021

**Segundo a lei n° 9610/98 e o Código Penal no Artigo 184, é vedada a reprodução, por qualquer meio, desta apostila didática, sendo somente permitida com autorização do professor-autor.
A cópia não autorizada é punível com sanções administrativas e penais.**

SUMÁRIO

Apresentação	8
1. Morfologia do Ambiente Marinho	9
1.1 Introdução	9
1.2 Margem Continental	10
1.2.1 Tipos Estruturais da Margem Continental	11
1.3 Plataforma Continental	13
1.3.1 Classificação das Plataformas	16
1.3.1.1 Plataformas de clima frio (Polares)	17
1.3.1.1.1 Plataformas glaciais	18
1.3.1.1.2 Plataformas de altas latitudes não glaciais	19
1.3.1.2 Plataformas de clima temperado	19
1.3.1.2.1 Plataforma de franja subpolar	20
1.3.1.2.2 Plataforma de zonas intermediárias	20
1.3.1.2.3 Plataformas de zonas temperadas	21
1.3.1.3 Plataforma de clima quente tropicais e equatoriais	21
1.3.1.3.1 Plataformas áridas desprovidas de aporte continental	24
1.3.1.3.2 Plataforma sob ação de aporte fluvial	24
1.4 Talude Continental	26
1.5 Elevação Continental	27
1.6 Mares Epicontinentais	28
1.7 Platôs Marginais	29
1.8 Escarpamento Marginal	30
1.9 Declive do lado continental	30
1.10 Complexo Bacia-Colina Marginal e Fossa-Colina Marginal	31
2. Assolho de Bacia Oceânica	31
2.1 Assolho Abissal	31
2.1.1 Planície Abissal	32
2.1.2 Colinas Abissais	33
2.2 Elevação Oceânica e Dorsais Assísmicas	33
2.3 Cordilheira Meso-Oceânica	34

2.3.1	Provincia da Crista	35
2.3.2	Provincia dos Flancos	36
3.	Outras Feições Importantes da Bacia Oceânica	37
3.1	Passagem Abissal (<i>Abissal Gaps</i>)	37
3.2	Cânions Meso-Oceânicos (<i>Mis-Oceanic Canyons</i>)	38
3.3	Fossas e Arcos de Ilhas	38
3.4	Cânions e Vales Submarinos	39
3.4.1	Cânions Submarinos (<i>Submarine Canyons</i>)	39
3.4.2	Vales de Leques (<i>Fan-Valleys</i>)	40
3.4.3	Canais na Plataforma (<i>Shelf Channels</i>)	40
3.4.4	Vales Glaciais (<i>Glacial Troughs</i>)	41
3.4.5	Vales da Frente Deltaica (<i>Delta-Front Troughs</i>)	41
3.4.6	Ravinas (<i>Slope Gullies</i>)	42
3.4.7	Vales Assemelhados a <i>Grabens</i> ou <i>Rifts</i>	42
3.4.8	Canais de Mar Profundo (<i>Deep-Sea Channels</i>)	42
3.5	Leques e Cones Submarinos	42
3.6	Ilhas Oceânicas (<i>Oceanic Islands</i>)	43
3.7	Montes Submarinos (<i>Seamounts</i>)	44
3.8	Guyots	44
3.9	Atóis (<i>Atolls</i>)	45
3.10	Fontes Hidrotermais	46
4.	Sugestão de Leitura	48
5.	Glossário	49
6.	Referência Bibliográfica	51

APRESENTAÇÃO

Com a finalidade de atender às necessidades dos alunos da disciplina de Morfologia e Sedimentologia do Ambiente Marinho, **da Área de Concentração em Geologia Marinha, do Programa de Pós-Graduação em Geociências**, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), é que foi organizada esta coletânea de informações referentes a notas de aulas elaboradas durante mais de quarenta anos de magistério.

A elaboração deste trabalho não tem o intuito de compará-lo a um livro didático e sim apenas um complemento para os alunos, no acompanhamento das aulas e, também, para futuras consultas na vida profissional deles já que o conhecimento da **Morfologia do Ambiente Marinho** é uma ferramenta que contribui notavelmente para a interpretação da evolução paleogeográfica de uma área oceânica.

Até o século XIX, praticamente nada se sabia da morfologia dos fundos oceânicos. As populações que viviam à beira dos oceanos, conheciam apenas os efeitos e as forças das ondas e marés e a morfologia do fundo, não muito longe da costa. Em 1872, o H.M.S. *Challenger*, deixou a Inglaterra para uma viagem de quatro anos pelos oceanos do mundo. Foi a primeira expedição de grande envergadura de cunho científico e a primeira a dar conhecimento da existência da dorsal mesoatlântica. Em seus relatórios é descrita a presença de áreas planas e de colinas, presença de vulcões submarinos e fossas profundas.

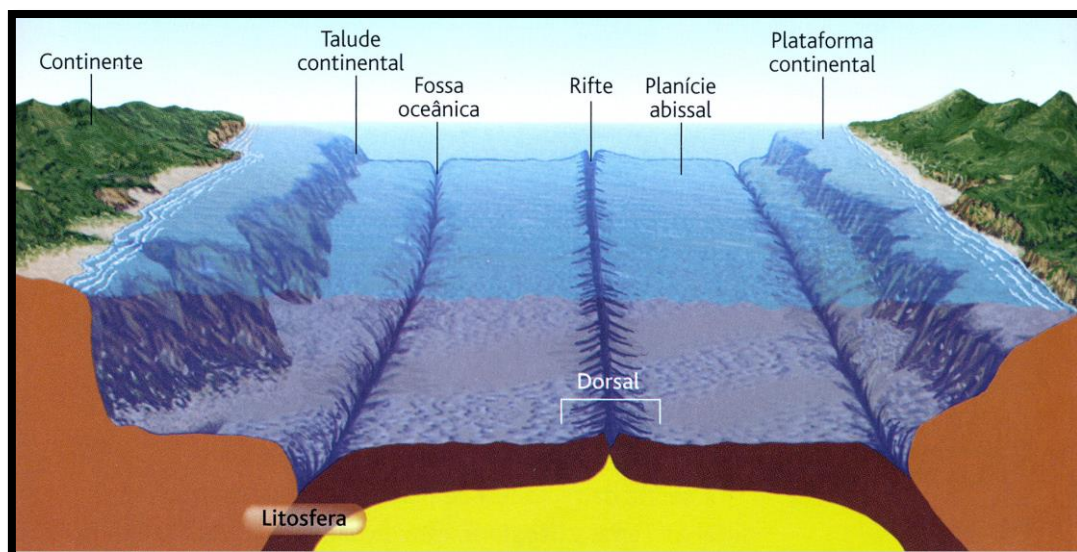
Nesta brochura encontra-se descrita a morfologia do fundo oceânico, a partir dos trabalhos pioneiros e atuais, com a descrição e caracterização das principais províncias fisiográficas, com suas divisões e subdivisões, suas origens e composição de seus sedimentos. Pretende-se mostrar as principais formas fisiográficas existentes nos fundos oceânicos do mundo e em especial da costa brasileira.

Quero expressar aqui o meu mais profundo agradecimento ao **Prof. Dr. Luiz Roberto Silva Martins** (in memoriam), meu Mestre e Professor, o qual me ensinou os primeiros passos na área da Geologia Marinha e que me fez gostar desta ciência tornando-me, mais tarde, professor da mesma. Agradeço a ele também, pelas inúmeras oportunidades que me deu em participar de inúmeras Operações Oceanográficas e o de coordenar algumas delas. Me incentivou a desenvolver meu doutorado fora do Brasil, pois dizia que temos que experimentar ares novos.

Ao Prof. Martins meu respeito e gratidão.

O Autor,

1. MORFOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO



(Fonte: <http://espacociencias.com.pt/site/wp-content/uploads/2012/10/morfologia-fundos.jpg>)

1.1 INTRODUÇÃO

O reconhecimento da morfologia do fundo oceânico, com relativo detalhe, somente foi possível a partir da década de 20, no século passado, quando foram desenvolvidos os primeiros sistemas de ecossondagens. Segundo o *Woods Hole Institution* (USA), 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 182.000 km. A expedição transportava 265 km de corda para efetuar as medições. Um segundo impulso, no desenvolvimento da batimetria, foi a tragédia do Titanic em 1912. Em 1914 o canadense R. Fessenden construiu um equipamento que podia detectar um iceberg a 3,7 km de distância, porém era incapaz de determinar em que direção se encontrava. Logo a seguir veio as duas guerras mundiais, de 1914 e 1939, as quais desenvolveram o uso do som, da termoclina e da cartografia oceânica, no aperfeiçoamento das técnicas de ecossondagem.

As primeiras sondagens de precisão foram feitas entre 1953-1954, 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 morfologia submarina, passaram a serem feitos intensamente 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 Heezen, Tharp e 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 ao geólogo marinho, uma vez que essa lhe dará informações sobre a estrutura, a história tectônica, deposicional, erosiva e mesmo a origem das bacias oceânicas.

1.2 MARGEM CONTINENTAL (*Continental margin*)

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 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 serem consideradas do tipo Atlântico (passiva). O restante das margens continentais corresponde ao tipo Pacífico (ativa).

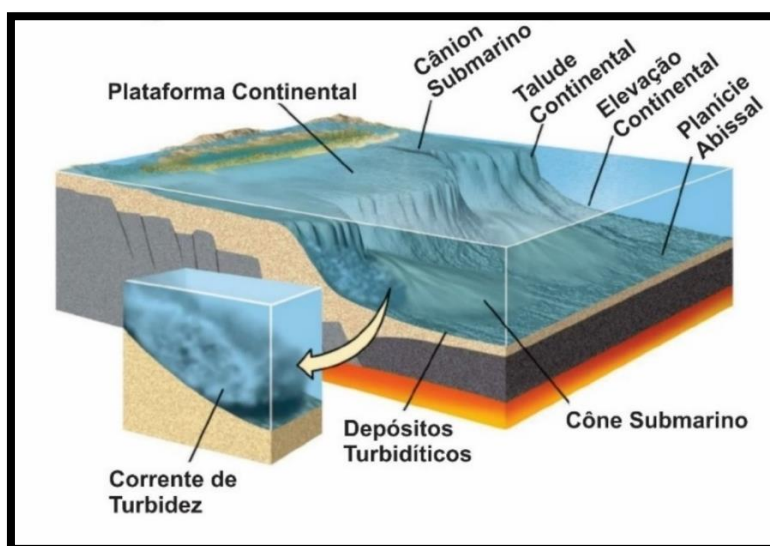


Figura 1. Margem Continental do Tipo Atlântico (Passiva).

(Fonte: <http://www.geologyin.com/2014/10/whats-difference-between-active-and.html>)

As margens do tipo Atlântico são caracterizadas pela sequência clássica: plataforma continental, talude continental e elevação continental (Fig.1), enquanto, as margens do tipo

Pacífico se caracterizam pela ocorrência de fossas que, em geral, se associam a arcos de ilhas (Fig.2).

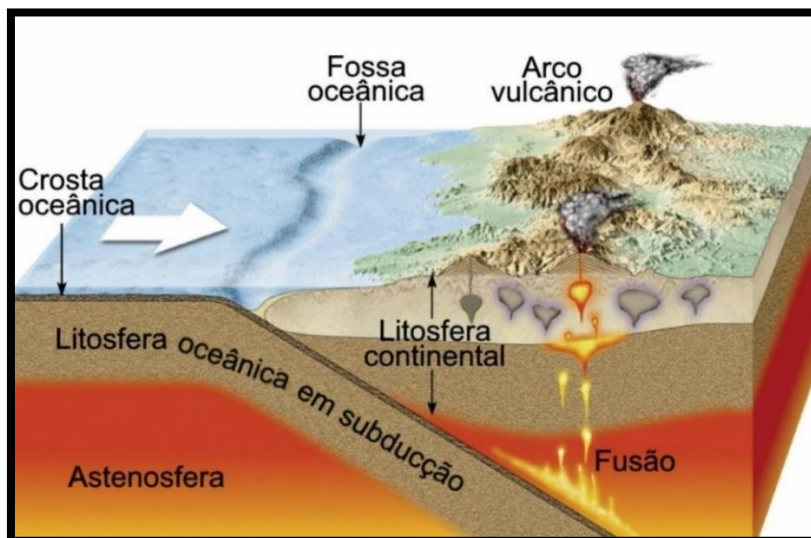


Figura 2. Margem Continental do Tipo Pacífico (Ativa).

(Fonte: <http://www.todoestudo.com.br/wp-content/uploads/2015/04/convergencia-oceanica-continental.jpg>)

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 formada 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.1).

1.2.1 Tipos Estruturais de Margens Continentais

As margens continentais podem ser divididas em quatro tipos:

1. Progradante.

Trata-se de estrutura de “macro delta” com intervenção da subsidência (ex: costa leste dos USA e do México) (Fig.3).

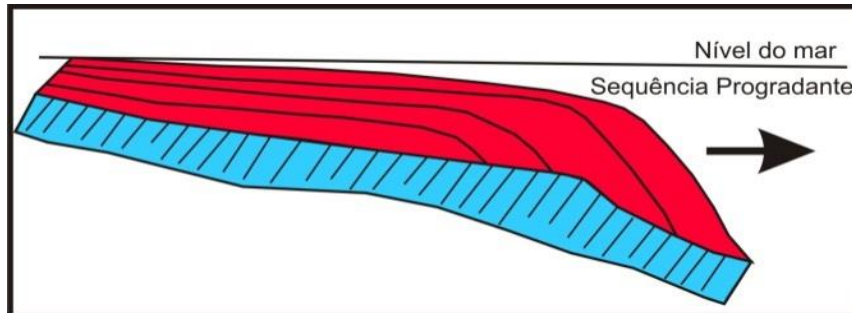


Figura 3. Estrutura progradante de macro delta.

2. Regressiva.

As acumulações dos novos depósitos sedimentares apresentam deslocamentos em direção ao continente, em relação aos depósitos precedentes, os quais se fossilizam parcialmente (Fig.4).

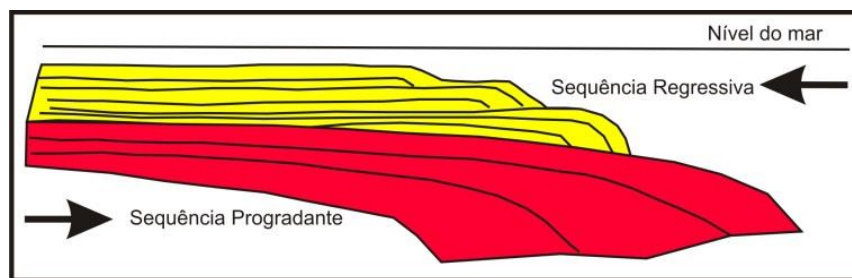


Figura 4. Estrutura progradante seguida de regressiva.

3. Plissada.

Trata-se de um modelo bastante difícil de ser interpretado, devido sua associação a vários eventos sucessivos tais como: dobramentos, erosão de topo (truncamento) e seqüências progradantes (Fig.5).

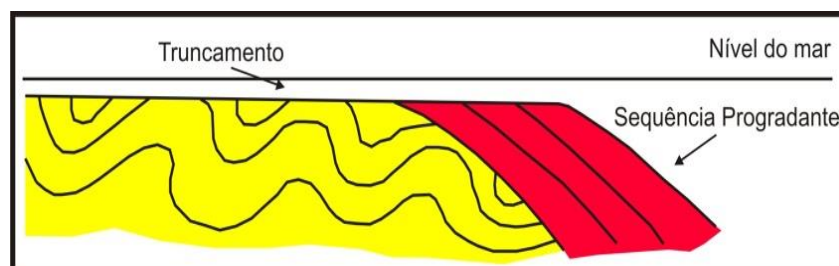


Figura 5. Estrutura plissada seguida de progradante.

4. 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. Estas áreas apresentam sedimentação espessa, devido às estruturas de trapeamento (Fig.6).

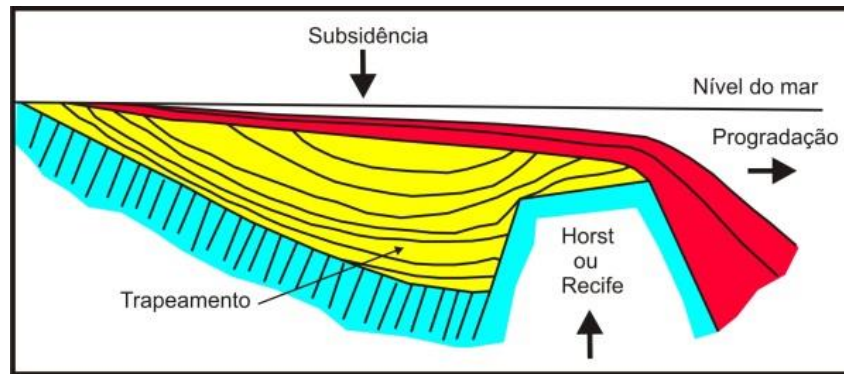


Figura 6. Estrutura de depocentro trapeado.

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

1.3 PLATAFORMA CONTINENTAL (*Continental Shelf*)

Definida como a região de águas rasas e de declive suave que circunda os continentes, se estende 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 (Fig.7).

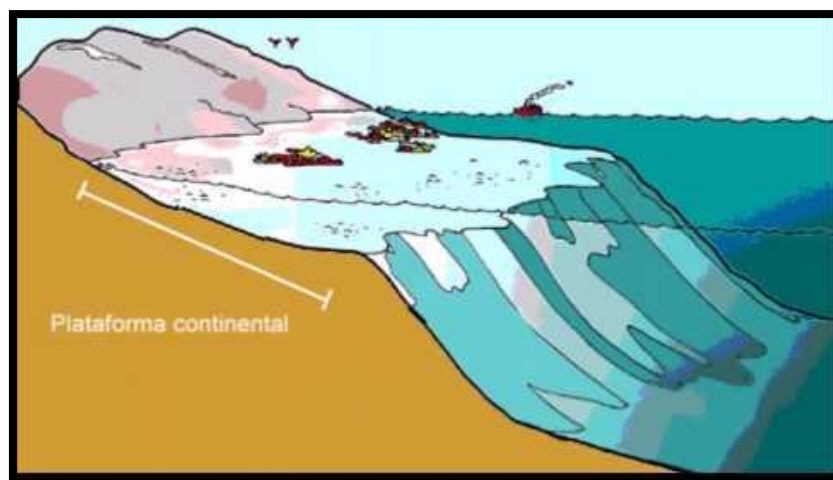


Figura 7. Plataforma Continental.

(Fonte: <https://www.infoescola.com/oceanografia/plataforma-continental/>)

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: NE do Brasil; região de fossas).

A declividade é suave, em geral inferior a 1:1000 (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 pode se estender por mais de 700 km (ex: sul da Argentina; norte da Rússia; mar da Noruega (± 1400 km); Alasca; norte da Austrália (± 1200 km)).

A topografia das plataformas continentais é bastante regular sendo rara a ocorrência de feições (colinas, depressões, vales) com relevo superior a 20 m. Dentre 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, o resultado das variações glacio eustáticas do nível do mar. A migração da linha de costa, e em consequência da drenagem costeira, imprimem feições erosivas e deposicionais, responsáveis por muitas das irregularidades topográficas encontradas. Vales submarinos, conectados com vales fluviais subaéreos, são encontrados em inúmeras plataformas continentais.

Sua área corresponde a menos que 8% da área total dos oceanos, entretanto abriga a maior parte das espécies marinhas. Devido a sua baixa profundidade, quando comparada ao oceano aberto, ocorre grande penetração de luz solar, ocasionando uma alta produção primária (produção e acúmulo de matéria orgânica por organismos autótrofos) em toda a coluna d'água. A produção primária também é beneficiada devido ao aporte continental de nutrientes.

Terraços submarinos foram identificados praticamente em todas as plataformas continentais do mundo. Alguns destes 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) (Fig.7).

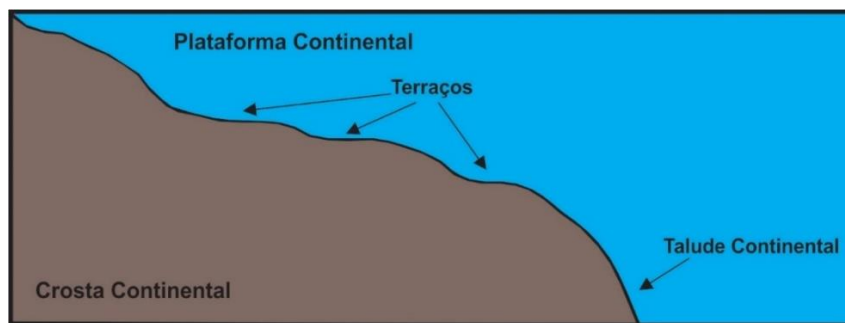


Figura 7. Terraços submarinos em Plataformas Continentais.

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, se observa 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, se situa na profundidade dos 60-70 m, o qual 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*) (Figs.8 e 9).

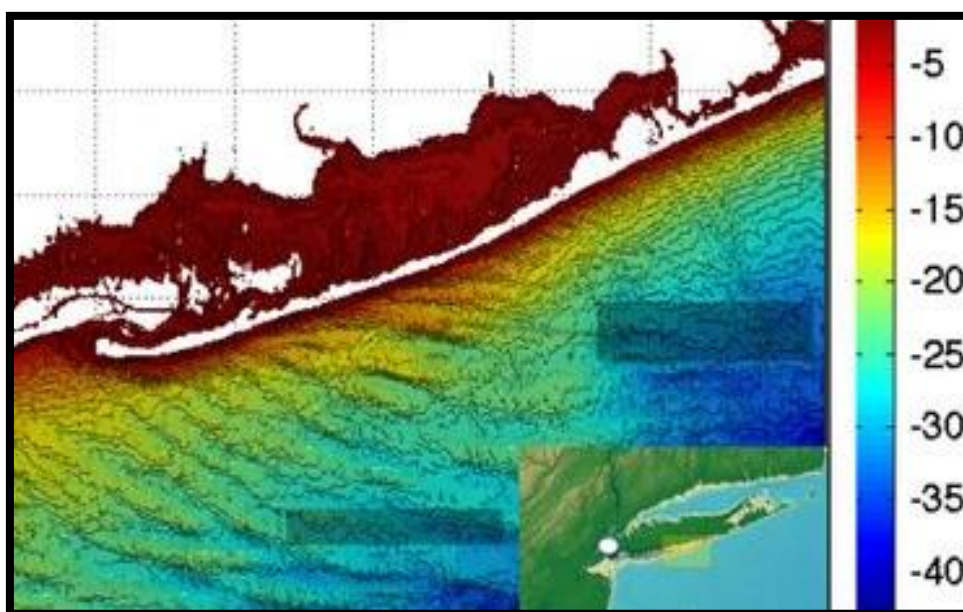


Figura 8. Alinhamento de bancos arenosos na costa de Long Island-USA. (*Sand ridges*).

(Fonte: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coastal/crm.html>)

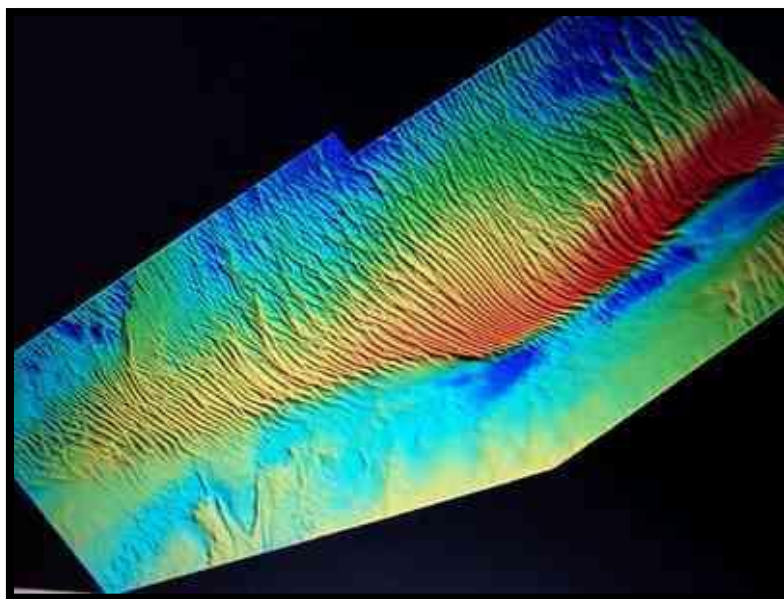


Figura 9. Bancos arenosos de plataforma continental - Bélgica.

(Fonte: <https://www.naturalsciences.be/fr/science/do/98/page/2495>)

As plataformas podem ser divididas em plataforma continental interna, que vai desde a linha de costa até a profundidade de 50 m e em plataforma continental externa, localizada desde os -50 m até a zona de quebra (Fig.10).

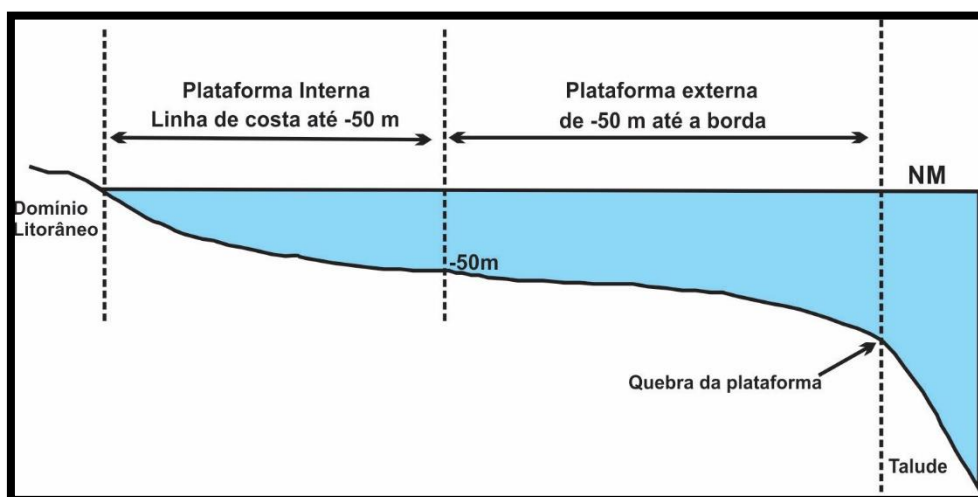


Figura 10. Divisão de uma plataforma continental.

1.3.1 Classificação das plataformas

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

A partir dos anos 1950-1960, se tornou possível cartografar (mapear) o fundo dos oceanos e a partir daí classificá-lo. Com o avanço dos sistemas de satélites, infravermelhos e mapeamentos térmicos, a geomorfologia marinha avançou muito.

Desse modo, se criaram as divisões do relevo submarino, uma delas utilizando o clima, conforme apresentado a seguir (Fig.11):

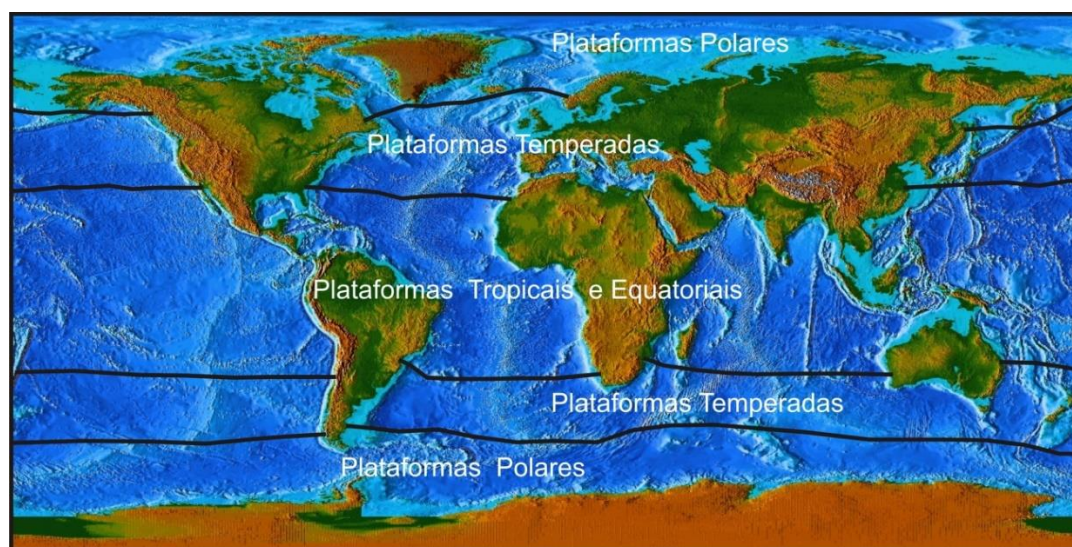


Figura 11. Classificação das plataformas continentais em relação ao clima.
(Fonte: <https://sites.google.com/site/sociologymapstudy/ocean-floor?override-mobile=true>)

1.3.1.1 Plataformas de clima frio (polares)

São plataformas localizadas em altas latitudes e ligadas a regimes polares (Fig.11). 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, contraste topográfico marcante entre uma zona interna caótica e uma zona externa monótona (ex: mar de Barents; mar de Kara; Antártica) (Fig.12).

A plataforma interna apresenta relevo escarpado, ligado à erosão glacial, com presença de entalhes e fraturas, enquanto a plataforma externa é formada por um complexo flúvio-glacial, morainas de fundo, recobrimento de depósitos glacio-marinhos atuais devido à queda ou escorregamento de blocos erráticos, oriundos da fusão dos icebergs e dos bancos de gelo.

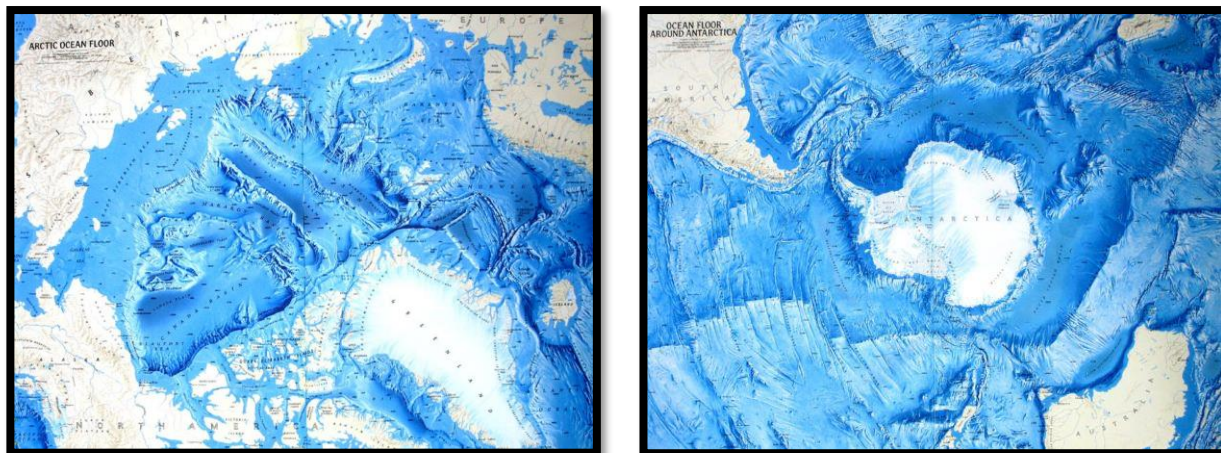


Figura 12. Plataformas de clima frio (polares). Região polar Ártica e Antártica.
(Fonte: <https://www.orangesmile.com/travelguide/afoto/ocean-maps.htm>)

As plataformas de clima frio subdividem-se em:

1.3.1.1 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 fortes ondas e do empilhamento do gelo marinho (ex: mar de Ross e mar de Weddell, Antártica) (Fig.13).

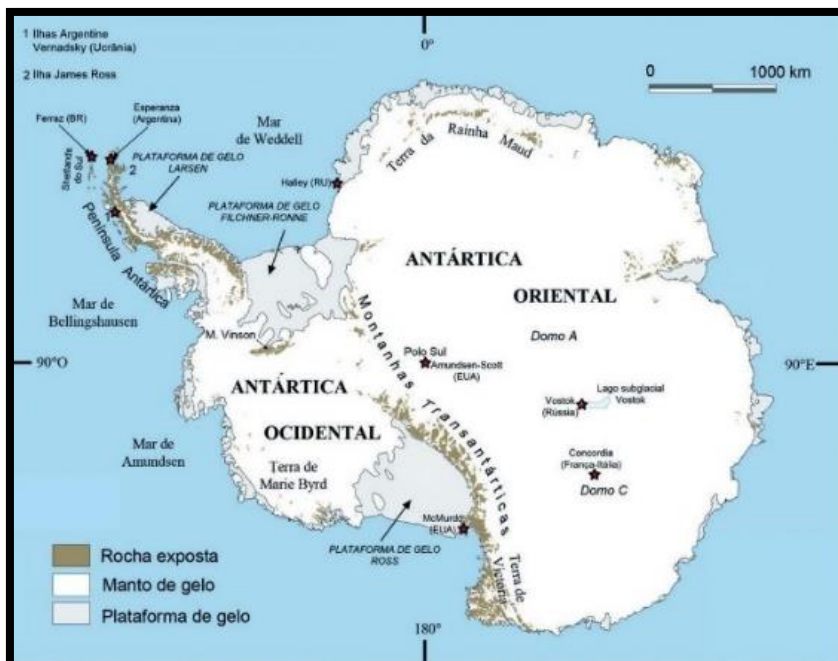


Figura 13. Plataforma glacial - Mar de Ross e Mar de Weddell – Antártica.
(Fonte: Simões, 2011).

1.3.1.1.2 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; Sibéria oriental). A topografia é fossilizada pela ação de um forte recobrimento sedimentar de espessura que varia de 5 a 6 km. As deformações observadas estão ligadas a abertura dos oceanos. Os estuários são profundos, seus depósitos, inicialmente flúvio-glaciais, migram para flúvio-marinhos e glacio-marinhos, acentuando as remobilizações das margens continentais (Fig.14).

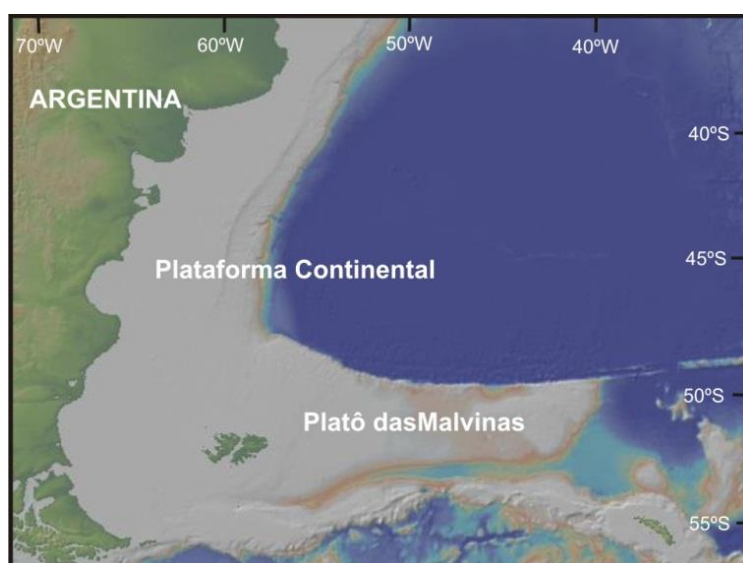


Figura 14. Plataforma de altas latitudes não glaciais.
(Fonte: <http://www.geomapapp.org>)

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 erodidos por uma intensa abrasão térmica. Presença de “*Pingos*” (lentes de gelo = hidrolacólitos) inseridos em sedimentos inconsolidados, formados no Holoceno, durante a subida do nível do mar, são comuns. (ex: norte do Alasca; Sibéria oriental).

1.3.1.2 Plataformas de climas temperados

São plataformas muito variadas e correspondem a uma vasta zona, compreendida entre 60° e 30° de latitude em ambos os hemisférios, isto é, entre latitudes onde se observa o resultado dos últimos processos glaciais e as primeiras formações de corais (ex: Labrador; Mediterraneo; sul da Austrália; sul do Brasil; Chile; Argentina; norte da Flórida).

Apresentam largura moderada e topografia submarina menos acidentada, mas com uma 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. Estas podem ser organizadas em:

1.3.1.2.1 *Plataformas de franjas subpolares*

Localizadas em torno da latitude de 55°. Apresentam registros glaciais antigos, como sulcos, cavidades e depressões preenchidas (ex: fossas dos Bálticos; estreito da Dinamarca; Labrador) (Fig.15).

Os sedimentos são formados por tillitos e morainas submergidas, argilas glaciais e blocos retrabalhados. Apresentam fraca ação química e abundância de diatomitos.



Figura 15. Plataforma de franja subpolar (Canadá).
(Fonte: Google Earth)

1.3.1.2.2 *Plataformas de zonas intermediárias*

Encontram-se entre as latitudes de 55° e 45°. 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 paleo-carísticas nas superfícies calcárias submergidas (ex: canal da Mancha; sul da Argentina), presença de vales e talwegues fósseis, praias submarinas, marcas de ondas gigantes e deltas submarinos hiper-picnais (Fig.16).

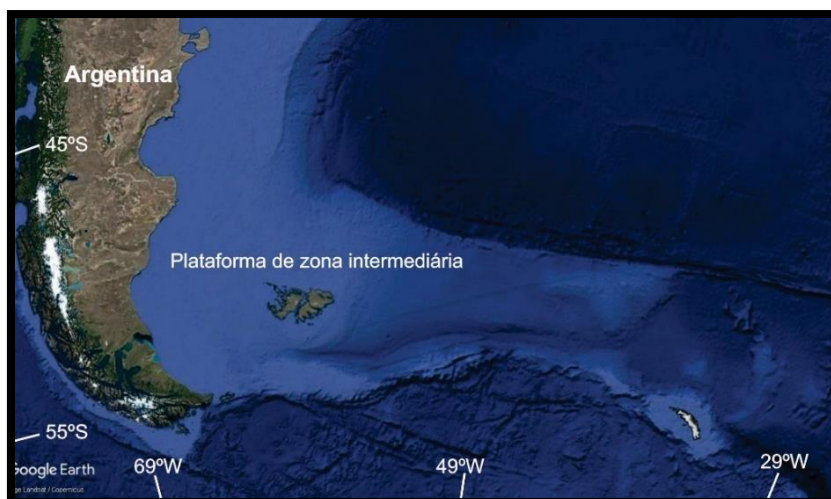


Figura 16. Plataforma de zona intermediária.
(Fonte: Google Earth)

1.3.1.2.3 Plataformas de zonas temperadas quentes

Localizadas entre 45° e 30° de latitude (Fig.17). Apresentam nítida diminuição dos efeitos e das características sedimentares ligadas aos ambientes frios. As bacias apresentam vertentes escarpadas, fossas, grabens tectônicos e golfos colmatados (ex: golfo de Lion, golfo de Gênova, fossas da Sicília).

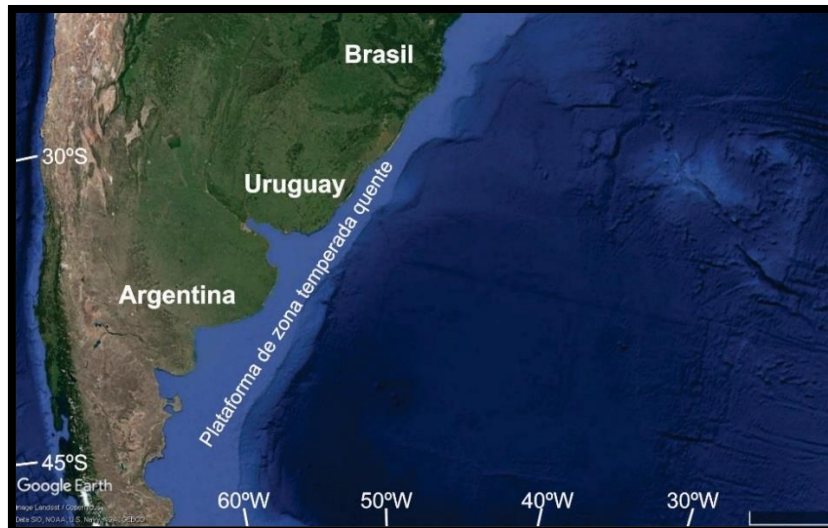


Figura 17. Plataforma de zona temperada quente.
(Fonte: Google Earth)

Apresentam duas zonas sedimentares: a plataforma externa formada por depósitos relíquia com pente fraco e a plataforma interna, formada pela superposição de cordões holocênicos normalmente recobertos por vasas atuais e subatuais (ex: sul do Brasil; Argentina; Uruguai) (Fig.18).

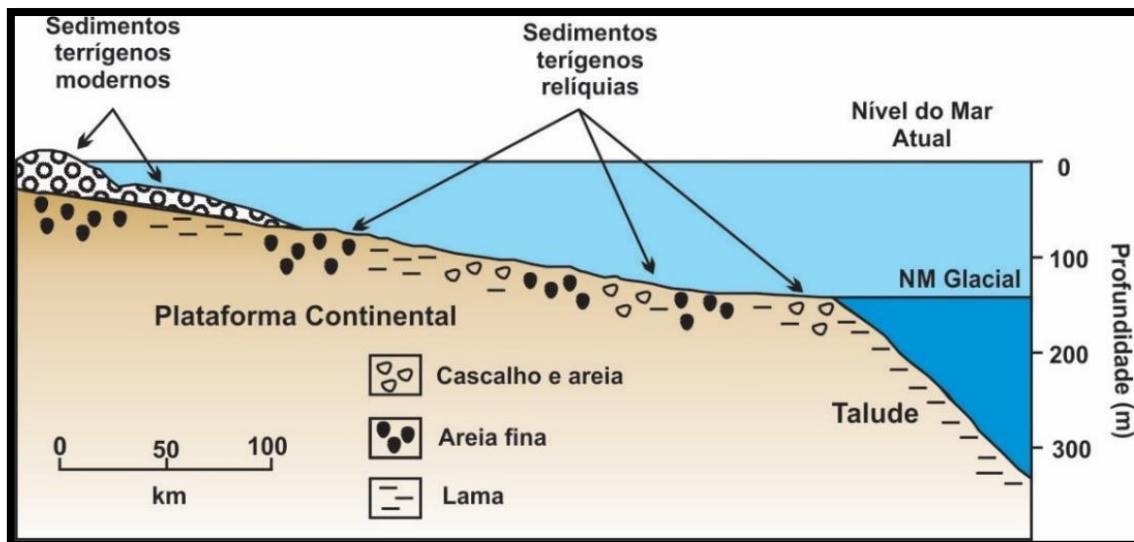


Figura 18. Localização de sedimentos relíquias em plataforma continental.

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 se desenvolvem sobre a franja interna da margem continental, especialmente em meio circumlitoral, podendo resultar em uma sedimentação e em uma morfogênese particular. Entretanto, estas condições são insuficientes para o estabelecimento de um recife, mas suficiente para o desenvolvimento de bioconstruções algais e de briozoários.

1.3.1.3 Plataformas de climas tropicais e equatoriais

Localizam-se entre os paralelos de 30° Sul e Norte. 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) (Fig.19).

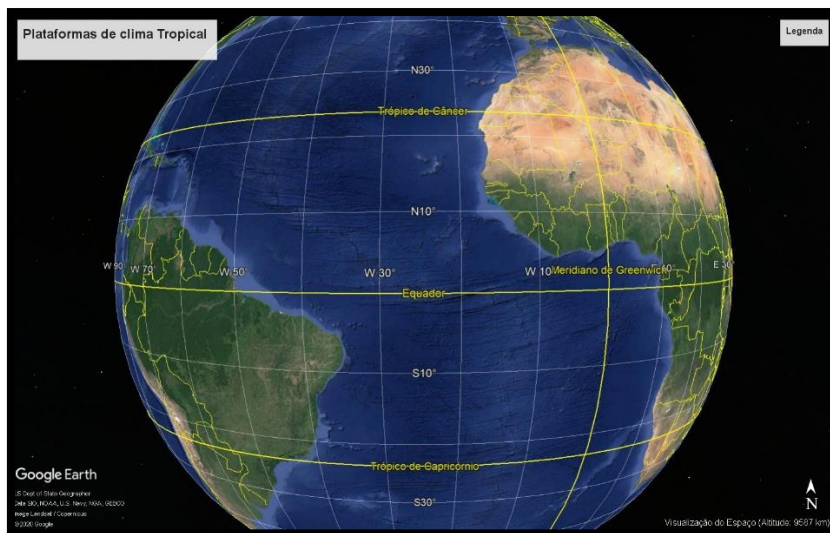


Figura 19. Plataformas de climas tropicais e equatoriais.
(Fonte: Google Earth)

O clima quente favorece a proliferação de organismos construtores e a deposição generalizada de formações carbonatadas (ex: Bahamas; barreira australiana; NE do Brasil) (Fig.20).

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 ocasionam 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; NE do Brasil).

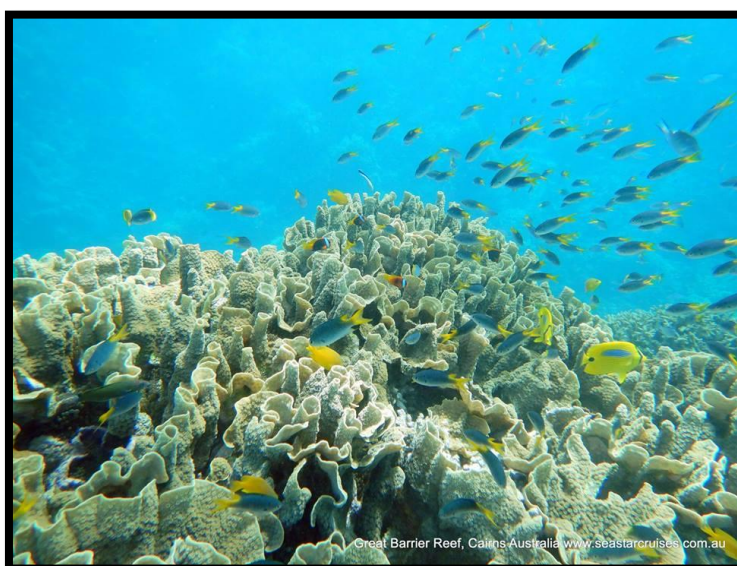


Figura 20. Barreira de corais da Austrália.
(Fonte: <https://www.viajoteca.com/barreira-de-corais-australia/>).

As condições climáticas determinam a distinção de duas fácies:

1.3.1.3.1 *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), são desenvolvidas sob a ação das correntes orbitais e das correntes de marés. Os biohermas recifais formam diques naturais em cujas zonas internas abrigadas, se depositam 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, leste da Austrália) (Fig.21).

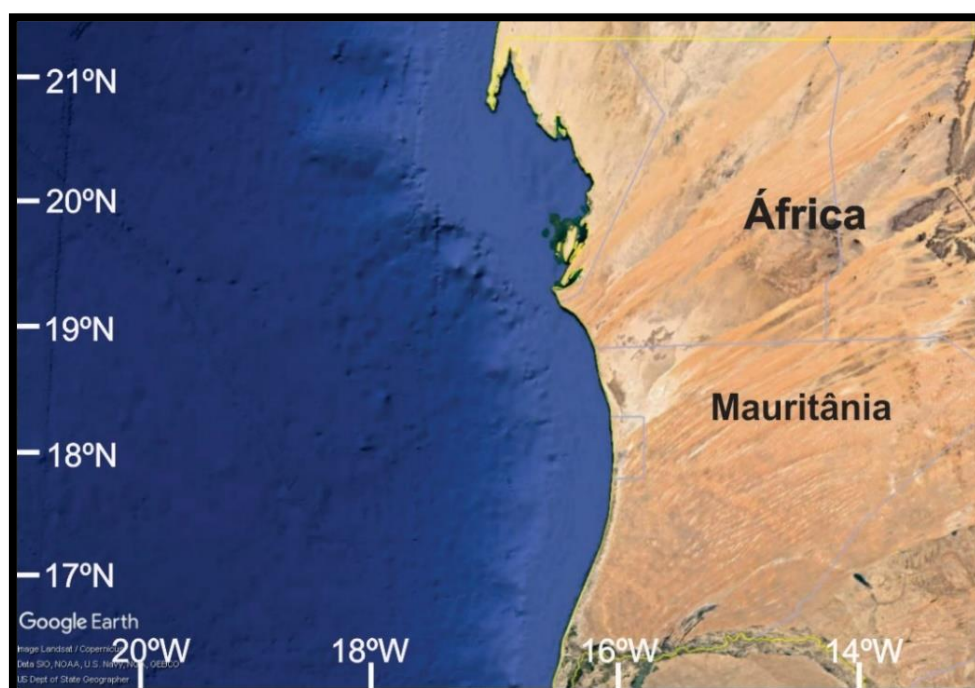


Figura 21. Plataforma árida desprovida de aporte fluvial – Oeste da África.
(Fonte: Google Earth)

1.3.1.3.2 *Plataformas sob a ação de aportes fluviais*

Desenvolvem-se nas zonas tropicais úmidas (ex: golfo de Paria, Trindade, Guianas, Indonésia). A figura 22 caracteriza este 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, NE do Brasil). Paleovales e praias fósseis oolíticas

afogadas, juntamente com o desenvolvimento de plataformas deltaicas e de plataformas recifais, podem estar presentes (Fig.23).

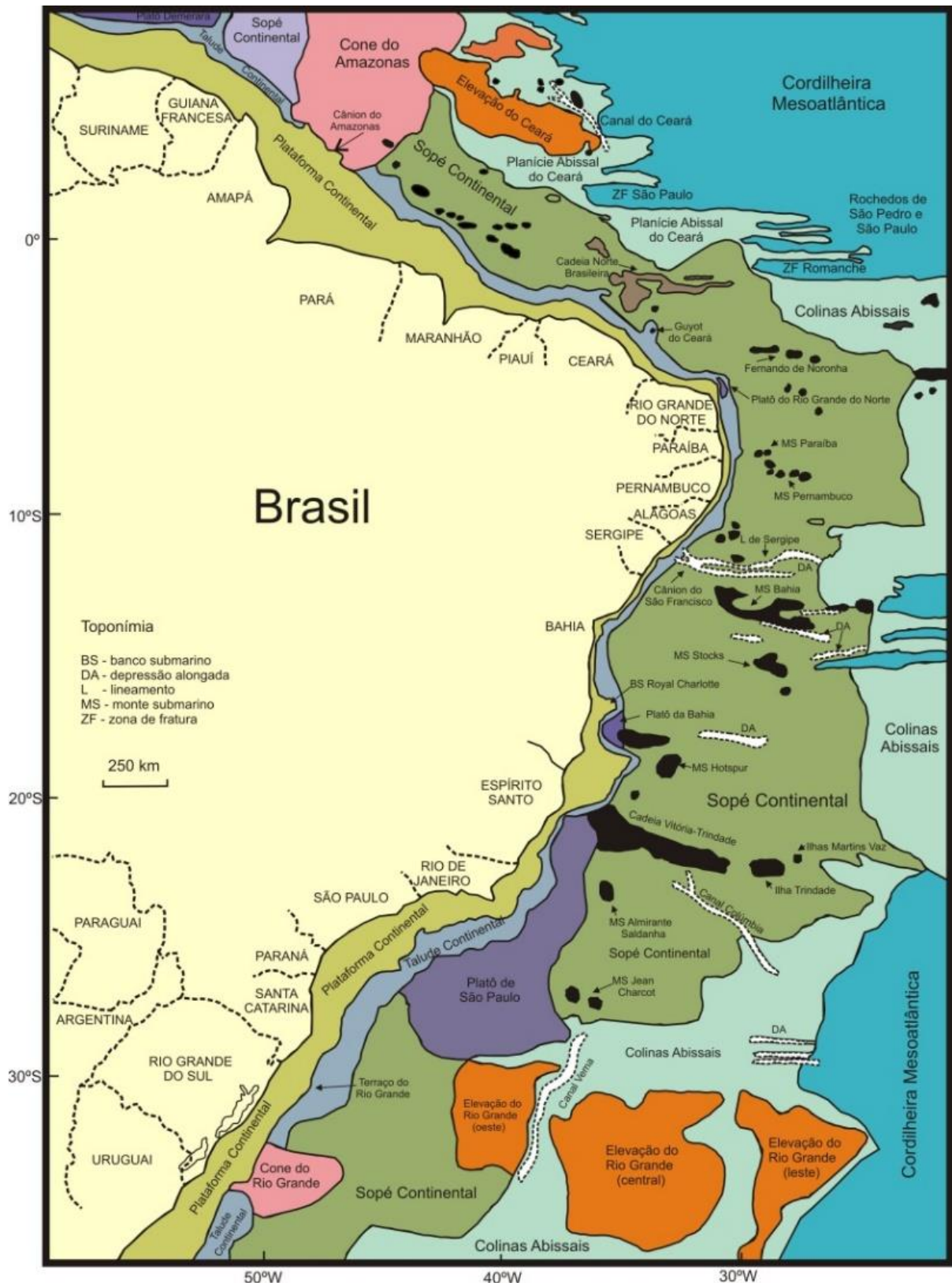


Figura 22. Mapa fisiográfico da margem continental e fundos abissais de área de clima tropical/equatorial (Brasil) (Fonte: Corrêa & Weschenfelder 2017).



Figura 23. Plataforma sob ação de aporte fluvial – Golfo do México.
(Fonte: Google Earth)

1.4 TALUDE CONTINENTAL (*Continental slope*)

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.24).

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.

Relativamente 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 largura que 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 1300-3200 m, mas em áreas onde se estendem pelas fossas oceânicas, podem atingir 8200 m.

O talude se apresenta bastante dissecado, recortado por inúmeras irregularidades topográficas. Dentre as feições morfológicas mais importantes se encontram 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).

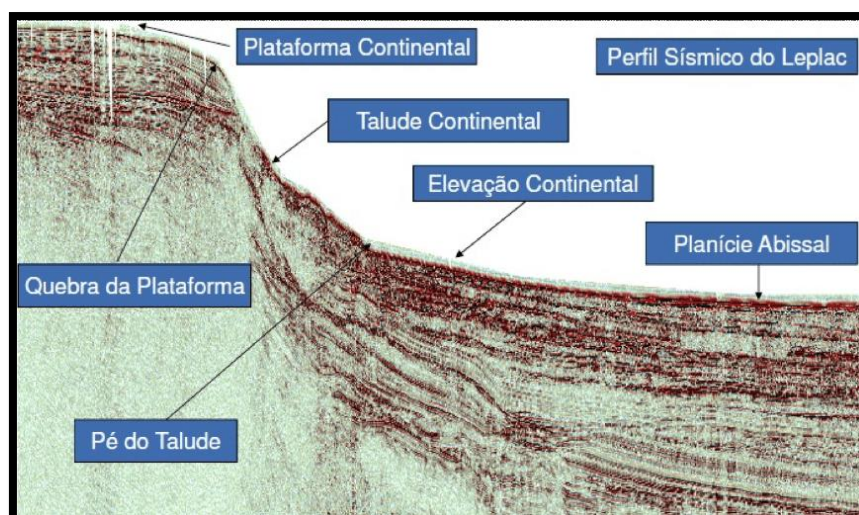


Figura 24. Linha sísmica multicanal do Projeto LEPLAC , na Margem Continental Equatorial Brasileira, mostrando os elementos constituintes desta.

(Fonte: <https://epbr.com.br/qual-a-extensao-maxima-que-a-plataforma-continental-um-estado-costeiro-pode-ter/>).

1.5 ELEVAÇÃO CONTINENTAL (*Continental rise*)

A elevação continental (Sopé, Soleira), quando presente, situa-se na base do talude. Os gradientes típicos estão entre 1:100 a 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 1300 a 4000 m, na parte superior, indo até 5000 a 6000 m, na parte inferior. A largura pode variar de 200 a 300 km e pode ser subdividida em elevação continental superior e inferior (Figs.22,24 e 25).

Topograficamente a elevação continental é bastante suave, com poucas irregularidades (ondulações) que dificilmente ultrapassam a 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.22); NW da África; NE dos Estados Unidos.

Alguns cânions submarinos se prolongam 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 (Figs.22,24 e 25).

A origem das elevações continentais são nitidamente deposicionais. 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 se caracteriza 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.

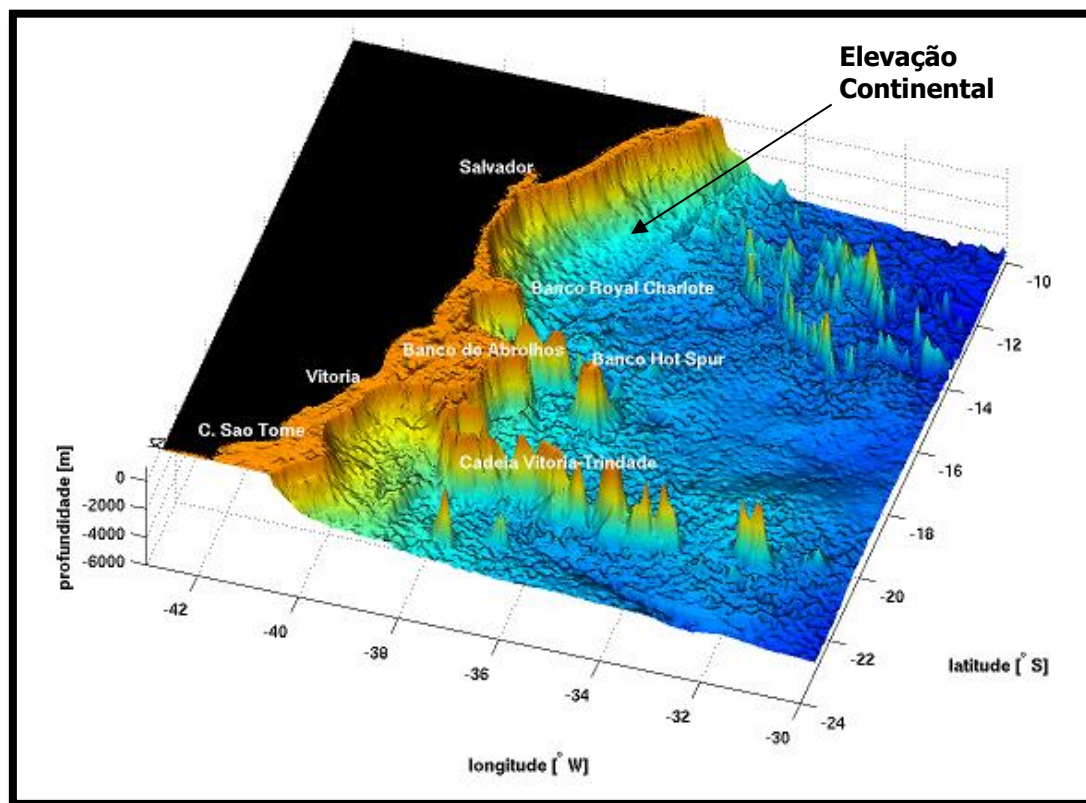


Figura 25. Morfologia do fundo marinho – Elevação Continental.
(Fonte: <https://www.momentumsaga.com/2012/01/o-relevo-oceanico-brasileiro.html>)

1.6 MARES EPICONTINENTAIS (*Epicontinental Seas*)

Caracterizam-se por serem mares rasos, geralmente com profundidades inferiores a 1500 m, e que se situam sobre o bloco continental. Distinguem-se das plataformas continentais por possuírem profundidades maiores que estas (geralmente mais de 200 m) e por possuírem maiores irregularidades topográficas (Fig.26).

Muitos destes 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).

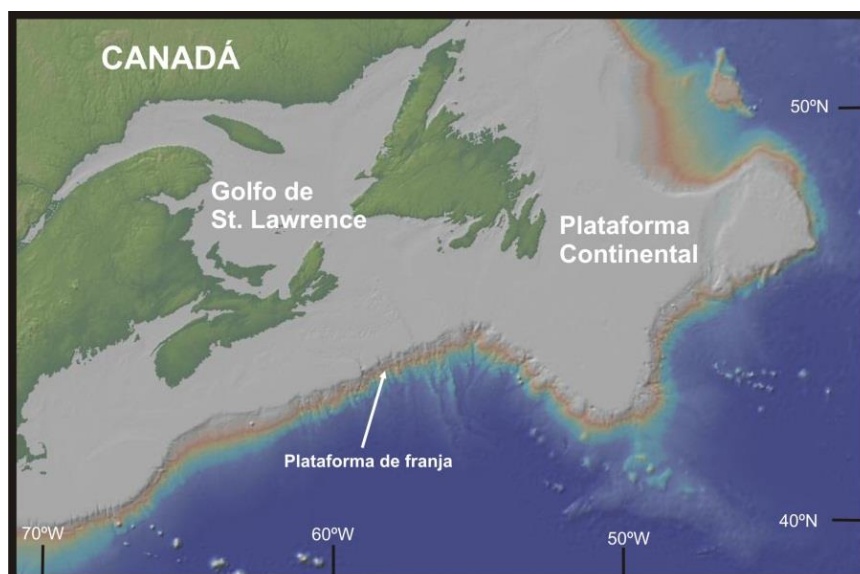


Figura 26. Mares epicontinentais-Golfo de St. Lawrence – Canadá.
(Fonte: <http://www.geomapapp.org>)

1.7 PLATÔS MARGINAIS (*Marginal plateau*)

São feições semelhantes às plataformas continentais, entretanto ocorrem a profundidades maiores (entre 200 e 2400 m), sendo separados das mesmas por meio de um talude continental incipiente (Figs.22 e 27).

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 predominantemente 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: Blake Plateau; 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 a 1500 m. O platô de Pernambuco apresenta uma superfície mais irregular com um nível superior, entre 700 e 1250 m, e um terraço mais profundo a 2000-2400 m. O platô de São Paulo tem sua borda delineada, aproximadamente, pela isóbata dos 2800 m e possui uma superfície de mais ou menos 114.000 km² (Fig.27).

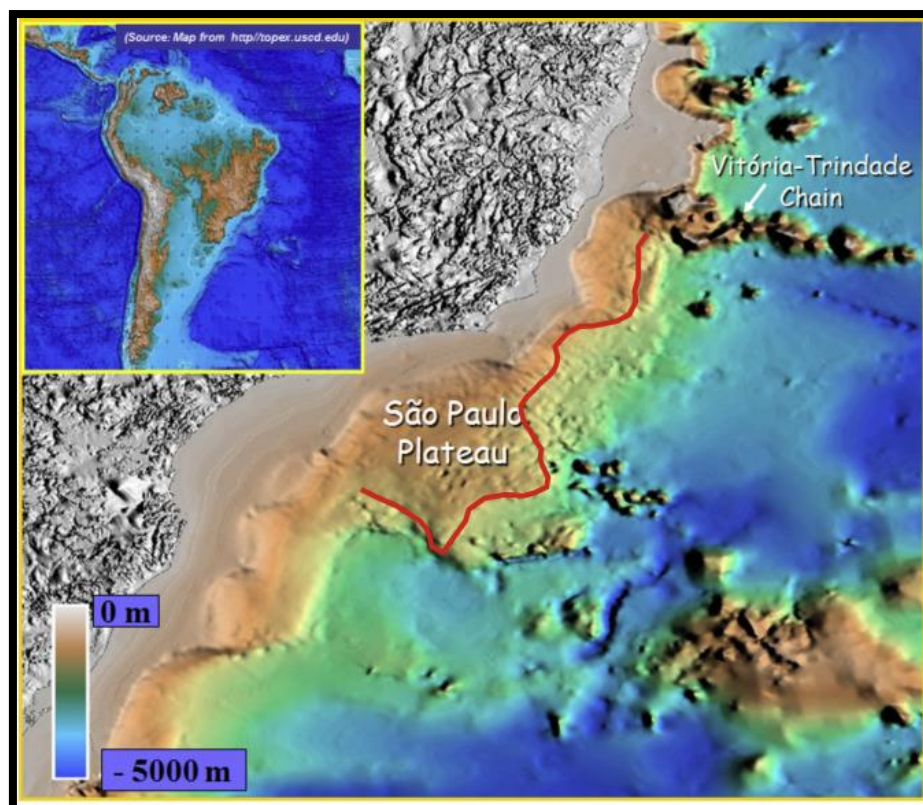


Figura 27. Platô de São Paulo.

(Fonte: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264817216301878>)

1.8 ESCARPAMENTO MARGINAL (*Marginal escarpment*)

Este corresponde a uma escarpa acentuada, formada pelo talude de um platô marginal. Ocorre a uma profundidade entre 1000 a 3000 m e possui uma altura que varia de 2000 a 4000 m. Sua base é marcada por uma abrupta mudança na declividade enquanto o gradiente é, em geral, inferior a 1:10 (ex: platôs do NE Brasileiro; platô das Malvinas; platô de São Paulo).

1.9 DECLIVE DO LADO CONTINENTAL (*Continental side slope*)

Este termo é utilizado para se distinguir os taludes de fossas, dos taludes normais existentes nas regiões sem fossas.

Esta 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).

1.10 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. Estas bacias possuem uma profundidade levemente menor do que os fundos abissais adjacentes. Parte de seu fundo pode ser ocupado por uma planície abissal. Estas 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 2000 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 meso-Atlântica.

A fossa marginal é uma feição estreita, com flancos íngremes que se estendem aproximadamente paralelas à direção da margem continental. Sua base se encontra a mais de 2000 m abaixo do fundo oceânico. Este fundo se apresenta rugoso, com exceção de sua parte mais profunda, onde é plano. A fossa marginal se encontra 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 Black Platô - um complexo bacia-colina marginal substitui a elevação continental enquanto ao norte de Porto Rico encontra-se o complexo fossa-colina marginal).

2. ASSOALHO DE BACIA OCEÂNICA

O amplo fundo das bacias oceânicas forma a segunda feição de 1ª ordem da morfologia submarina situando-se entre as margens continentais e a cordilheira meso-oceânica. O assoalho de bacia oceânica se subdivide em duas categorias de províncias: a do assoalho abissal (*Abyssal Floor*) e a da elevação oceânica (*Oceanic Rise, Asseismic Ridge*).

2.1. ASSOALHO ABISSAL (*Abyssal floor*)

O assoalho abissal se subdivide em planície abissal (*Abyssal Plains*) e colina abissal (*Abyssal Hills*).

2.1.1 Planície Abissal (*Abyssal plain*)

Área externamente plana do assoalho abissal na qual o gradiente do fundo é menor do que 1:1000, podendo variar de 1:1000 a 1:7000. Em consequência, as planícies abissais podem ser consideradas como sendo as superfícies mais planas da Terra (Fig.28).

Esta província morfológica ocupa vasta área dos assoalhos abissais de todos os oceanos do mundo. As principais planícies abissais se encontram adjacentes às elevações continentais, das quais diferem no gradiente. Do lado marinho, as planícies abissais geralmente passam gradativamente à província das colinas abissais.



Figura 28. Planície abissal – Argentina.
(Fonte: Google Earth)

Além de sua ocorrência no assoalho abissal, estas foram também encontradas no fundo das fossas marginais, nas bacias marginais e em mares epicontinentais.

Ocupam as regiões mais profundas do fundo oceânico (com exceção das fossas), na faixa dos 4000 - 6000 m. As evidências atuais indicam que sua origem está relacionada à sedimentação por correntes de turbidez que, provenientes do continente, se espalham sobre o fundo oceânico penneplanisando a topografia existente. A presença de areias grossas e fósseis de águas raras atestam 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; Biscay; Demerara; Atlântico Sul – Ceará; Pernambuco; Argentina; Angola).

2.1.2 Colinas Abissais (*Abyssal hills*)

Representadas por pequenas colinas que se elevam desde o assoalho de bacia oceânica, com um relevo de poucos metros a algumas centenas de metros e com uma largura variável de centenas a milhares de metros.

O termo "*Província de Colinas Abissais*" é aplicado às regiões do assoalho de bacia oceânica em que aproximadamente toda a área é ocupada por colinas abissais. Situa-se a 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 (Fig.29).

A origem das colinas é vulcânica e se associa à origem da cordilheira mesoatlântica cujos degraus inferiores a ela, muito se assemelham topograficamente.

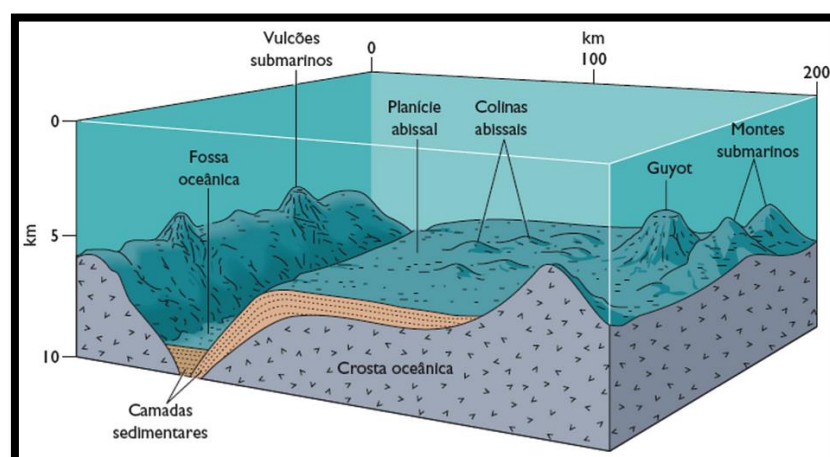


Figura 29. Morfologia do fundo oceânico com visualização das colinas abissais
(Modificado de Pinet, 2014)

2.2 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.30).

As dorsais assísmicas são mais acidentadas do 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 - SW da África, no Atlântico Sul; Lomonosou Ridge, no Ártico)(Fig.30).

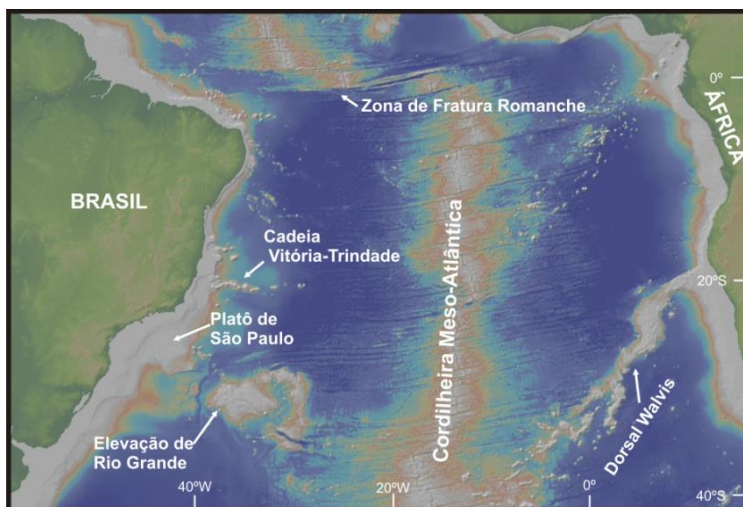


Figura 30. Elevações oceânicas e dorsais assísmicas.
(Fonte: <http://www.geomapapp.org>)

2.3 CORDILHEIRA MESO-OCEÂNICA (*Mid-ocean ridge*)

A cordilheira meso-oceânica é a mais importante feição topográfica do fundo oceânico. Estende-se quase que 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 1000 km (Figs.30 e 31).

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 *rift-valley*, de sua crista, que ocorrem os processos magmáticos responsáveis pela contínua geração de uma nova crosta oceânica (Fig.31).

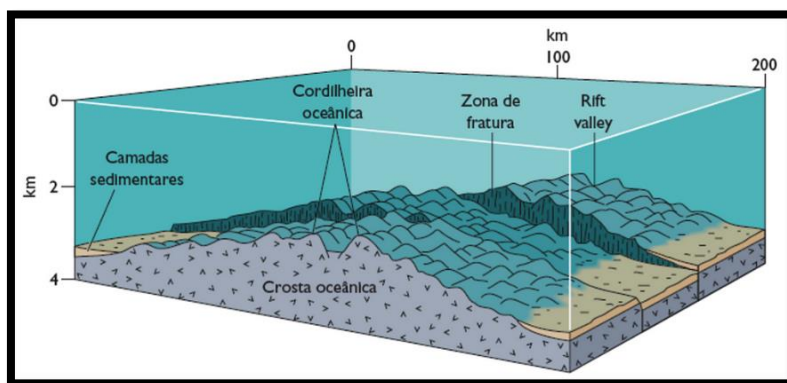


Figura 31. Cordilheira Meso-Oceânica com seus flancos e cristas deslocados por falhas de fraturas. (Adaptado de: Pinet, 2014).

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 NE brasileiro (zona de fratura Chain e Romanche) (Fig.30).

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 seguimentos 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.32).

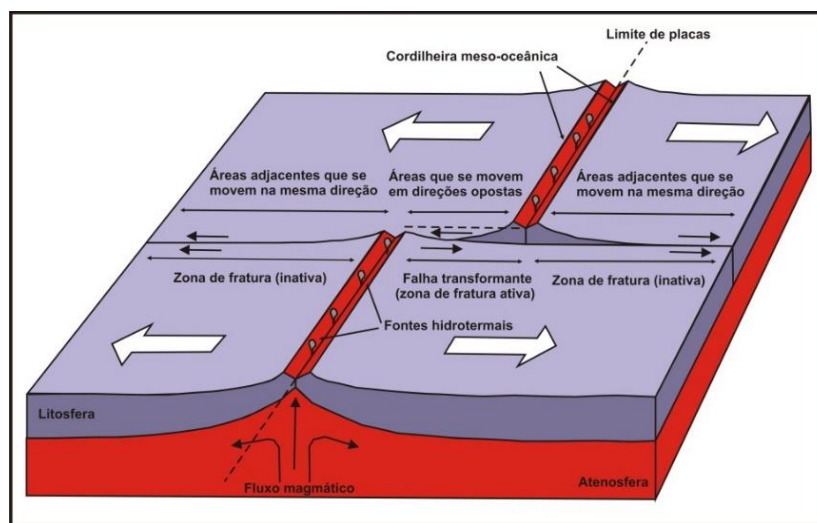


Figura 32. Falhas transformantes.

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

Morfologicamente se subdivide em duas categorias de províncias, as cristas e os flancos.

2.3.1 Província da Crista (*Crest province*)

Apresenta a topografia mais rugosa da cordilheira. Praticamente por toda sua extensão existe um profundo *rift-valley* ladeado pelas escarpas das *rift-mountains*, que divide a cordilheira simetricamente. Estas escarpas podem atingir alturas entre 900 e 3600 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 um magmatismo ativo, com uma faixa anormalmente alta de fluxo térmico e com uma anomalia magnética positiva (Fig.33). Todas estas características são explicadas pelo modelo do espalhamento de fundo oceânico e tectônica de placas.

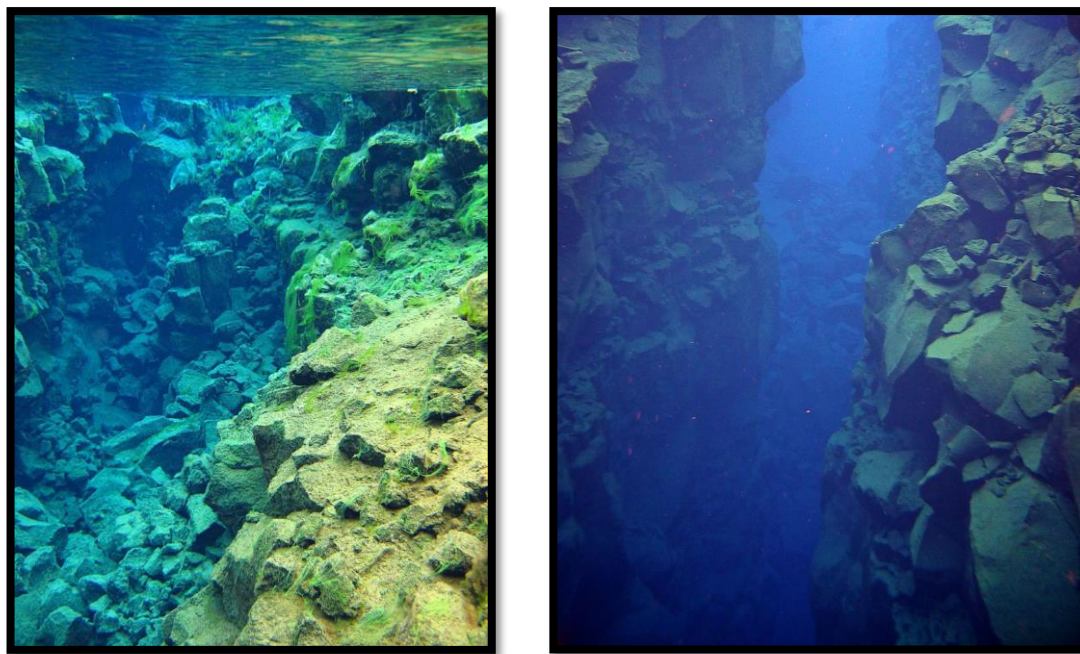


Figura 33. Dorsal Meso-Oceânica com vista do rift-valley na Islândia.

(Fonte:<https://www.mdig.com.br/index.php?itemid=32158><https://www.mdig.com.br/index.php?itemid=32158>)

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 2900-3200 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 vão de 30 a 50 km. Na parte mediana do *rift* a largura vai de 10-30 km.

2.3.2 Província dos Flancos (*Province of the flanks*)

Os flancos da cordilheira meso-oceânica têm sido subdivididos em três províncias limitadas por escarpas proeminentes, a saber: província de flanco superior, província de flanco médio e província de flanco inferior. Parte das províncias dos flancos (ex: o degrau superior ao sul dos Açores) são caracterizadas pela ocorrência de bacias intermontanas

aplainadas por sedimentação. Possivelmente estes 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, se dá por meio de uma proeminente escarpa a partir da qual há uma mudança sensível no relevo.

3 OUTRAS FEIÇÕES IMPORTANTES DA BACIA OCEÂNICA

3.1 Passagem Abissal (*Abissal gaps*)

Algumas planícies abissais são conectadas entre si por passagens restritas, que recebem a denominação de passagem abissal, a 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 *Rio Grande Gap* (ligando as planícies abissais de São Paulo e Argentina), no Atlântico Sul, o *Vema Gap* (ligando as planícies abissais de Hatteras e Nares) e o *Theta Gap* (ligando as planícies abissais da Ibéria e Biscay), ambas no Atlântico Norte (Fig.34).

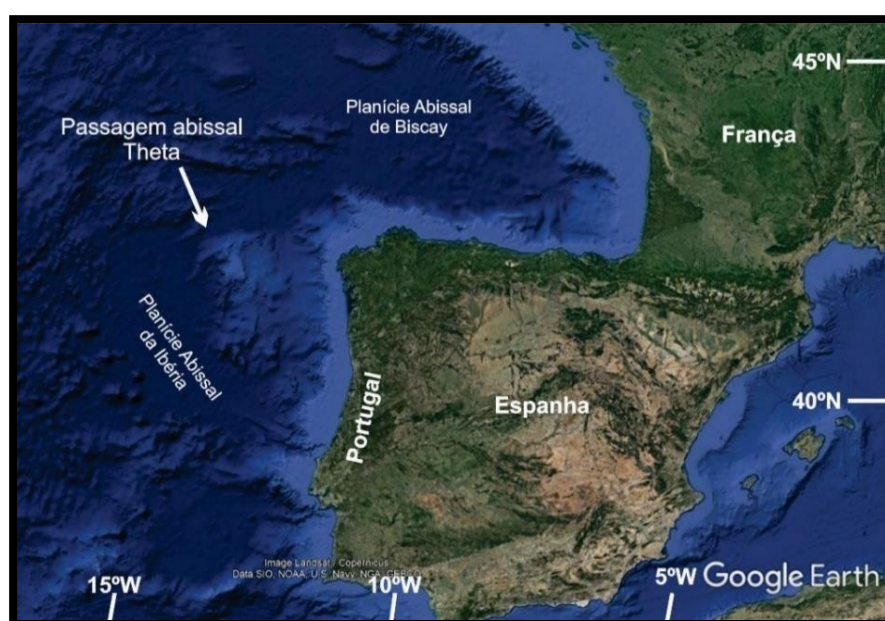


Figura 34. Passagem abissal de Theta (*Theta gap*).
(Fonte: Google Earth)

3.2 Cânions Meso-Oceânicos (*Mis-ocean canyons*)

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 2000 m (ex: canal Rio Grande, Brasil).

3.3 Fossas e Arco de Ilhas (*Island arches and trenches*)

Juntamente com a cordilheira meso-oceânica, o complexo fossas-arco de ilhas constitui as feições morfológicas mais importantes do fundo oceânico, devido ao papel fundamental que desempenham na evolução do mesmo.

Os sistemas fossas-arco 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-arco 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) (Fig.35).

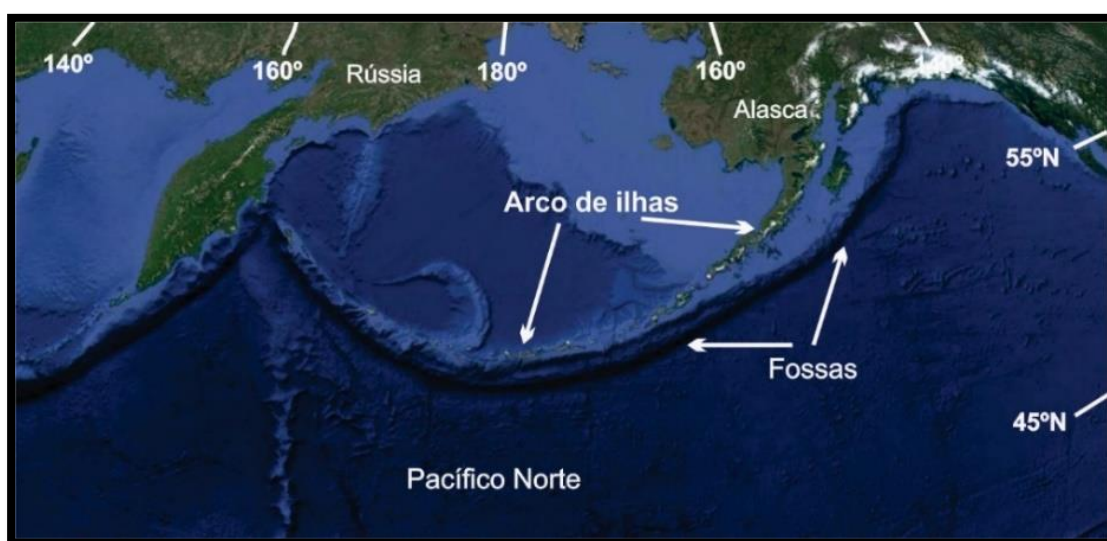


Figura 35. Complexo Fossa-Arco de Ilhas das Aleutas.
(Fonte: Google Earth)

Dentre estas 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 com uma 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).

3.4 Cânions e Vales Submarinos (*Submarine canyon and valley*)

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

3.4.1 Cânions Submarinos (*Submarine canyon*)

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; cânion de Monterey) (Fig.36).

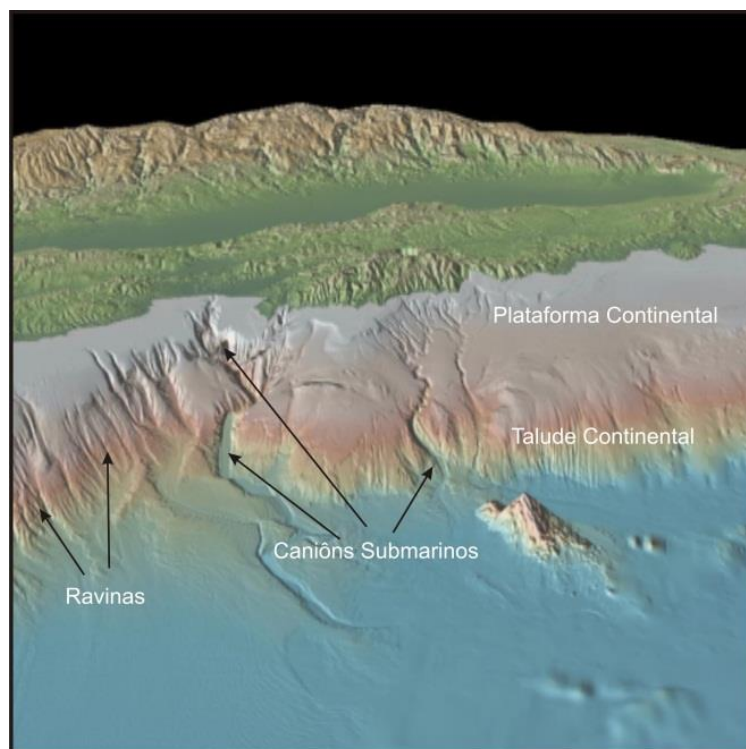


Figura 36 Cânions e ravinas submarinas de Monterey-Califórnia.
(Fonte: GeoMapAppVG/Lamont-Doherty Earth Observatory da Universidade de Columbia)

3.4.2 Vales de Leques (*Fan-valley*)

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 (Fig.37). Pequenas elevações, semelhantes a diques marginais (*natural levees*), são encontradas em ambos os lados destes vales. Não possuem tributários, mas apresentam distributários (ex: Congo *Fan-Valley*).

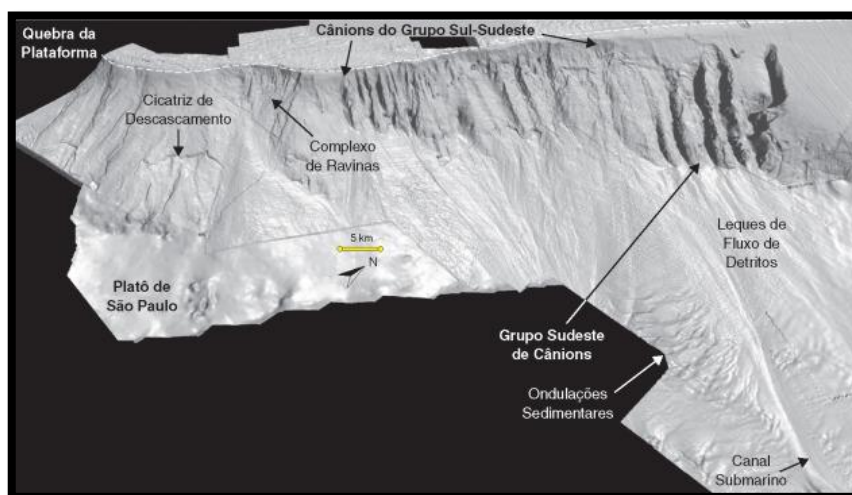


Figura 37. Vales de leques.
(Modificado de Almeida & Kowsmann, 2015)

3.4.3 Canais na Plataforma (*Shelf channel*)

Esses se encontram cortando certas plataformas continentais. Sua 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.38).

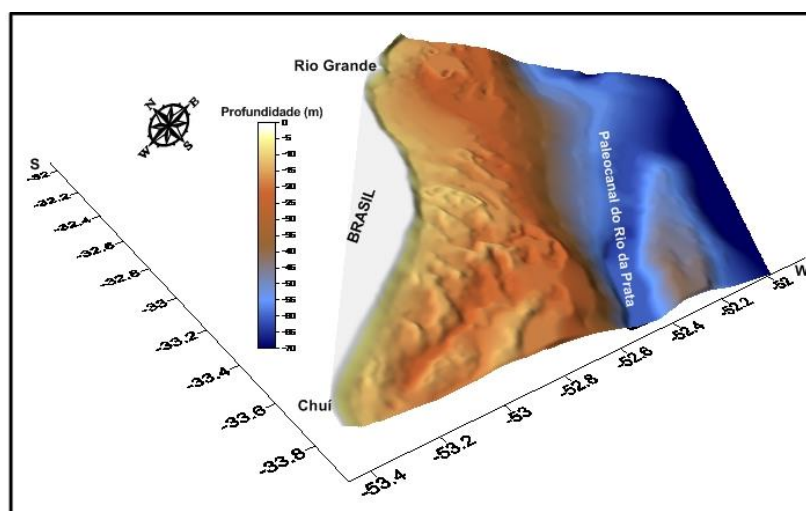


Figura 38. Paleocanal de plataforma do rio da Prata – Sul do Brasil.
(Fonte: Corrêa *et al.*, 2014)

3.4.4 Vales Glaciais (*Glacial trough*)

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; fjord de Oslo-Noruega) (Fig.39).



Figura 39. Vale glaciais em forma de U.
(Fonte: Google Earth)

3.4.5 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; Mississipi) (Fig.40).

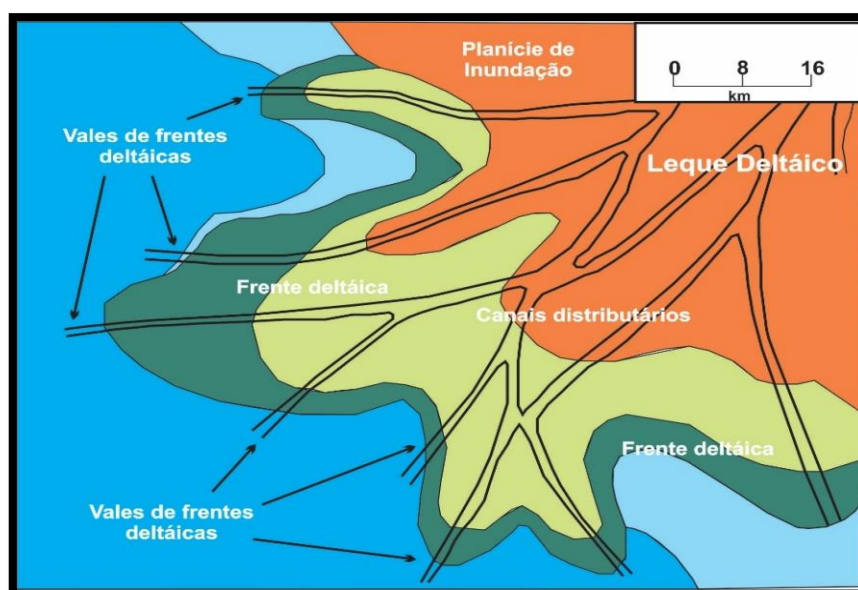


Figura 40. Vales de frente deltaica.

3.4.6 Ravinas (*Slope gullies*)

São vales de pequeno relevo, descontínuos, que ocorrem em muitos taludes íngremes. Comumente não possuem tributários. As ravinas localizam-se no talude continental, escarpas de falhas e frentes deltaicas (Fig.37).

3.4.7 Vales Assemelhados a *Grabens* ou *Rifts*

São vales de origem tectônica que ocorrem em áreas de diastrofismo ativo. Tem forma reta, sem distributários e sua direção acompanha as feições estruturais em terra (ex: *San Clemente Rift-Valley* - SW da Califórnia) (Fig.41).

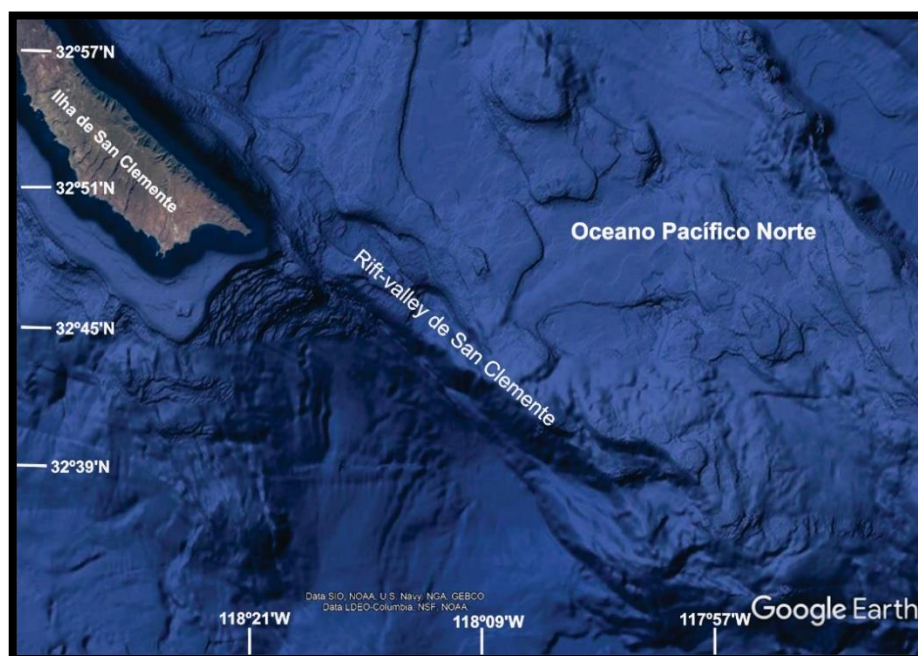


Figura 41. Rift-Valley de San Clemente – SW da Califórnia.
(Fonte: Google Earth)

3.4.8 Canais de Mar Profundo (*Deep-Sea channels*)

Encontrados nas profundezas abissais. Possuem forma de fossa, 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 NW do Cabo São Roque).

3.5 LEQUES E CONES SUBMARINOS (*Submarine fans and cones*)

São acumulações de sedimentos terrígenos com geometria de leques ou cones que se estendem aos pés dos taludes continentais, sendo alimentados por cânions submarinos.

O maior leque submarino do mundo é o *Bengal Deep-Sea Fan* no oceano Índico (3000 km de comprimento por 1000 km de largura e ± 12 km de espessura). Quanto à origem, é aceita a hipótese de que estes leques deposicionais cresceram graças ao material carregado por correntes de turbidez que se depositaram em vista de uma súbita diminuição na declividade. (ex: cone do Amazonas; cone do Rio Grande; cone do Ganges).

3.6 ILHAS OCEÂNICAS (*Oceanic island*)

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, Islândia, ilhas Britânicas, Madagascar, Sicília, ilhas da Indonésia e Nova Guiné. São também excluídas as ilhas oceânicas que fazem parte dos arcos-de-ilhas.

Muitas destas ilhas oceânicas, que aparecem isoladas no meio do oceano, na realidade fazem parte das cordilheiras meso-oceânicas. Nesta categoria se incluem ilhas como Açores, Tristão da Cunha, Trindade, Fernando de Noronha, Santa Helena e São Pedro e São Paulo, no Atlântico (Fig.42). Um segundo grupo de ilhas oceânicas ocorre no Pacífico. São ilhas vulcânicas arranjadas em grupos mais ou menos lineares e são independentes da cordilheira meso-oceânica. As ilhas do Havaí, no centro do Pacífico, são um exemplo desta classe. Todas estas ilhas são tipicamente de origem vulcânica (basáltica) sendo que a maioria que se situa em latitudes tropicais se encontram cercadas ou recobertas por recifes de corais.



Figura 42. Ilha oceânica de Fernando de Noronha.
(Foto: Alexandre Gondim/JC Imagem)

3.7 MONTES SUBMARINOS (*Seamounts*)

São elevações do fundo oceânico, normalmente isoladas, com forma cônica, flancos escarpados e um relevo superior a 1000 m. Mais de 1200 montes submarinos já foram reconhecidos, no entanto, a maior distribuição se encontra no Pacífico.

A origem dos montes submarinos é vulcânica (basáltico). A maioria se dispõe, segundo linhas ou grupos alongados, de 10 a 100, se assemelhando aos arquipélagos do Pacífico (ex: Havai). Assim, pelo contínuo crescimento do grupo linear de montes submarinos, suas lavas podem se unir dando origem desta forma, a uma dorsal vulcânica.

Na margem continental nordeste-leste do Brasil, são abundantes os montes submarinos, os quais se encontram 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; monte Hotspur; Monte Luiz Martins; Monte Griep) (Fig.43).

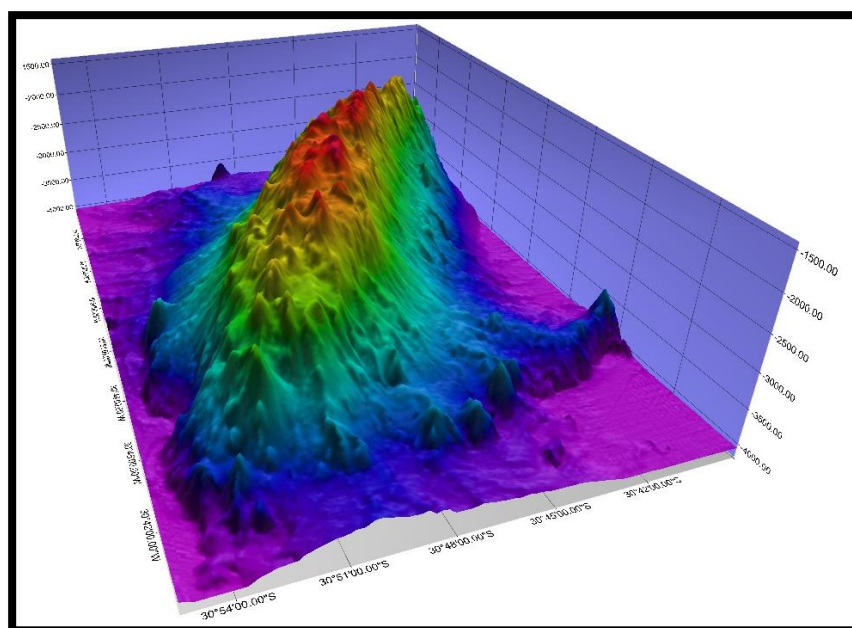


Figura 43. Monte submarino Griep.

Localizado nas proximidades da Elevação de Rio Grande. Lat. 30°46'37,8"S e Long. 30°50'31,8"W. (Imagem cedida pelo LEPLAC/DHN/MB)

3.8 GUYOTS

São montes submarinos que apresentam seu topo aplainado e que se situam a profundidades maiores que 200 m (Fig.44). São antigas ilhas que, por subsidência de sua base, foram afogados. Assim, seu topo aplainado deve-se a ação das ondas. A profundidade

em que se situam varia de 200 a 2500 m, sendo que a maioria se encontra a profundidades de 1000 a 2000 m. Muitas das elevações submarinas do Nordeste-Leste do Brasil são guyots.

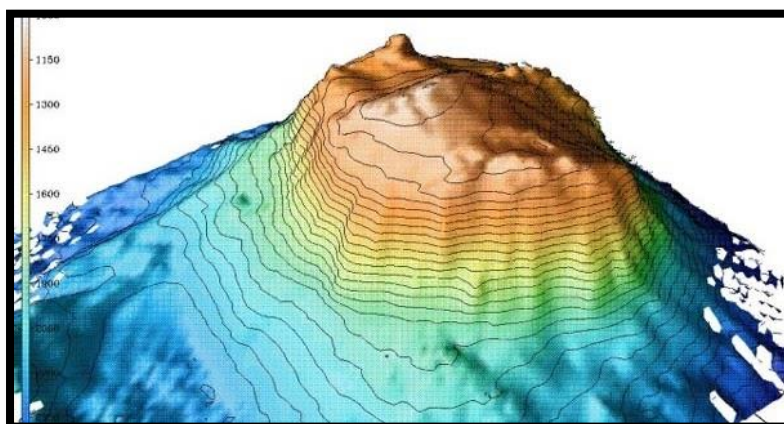


Figura 44. Guyots submarino.

(Fonte: <http://salvador-nautico.blogspot.com/2017/04/guyot.html>)

3.9 ATÓIS (Atoll)

Um atol é um recife anelar situado na superfície ou próximo da superfície do mar e que engloba uma laguna interna (Fig.45). Alguns são encontrados na plataforma continental, mas a maioria deles são estruturas isoladas que se erguem desde o fundo abissal. Seu diâmetro pode variar desde 2 km a 50 km. Seu maior desenvolvimento se dá no oeste do Pacífico.

A maioria se desenvolve no topo de vulcões marinhos que podem ou não terem sido truncados pela erosão, antes de começar o crescimento do recife. 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 – NE do Brasil; atol de Biquíni - W do Pacífico) (Fig.46).



Figura 45. Atol das Rocas – Brasil.

(Fonte – <http://www.tamar.org.br/base.php?cod=22>)

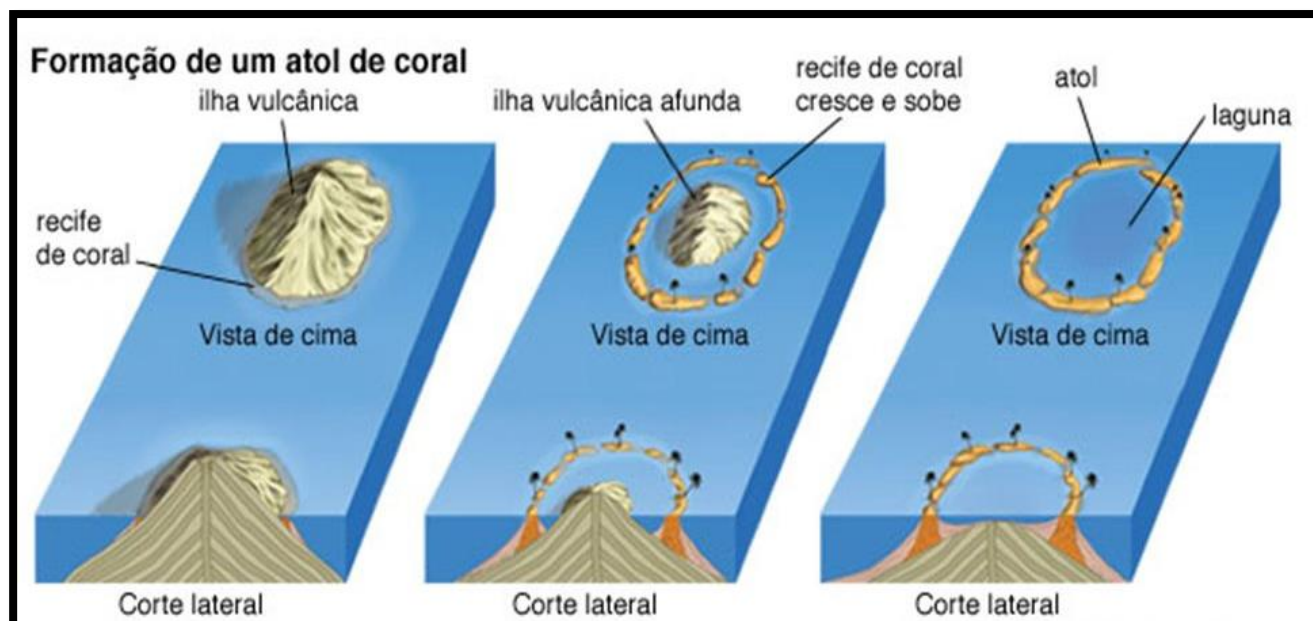


Figura 46. Formação e crescimento de um Atol.
(Modificado da Encyclopaedia Britanica, 2010)

3.10 FONTES HIDROTERMAIS (*Hydrothermal source*)

Um dos aspectos mais interessantes associados às bacias oceânicas são as fontes hidrotermais, as quais foram primeiramente observadas por pesquisadores do Instituto Ocenográfico Woods Hole, em 1977, nos rifts das Galápagos, na elevação do Pacífico oriental a uma profundidade de 3.000m. Essas fontes hidrotermais se encontram 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.

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, 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. Este 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. Este 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 fria do mar 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 essas podem também ser brancas, cinzentas ou transparentes dependendo do material que as compõem). Estas partículas se depositam no fundo oceânico formando as chaminés das fontes hidrotermais que podem atingir até 40 m de altura (Fig.47).

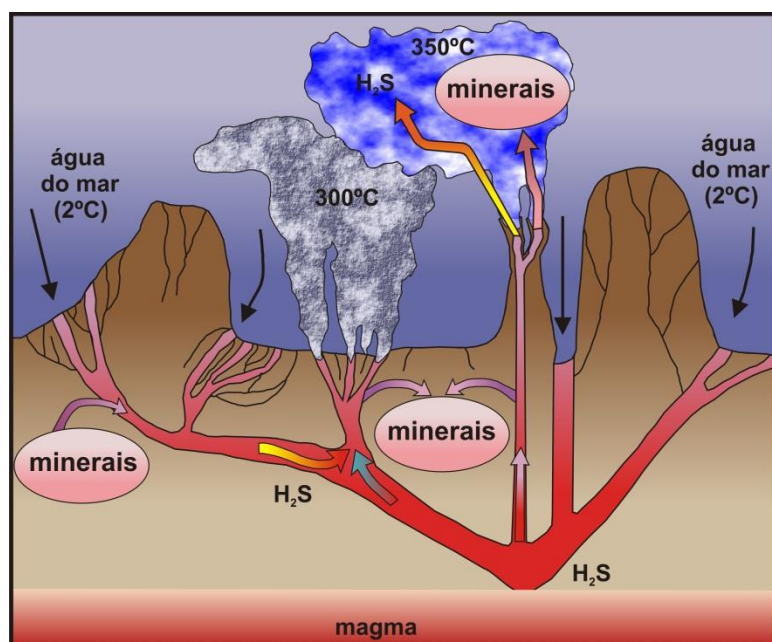


Figura 47. Fontes hidrotermais.
(Fonte: Corrêa & Weschenfelder, 2017).

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.48).

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 ser descobertos.

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

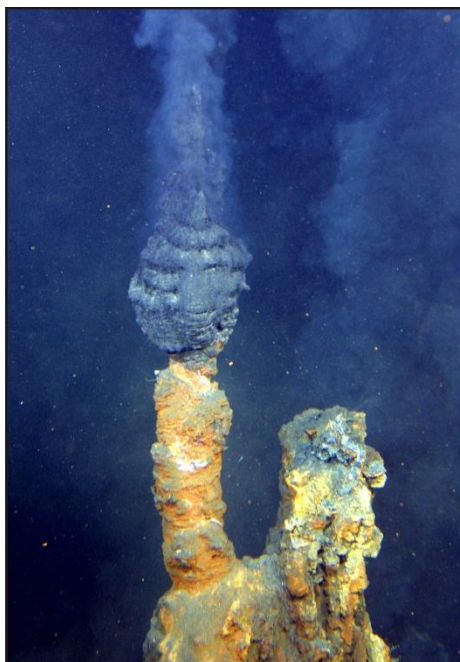


Figura 48. Fonte hidrotermal (fumarola preta).
(Imagem cortesia da *New Zealand American Submarine Ring of Fire 2007*, Programa NOAA Vents, do *Institute of Geological & Nuclear Sciences* e NOAA-OE)

4 SUGESTÕES DE LEITURA

- Almeida, A. G. de, Kowsmann, R.O. 2015. Geomorfologia do Talude Continental e do Platô de São Paulo. In: *Geologia e Geomorfologia – Característica Ambiental, Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste*. p. 33-66.
- Castelo, J.P. & Krung, L.C., 2017. *Introdução à Ciências do Mar*. Ed. Textos, Pelotas. 602 p.
- Chaves, H.A.F. (Ed.) 1979. *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes*. Série Projeto REMAC. 7:177 p.
- Corrêa, I.C.S & Weschenfelder, J. 2017 *Fisiografia do Fundo Oceânico*. In: Castelo & Krung (Eds). 2017. *Introdução à Ciências do Mar*. p. 44-72.
- Heezen, B.C.; Tharp, M.; Ewing, M. 1959. *The floors of the Oceans, 1. The North Atlantic*. Geol. Soc. Am. Special Paper, 65:122 p.
- Shepard, F.P. 1948. *Submarine Geology*. Harper & Brothers Publishers. New York. 2ª Edição. 557 p.
- Tessler, M.G. & Mahiques, M.N.de. 2000. *Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos*. In: Teixeira, W; Toledo, M.C.M.de; Fairchild, T.R. e Taiole, F. (org.) 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 261-284.

5 GLOSSÁRIO

Biohermas – Recife formado por organismos vivos, não estratificados (madreporários, tubícolas) e restos de organismos que se depositam nos espaços inter-recifais

Calcarenitos – Arenito carbonático produzido frequentemente por precipitação química seguida de retrabalhamento no interior da própria bacia, ou sendo ainda resultante da erosão de calcários mais antigos situados fora da bacia de deposição.

Cânion - Vale longo, de bordas abruptas, que ocorre em regiões de platôs, de montanhas ou encravado na borda de plataformas submarinas, em geral com um curso d'água em seu interior (cânion subaéreo) ou apenas servindo de duto para fluxos sedimentares subaquosos (cânion submarino).

Diapirismo – Processo de ascensão de diápiro, ou seja de massa rochosa menos densa do que as encaixantes, resultando em intrusão das encaixantes acima que podem ser deformadas por este processo, muitas vezes em estruturas dômicas, juntamente com a própria massa intrusiva.

Diastrofismo – Termo geral que engloba todos os movimentos da crosta devidos a processos tectônicos, responsável pela formação dos continentes, bacias oceânicas, platôs, montanhas, estratos dobrados, falhamentos etc.

Fluxo hiper-picnal – É um fluxo subaquoso de sedimento que se desloca pela base de uma coluna de água devido a ação das forças gravitacionais diferenciais, as quais são oriundas da diferença de densidade entre a corrente e o meio.

Glacioeustática – Relaciona-se à formação de calotas glaciais em áreas continentais em épocas determinadas.

Gráben – Bloco abatido, relativamente alongado e estreito, limitado por falhas normais.

Halocinese – Processo presente principalmente em ambientes marinhos. Consiste na ascensão de material salino devido à diferença de pressão em condições específicas. Essa ascensão pressiona as rochas subjacentes, deformando-as e formando estruturas do tipo domo. Esses domos salinos, quando causados por halocinese também podem ser chamados de diápiros. Em alguns casos esse processo pode estar vinculado a esforços extensionais ou compressionais decorrentes da tectônica onde a bacia está inserida.

Horst – Unidade crustal positiva, relativamente alongada e estreita, limitada por falhas normais. Trata-se de uma feição estrutural que pode ou não se expressar geomorfologicamente (o inverso de gráben).

Litosfera – Designação antiga referente à parte externa consolidada da Terra, com densidade média de 3,4. A litosfera é constituída de sedimentos, rochas metamórficas e rochas ígneas, e cuja espessura média é da ordem de 60 km. A litosfera subdivide-se em dois envoltórios, um superior, descontínuo, rico em sílica e alumina - SiAl, que forma os continentes, e outro subjacente, contínuo, rico em silicatos de magnésio - SiMa, que assenta sobre o manto. A espessura da litosfera é maior sob os continentes do que sob os oceanos, e maior sob as cordilheiras do que sob as plataformas continentais.

Loess – Depósito sedimentar essencialmente siltoso, inconsolidado, sem estratificação, de natureza eólica, proveniente, na maioria das vezes, de áreas periglaciais ou desérticas, e mostrando enorme capacidade de formar encostas verticais.

Morainas – Denominação aplicada à carga sedimentar transportada por uma geleira, e qualificada após sua deposição de acordo com a posição ocupada na geleira, como moraina lateral, mediana, interna, basal e terminal.

Oólitos – Pequenas concreções arredondadas, principalmente de carbonatos, encontradas em rochas sedimentares e com diâmetro médio entre 0,5 e 2,0 mm.

Paleocárstico - Relevo antigo desenvolvido em região calcária, devido ao trabalho de dissolução pelas águas subterrâneas e ou superficiais. Caracteriza-se pela ocorrência de dolinas e cavernas.

Peneplanizar – Na acepção fundamental, corresponde a ação de aplainar uma superfície. Supõem-se que ocorra pelo trabalho dos rios, ou ação marinha, ou graças à ação do vento sob condições áridas. Representa, assim, vários graus de redução a um nível de base, que representa o limite final da peneplanização.

Ravinamento - Sulco produzido na superfície da terra, em que o agente responsável pela erosão é a água de escoamento.

Rudito – Rocha sedimentar consolidada, formada por clastos grossos cuja granulometria é superior à da areia (> 2,0 mm). Incluem conglomerados e brechas.

Talvegue – Linha que passa pela parte mais profunda de um vale.

Tilito - Rocha sedimentar detrítica de origem glacial, caracterizada por uma matriz argilosa ou siltosa, com blocos estriados de rochas de diferentes origens.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, A. G. DE, KOWSMANN, R.O. 2015. *Geomorfologia do Talude Continental e do Platô de São Paulo*. In: Geologia e Geomorfologia – Característica Ambiental, Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste. p. 33-66.
- 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.
- CORRÊA, I.C.S & WESCHENFELDER, J. 2017 *Fisiografia do Fundo Oceânico*. In: Castelo & Krung (Eds). 2017. Introdução à Ciências do Mar. p. 44-72.
- PINET, P.R. 2014. *Invitation to Oceanography*. 7ª Edição. Jones & Bartlett Learning. 662 p.
- SIMÕES. J. C. 2011. *O ambiente antártico: domínio de extremos*. In: Simões, J.C. et al. Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade. Séries Sustentabilidade. São Paulo, Blucher, p. 15-27.

