

Coleção Geografia

FUNDAMENTOS DE GEOLOGIA E PETROGRAFIA

Antonio Vicente Ferreira Junior



UFPE

ISBN 978-65-5962-067-8



UNIVERSIDADE
FEDERAL
DE PERNAMBUCO



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO (UFPE)
SECRETARIA DE PROGRAMAS DE EDUCAÇÃO ABERTA E DIGITAL (SPREAD)
COORDENAÇÃO GERAL UAB/UFPE

Reitor

Alfredo Macedo Gomes

Vice-Reitor

Moacy Cunha de Araujo Filho

Secretário Geral SPREAD

José Alberto Miranda Poza

Coordenador Geral UAB/UFPE

Francisco Kennedy Silva dos Santos

Coordenador Adjunto UAB/UFPE

André Felipe Vieira da Cunha

Design Instrucional UAB/UFPE | Projeto gráfico

Gabriela Carvalho da Nóbrega

Diagramação

Gabriela Carvalho da Nóbrega

Hanna Kardenya da Silva

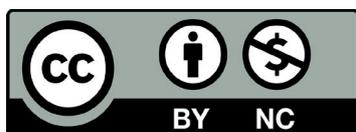
Revisão Textual

Vanessa dos Santos Marques

Jade Maria Oliveira da Paz

Professor Conteudista Responsável

Antonio Vicente Ferreira Junior



Esta licença permite que outros remixem, adaptem e criem a partir desta obra para fins não comerciais, e embora os novos trabalhos tenham de atribuir o devido crédito e não possam ser usados para fins comerciais, os usuários não têm de licenciar esses trabalhos derivados sob mesmos termos.

Catálogo na fonte:
Bibliotecária Kalina Ligia França da Silva, CRB4-1408

F383f Ferreira Junior, Antonio Vicente.
Fundamentos de geologia e petrografia [recurso eletrônico] /
Antonio Vicente Ferreira Junior. – Recife : Ed. UFPE, 2021.
(Coleção Geografia).

Inclui referências.
ISBN 978-65-5962-067-8 (online)

1. Geociências. 2. Geologia – Estudo e ensino. 3. Petrologia.
I. Título. II. Título da coleção.

550 CDD (23.ed.)

UFPE (BC2021-077)

É com grande satisfação que produzimos este material, que ele possa ampliar os conhecimentos adquiridos ao longo de seus estudos e aprofundar algumas questões que julgamos importantes para o desenvolvimento do leitor, como as relacionadas à Educação Ambiental, Introdução a Ciência Geográfica, Metodologia do Trabalho Científico e Fundamentos de Geologia e Petrografia.

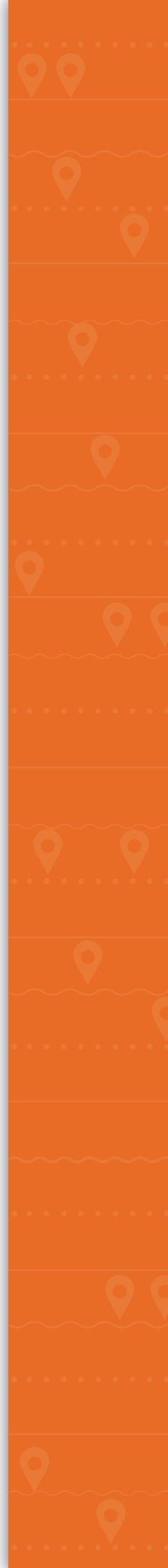
A obra traz a integração entre diferentes abordagens geográficas, sempre em linha com os estudos mais atuais da ciência Geografia. Nesse sentido, trazemos cada unidade com sua progressão cronológica e de temáticas relacionadas ao tema central.

Com este material, você poderá adquirir novos conhecimentos, lançar novos olhares, realizar novas associações entre os conteúdos dessa área do conhecimento, refletir sobre os temas propostos e elaborar e propor soluções para problemas que afligem sua comunidade (escola, bairro, município), nosso país e o mundo.

Esperamos, assim, que você tenha uma ótima jornada com nossa obra.

Bons estudos!

Atenciosamente,
Priscylla Karoline de Menezes
Coordenadora do Curso de Licenciatura em Geografia EAD/UFPE



Sumário

1	O planeta Terra, suas origens e seus constituintes	7
	<i>Objetivos de aprendizagem</i>	8
	<i>Introdução</i>	8
1.1	O planeta Terra e sua origem	8
1.1.1	A hipótese da Nebulosa	9
1.1.2	Formação do Sol	10
1.1.3	Formação dos planetas	11
1.2	Composição da Terra	12
1.2.1	Minerais: unidades constituintes das rocha	13
1.2.2	Classificação dos minerais	14
1.2.2.1	Propriedades químicas	14
1.2.2.2	Propriedades físicas dos minerais	15
1.2.3	Minerais formadores de rochas	18
1.2.4	Rochas: unidades formadoras da crosta	19
1.2.4.1	Rochas ígneas	19
1.2.4.2	Rochas ígneas intrusivas e extrusivas	20
1.2.4.3	Rochas sedimentares	20
1.2.5	Classificação geral das rochas sedimentares	21
1.2.6	Rochas metamórficas	23
1.2.7	Metamorfismo regional e de contato	23
1.2.8	Ciclo das rochas	24
	<i>Revisando</i>	26
	<i>Saiba Mais</i>	27
	<i>Referências</i>	27
2	Tectônica de placas, vulcanismo e terremotos	29
	<i>Objetivos de aprendizagem</i>	30
	<i>Introdução</i>	30
2.1	A descoberta da tectônica de placas	30

2.1.1	A deriva continental	30
2.1.2	As etapas teóricas do ciclo da destinação	32
2.1.3	Tectônica de placas: uma teoria unificadora	33
2.1.4	Tipos de limites das placas	34
2.1.5	Velocidade do deslocamento das placas tectônicas	39
2.1.6	As margens continentais	40
2.2	Vulcanismo	40
2.2.1	Morfologia de um vulcão	42
2.2.2	Tipos de erupções vulcânicas	43
2.3	Terremotos	44
2.3.1	Teoria do rebote elástico	45
2.3.2	Ondas sísmicas e epicentro de um terremoto	46
2.3.3	Medindo a força de um terremoto	47
2.3.4	Terremotos no Brasil	48
	<i>Revisando</i>	48
	<i>Saiba Mais</i>	49
	<i>Referências</i>	49
3	Processos na superfície terrestre	51
	<i>Objetivos de aprendizagem</i>	52
	<i>Introdução</i>	52
3.1	Água e processos aluviais: ciclo hidrológico	52
3.1.1	Água corrente, erosão e transporte de sedimentos	54
3.1.2	Deposição e processos aluviais	54
3.2	Gelo e ação geológica das geleiras	58
3.2.1	Tipos de geleiras	58
3.2.2	Erosão e transporte de sedimentos pelas geleiras	60
3.2.3	Feições de erosão glacial	60
3.2.4	Ambientes e depósitos	61
3.2.5	Causas das Eras do Gelo	62
3.3	Ação geológica dos ventos	63
3.3.1	Transporte de sedimentos por ventos	63
3.3.2	O movimento das partículas	63
3.3.3	Erosão eólica	65

3.3.4	Registros deposicionais	65
3.4	Fisiografia dos oceanos e processos costeiros	67
3.4.1	Fisiografia dos oceanos	67
3.4.2	Processos costeiros	69
	<i>Revisando</i>	71
	<i>Saiba Mais</i>	72
	<i>Referências</i>	72
4	Tempo geológico e história de vida	74
	<i>Objetivos de aprendizagem</i>	75
	<i>Introdução</i>	75
4.1	Tempo geológico	75
4.1.1	Como medir o tempo geológico	75
4.1.2	Reconstrução da história geológica por meio da datação relativa	78
4.1.3	Reconstrução da história geológica por meio da datação absoluta	82
4.2	Mudança climática global e impactos humanos na Terra	84
4.2.1	A variabilidade climática natural	84
4.2.2	Variações de longa duração	84
4.2.3	Efeito estufa e aquecimento global	85
	<i>Revisando</i>	86
	<i>Saiba Mais</i>	87
	<i>Referências</i>	87

**O planeta Terra,
suas origens e
seus constituintes**

Fundamentos de Geologia e Petrografia

Prof. Antonio Vicente Ferreira Junior

Objetivos de aprendizagem

- 1 Descrever a origem da Terra e do seu sistema solar.
- 2 Identificar as características principais dos minerais reconhecidos pelos geólogos.
- 3 Explicar a classificação das rochas e a definição dos seus ciclos.

Introdução

Bem-vindo à disciplina Fundamento da Geologia e Petrografia, do curso de Licenciatura em Geografia, na modalidade à distância, oferecida pela Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Esta disciplina está subdividida em quatro aulas, que tratam dos assuntos essenciais dessa área do conhecimento à formação do professor de Geografia. Em nossa primeira aula, iremos abordar os conceitos básicos para o entendimento da dinâmica do sistema da Terra. Faremos, inicialmente, uma apresentação da origem e formação da Terra, bem como, sua composição, em que destacamos os seus constituintes (minerais e rochas). Além disso, esta aula irá abordar a interação do ciclo geológico, que ocorre por meio de processos Terra - Atmosfera - Oceano. Sem o entendimento de como ocorre tal interação, qualquer tentativa de compreensão do funcionamento da dinâmica terrestre será infrutífera.

1.1 O planeta Terra e sua origem

A Geologia é uma ciência que tem suas raízes em questões sobre as origens da Terra: como nasceu, como evoluiu, como funciona e como podemos ajudar a preservar os habitats que sustentam a vida.

De acordo com Press *et al.* (2008), deve-se entender como o sistema Terra evoluiu ao longo do tempo. Os geólogos estimam que a Terra tenha cerca de 4,5 bilhões de anos. Acredita-se que há 3 bilhões de anos, células vivas desenvolveram-se sobre a Terra, porém, a nossa origem humana ocorreu há apenas poucos milhões de anos. As escalas que medem a vida dos indivíduos em décadas e

marcam períodos da História humana, escritas em centenas ou milhares de anos, são inadequadas para estudar a Terra. Assim, os geólogos devem explicar eventos que evoluíram em dezenas de milhares, centenas de milhões ou muitos milhões de anos.

A Terra tem sua origem juntamente com os demais planetas do sistema solar. A busca da sua origem remonta a várias teorias existentes. Atualmente, a explicação científica mais aceita é chamada pelos físicos de *Big Bang*, a qual considera que o nosso Universo começou entre 13 a 14 bilhões de anos atrás, a partir de uma grande explosão cósmica. Antes desse instante, toda a matéria e energia estavam concentradas num único ponto que explodiu num só evento (Press *et al.*, 2008). Desde esse instante, num processo que ainda continua, o Universo expandiu-se e diluiu-se para formar galáxias e estrelas. Os geólogos ainda analisam os últimos 4,5 bilhões de anos, um tempo no qual o nosso sistema solar formou-se e evoluiu.

1.1.1 A hipótese da Nebulosa

De acordo com Press *et al.* (2008, p. 29), uma das teorias sobre a origem do sistema solar foi estabelecida pelo filósofo alemão Immanuel Kant, em 1755, nas palavras de Kant:

“Nuvem de gás e poeira em rotação lenta se esfriaram e se contraíram aumentando a velocidade de rotação e liberando anéis gasosos da massa central, pelo efeito da força centrífuga. Esses anéis nos estágios finais se concentraram e deram origem aos planetas.”

Recentemente, os astrônomos voltaram à antiga ideia, chamada atualmente de **hipótese da nebulosa**, visto que por meio de equipamentos, como os telescópios modernos, descobriram que além do sistema solar não estar vazio, como se pensava anteriormente, registraram muitas nuvens, assim como Kant havia mencionado, tendo chamado as mesmas de nebulosas. Também identificaram os materiais que formam essas nuvens, composto com cerca de 80% de hidrogênio,

15% de hélio e uma porcentagem menor de outros elementos químicos pesados (Ex: ferro, sílica, alumínio, entre outros elementos constituintes das rochas).

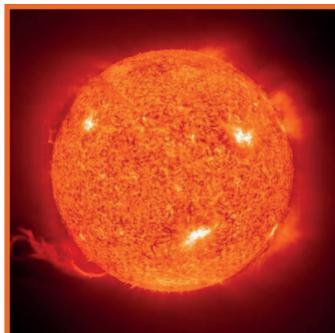
Essa nuvem difusa em rotação lenta contraiu-se devido à força da gravidade, que resulta na atração entre corpos devido a sua massa. A contração, por sua vez, acelerou a rotação das partículas e essa rotação mais rápida achatou a nuvem na forma de um disco.

1.1.2 Formação do Sol

Sob a atração da gravidade, a matéria começou a se deslocar para o centro, acumulando-se como uma proto-estrela, a precursora do nosso sol atual. Comprimindo-se sobre o seu próprio peso, o material do proto-sol tornou-se mais denso e quente. A temperatura interna do proto-sol elevou-se para milhões de graus, iniciando-se então a fusão nuclear. A fusão nuclear do sol, que continua até hoje, é a mesma reação nuclear que ocorre em uma bomba de hidrogênio (PRESS *et al.*, 2008).

As feições mais notáveis do Sol são as grandes manchas solares causadas por tempestades magnéticas. Esses distúrbios superficiais provocam explosões e proeminências, como apresentados na Figura 1, que apresenta uma imagem do Sol registrados por instrumentos a bordo do satélite SOHO, que é um projeto internacional de cooperação entre a Agência Espacial Europeia e a NASA. É possível observar proeminências acima da coroa solar.

Figura 1 - Imagem do Sol registrados por instrumentos a bordo do satélite SOHO



Fonte: <https://sohowww.nascom.nasa.gov/>

1.1.3 Formação dos planetas

Após a formação do sol, a temperatura do núcleo da nebulosa começou a esfriar, propiciando a condensação dos materiais. Ferro e níquel solidificaram rapidamente e, em seguida, formaram os minerais constituintes das rochas. A colisão destes fragmentos faz com que tomem forma e tamanho de pequenos blocos ou planetesimais de 1 km. Em algumas dezenas de milhões de anos, esses blocos se colidiram e se agregaram, formando corpos maiores, como a Lua.

Quando os planetas se formaram, aqueles cujas órbitas estavam mais próximas do Sol desenvolveram-se de maneira marcadamente diferente daqueles com órbitas mais afastadas. Assim, a composição dos planetas internos (Mercúrio, Vênus, Terra e Marte) é completamente diferente daquela dos planetas externos (Júpiter, Saturno, Urano e Netuno). Qualquer um dos planetas externos são gigantes e tem densidades médias baixas, indicando que são compostos, principalmente, de gases leves, como o hidrogênio e o hélio, e compostos congelados, como a amônia e o metano.

A compreensão da formação dos planetas avançou consideravelmente nas últimas décadas por meio da exploração com espaçonaves e de análises de amostras lunares e de meteoritos. Assim como, Vênus, Marte e Mercúrio (chamados de planetas internos), a Terra é governada pelas mesmas leis e processos físicos e químicos, além de serem rochosos. No entanto, cada um tomou uma trilha evolutiva distinta.

Vênus é o planeta mais semelhante com a Terra, em tamanho, em peso, em elementos químicos e sua massa equivale a 81,5% da massa da Terra. Entretanto, a sua enorme atmosfera de dióxido de carbono e a cobertura de nuvens levou a uma estufa descontrolada, a uma temperatura superficial de 470 °C e à perda de grande parte da água da atmosfera. Existem cinturões de montanhas e planaltos amplamente deformados. Grandes crateras de impactos foram identificadas, sugerindo que certas áreas do planeta são geologicamente antigas.

Marte, com 11% de massa terrestre, evoluiu mais rapidamente do que a Terra ou Vênus. Evidências isotópicas de meteoritos indicam que Marte formou seu núcleo, manto e a maior parte de sua crosta dentro de algumas dezenas de

milhões de anos após o início da formação do Sistema Solar.

Lua e Mercúrio, com 1% e 5% de massa terrestre, respectivamente. Suas semelhanças se baseiam, basicamente, na camada insignificante de atmosfera e na quantidade de crateras de impactos resultantes de bombardeios ocorridos ao longo da evolução do Sistema Solar.

Cometas são registros de uma época em que os planetas ainda não haviam se formado. Eles são os últimos testemunhos do nascimento do sistema solar. De acordo com Cordani, (2003), os cometas são constituídos, predominantemente, por material gasoso, que representa a matéria primordial da nebulosa solar. Acredita-se que, durante o processo de acreção planetária, os cometas também foram formados numa região muito além do anel planetário mais externo. Tais corpos de dimensões variáveis não puderam originar protoplanetas, por estarem muito afastados entre si.

Cerca de 750 cometas são conhecidos, como, por exemplo, o Halley, de período curto, cuja órbita o faz se aproximar da Terra a cada 75-76 anos; ou o Schumacher-Levy, que colidiu espetacularmente com o planeta Júpiter, em julho de 1995. Quando cometas são trazidos para perto da órbita da Terra, seus gases são vaporizados e ionizados pela radiação solar, o conjunto toma a forma típica de um núcleo e uma cauda aponta para o lado oposto do sol (CORDANI, 2003).

1.2 Composição da Terra

Embora a Terra provavelmente tenha iniciado como uma mistura não segregada de planetesimais e outros elementos da nebulosa, ela não manteve essa forma durante muito tempo. Uma fusão de grande proporção ocorreu como resultado de um gigantesco impacto. Alguns estudos apontam que 30% a 65% da Terra se fundiram, formando uma camada externa de centenas de quilômetros de espessura, desenvolvido por rocha derretida. Da mesma forma, o interior, aqueceu-se até um estado menos denso, no qual seus componentes podiam mover-se de um lado para outro. O material pesado mergulhou para o interior para se tornar o núcleo e o material mais leve flutuou para a superfície e formou a crosta. A partir dessa fase, a Terra esfriou-se e grande parte dela solidificou-se

e se transformou em um planeta zoneado em três camadas principais: crosta, manto e núcleo externo e interno (PRESS *et al.*, 2008).

A primeira camada superficial é a crosta, uma fina camada externa sólida da Terra, com espessura variando de 25 a 50 km nos continentes e de 5 a 10 km nos Oceanos. Sua composição é formada, principalmente, por elementos de silício, alumínio, ferro, cálcio, magnésio, sódio e potássio combinados com oxigênio. O manto abrange de 40 até 2.900 km de profundidade. É uma região que forma a maior parte da Terra sólida, consiste em rochas com densidade intermediária, a maioria é composta por oxigênio com magnésio, ferro e silício. O núcleo é formado por ferro e outros elementos pesados como o níquel. A sua profundidade começa aproximadamente a 2.900 km, sendo líquido na parte externa e sólido na região chamada de núcleo central, que se estende desde uma profundidade de cerca de 5.200 km até o centro da Terra, a cerca de 6.400 km. O núcleo interno é sólido porque a pressão no centro é muito alta para o ferro fundir-se (PRESS *et al.*, 2008).

1.2.1 Minerais: unidades constituintes das rochas

Para termos uma compreensão da formação da Terra, é necessário conhecer as características dos materiais que os constituem, especialmente os mais superficiais. Assim, a importância do estudo dos minerais, baseia-se, entre outros aspectos, na formação da superfície terrestre, formada por materiais inconsolidados (Ex.: os solos e os sedimentos dos rios e praias) e rochas consolidadas. Segundo Madureira Filho *et al.* (2003), a sociedade tecnológica não teria conseguido chegar à Lua, se não fosse o seu conhecimento sobre as características e propriedades dos minerais.

Os minerais são constituintes básicos das rochas. Klein e Hurlbut (1999) definem o mineral como substância sólida, homogênea e natural, e também, com uma composição química definida (mas não é fixa) e com um arranjo atômico altamente ordenado, geralmente, por processos inorgânicos. Alguns critérios adotados para definição de mineral por esses autores, incluem:

- 1) Sólido: As substâncias líquidas ou gasosas estão excluídas deste conceito.

Assim, o gelo nas calotas polares é um mineral, mas a água não.

2) Homogêneo: algo que não pode ser dividido em componentes químicos mais simples.

3) Natural: exclui os elementos criados de forma sintética ou manipulados no geral pelo ser humano. Assim, o gelo das calotas polares é um mineral, mas o gelo que fabricamos na geladeira não é.

4) Composição química definida: significa que um mineral pode ser expresso por uma fórmula química. Por exemplo, o quartzo é SiO_2 , a calcita é CaCO_3 , e assim por diante.

5) Arranjo técnico ordenado: implica na existência de uma estrutura interna, em que os átomos e os íons estão dispostos em um padrão geométrico regular.

6) Inorgânico: inclui todos os conceitos listados acima, mas o termo pode permitir a inclusão de formação de minerais gerados por organismos. Esses minerais são chamados de biogênicos. O exemplo mais comum de mineral biogênico é o carbonato de cálcio (CaCO_3) presente nas conchas de moluscos, nas formas de minerais de calcita e de aragonita ou no dolomita.

1.2.2 Classificação dos Minerais

Um dos critérios para classificar os minerais é com base nas suas características similares. A sistematização adotada nesse material é realizada a partir de suas propriedades químicas e físicas, com base em autores como: Madureira Filho *et al.*, (2003) e Press *et al.*, (2008).

1.2.2.1 Propriedades Químicas

Como vimos no conceito, mineral é uma composição química definida, mas não necessariamente fixa. Para conhecermos os elementos químicos presentes nos minerais, é necessário fazer uso de certas análises como: microsonda eletrônica, microscópio eletrônico de varredura (MEV), difratometria de raios X (DRX), entre outros. Essas técnicas auxiliam na identificação dos elementos presentes nas amostras analisadas. Os minerais podem ser agrupados de acordo com a sua forma cristalina e a sua composição química, chamadas de polimorfismo e

de isomorfismo.

Minerais polimorfos (de “poli”, muitos e “morphos”, forma) são aqueles que têm a mesma composição química mas estruturas cristalinas diferentes. Por exemplo, a calcita e a aragonita possuem a mesma composição química de CaCO_3 mas as suas estruturas são diferentes.

Minerais isomorfos (de “iso”, igual e “morphos”, forma) são os que possuem estrutura cristalina semelhante, mas composição química diferente. Como, por exemplo, podemos citar o plagioclásio, que apresenta estrutura cristalina semelhante dentro do grupo dos feldspatos.

1.2.2.2 Propriedades físicas dos minerais

As propriedades físicas dos minerais são o resultado direto de sua composição química e de duas características estruturais. Algumas das propriedades físicas são facilmente identificadas através do uso de instrumentos simples como lupa de mão, ímã, placa de porcelana, canivete, entre outros. As propriedades que serão abordadas são as seguintes: hábito, transparência, brilho, cor, traço, dureza, fratura, clivagem, densidade relativa, propriedades elétricas e magnéticas.

Hábito é a forma geométrica externa, exibida pelos cristais dos minerais, que reflete a sua estrutura cristalina. Os hábitos mais comuns são: o tabular (com duas dimensões em forma de tábuas achatadas); o prismático (os cristais aparecem alongados como prismas); o acicular (muito alongado e fino, forma de agulha aos cristais); laminar ou placóide (o mineral se apresenta em folhas ou placas) e o equidimensional (apresentam formas iguais nas três dimensões espaciais).

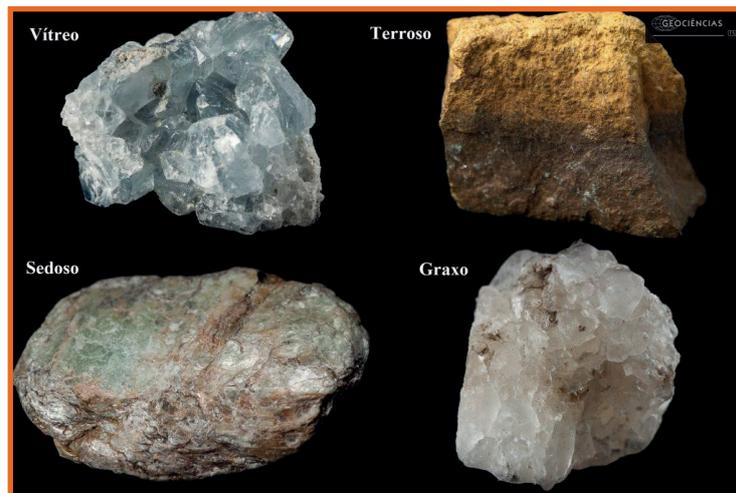
Brilho é a quantidade de luz refletida pela superfície de um mineral. O brilho pode ser dividido em duas classes, os metálicos (Fig. 02) e os não metálicos (Fig. 03). O primeiro refere-se ao brilho semelhante aos dos metais e refletem mais de 75% da luz incidente. O segundo não possui aparência de metal, podendo ter características de: vítreo (brilho como o de vidro, exemplo clássico é o de quartzo); o sedoso (brilho com aspecto de seda); o gorduroso (aspecto como cobertura de óleo), entre outros.

Figura 02 - Exemplo de minerais com brilho metálico



Fonte: <https://didatico.igc.usp.br/minerais/identificacao-de-minerais/>

Figura 03 - Exemplo de minerais com brilho não metálico



Fonte: <https://didatico.igc.usp.br/minerais/identificacao-de-minerais/>

Cor é provavelmente a propriedade física que chama mais atenção de imediato. A cor de um mineral resulta na absorção de luz incidente em um determinado mineral. Ela vai depender da absorção da luz refletida ou transmitida. Um dos fatores para absorção da luz no mineral é o seu arranjo atômico. Alguns minerais apresentam uma cor determinante, como o enxofre, que é amarelo. Outros apresentam grande variação de cores como o quartzo (Fig. 04).

Figura 04 - Exemplo de minerais com cores características.



Fonte: <https://didatico.igc.usp.br/minerais/identificacao-de-minerais/>

Traço é a cor do pó do mineral. A observação do traço de um mineral é, geralmente, obtida através de uma placa de porcelana. Essa é uma característica importante para identificar os minerais opacos que apresentam traços coloridos.

Dureza é uma das propriedades mais importantes para identificação de muitos minerais, que é a facilidade da superfície de um mineral oferecida quando é riscado. É uma propriedade que depende da estrutura cristalina, quanto mais forte as ligações químicas mais duro ele será. Na determinação da dureza relativa utiliza-se a escala de Mohs, que foi construída em 1822 pelo mineralogista austríaco Friedrich Mohs, a qual é composta por 10 minerais em crescente de dureza. Quando um mineral é riscado por outro, este tem uma dureza maior.

Mohs idealizou uma escala de dureza baseada em 10 minerais relativamente comuns. Os quais atribuíram uma escala de 1 a 10, de acordo com grau de dureza. Essa escala ficou conhecida como Escala de dureza de Mohs e é uso comum entre os mineralogistas e os interessados na área. A seguir é apresentado a escala em ordem crescente e a representação dos minerais (Fig. 05).

Figura 05 - Escala de Mohs com alguns dos minerais mais abundantes da crosta



Fonte: <https://didatico.igc.usp.br/minerais/identificacao-de-minerais/>

Fratura refere-se ao processo de ruptura de um mineral. Alguns minerais apresentam um padrão de fraturas, que auxilia nas suas respectivas identificações. Dependendo do seu arranjo atômico, geralmente, são irregulares (superfície lisa e curvas, semelhantes a uma concha).

Clivagem ocorrem em superfícies de quebra que constituem planos regulares. Assim, a mica possui apenas uma direção, enquanto a galena se cliva segundo três planos perpendiculares entre si, formando um sólido de clivagem de forma cúbica. Fala-se em clivagem excelente no caso da mica, gipsita, etc. Nesses casos, a clivagem realiza-se com tal facilidade, que as lâminas paralelas do mineral se destacam sob pressão da unha ou da lâmina de um canivete.

Densidade relativa é a relação entre o peso do mineral e o peso de volume de água. Indica quantas vezes o volume do mineral é mais pesado do que o mesmo volume de água destilada sob temperatura de 4° C.

Propriedades elétricas e magnéticas: Muitos minerais são maus condutores de eletricidade, com exceção dos minerais metálicos como o ouro, prata, cobre, etc.

1.2.3 Minerais formadores de rochas

Silicatos - são os minerais mais abundantes da crosta terrestre, formados pela combinação de oxigênio (O) e silício (Si) – os dois elementos de maior ocorrência

na crosta, com cátions de outros elementos.

Carbonatos - são minerais constituídos de carbono e oxigênio, na forma de ânion carbonato combinado com cálcio e magnésio. A calcita (CaCO_3) é um desses minerais.

Óxidos - são compostos de ânion oxigênio (O^{2-}) e cátions metálicos; um exemplo é o mineral hematita (Fe_2O_3).

Sulfetos - são compostos de ânion sulfeto (S^{2-}) e cátions metálicos. Nesse grupo está incluso o mineral pirita (FeS_2).

Sulfatos - são compostos de ânion sulfato (SO_4^{2-}) e cátions metálicos; o grupo inclui o mineral anidrita (CaSO_4).

1.2.4 Rochas: Unidades Formadoras da Crosta

Uma rocha é um conjunto de minerais agrupados (como o granito, é uma rocha que contém, na sua base, três minerais) ou uma massa de um único mineral (como o sal-gema) ou material indiferenciado (como o vidro vulcânico) ou mesmo material orgânico sólido (como o carvão). Milhares de rochas foram identificadas e todas podem ser classificadas em três tipos, dependendo dos processos que as formaram: ígneas (fundidas), sedimentares (que se deposita) e metamórficas (transformadas). Detalharemos cada processo de formação das rochas, de acordo com Christorpherson (2012).

1.2.4.1 Rochas ígneas

São rochas que se solidificam e cristalizam a partir de um estado fundido; exemplos conhecidos são: o granito, o basalto e o riólito. As rochas ígneas formam-se do magma, que é rocha derretida por baixo da superfície. O magma é um fluido altamente gasoso e sob enorme pressão; ele penetra nas rochas da crosta, resfria e endurece ou é expelido para superfície como lava.

A história de resfriamento de uma rocha ígnea determina suas características físicas cristalinas. As rochas ígneas variam de uma textura granulada (resfriamento lento que possibilita o maior crescimento dos cristais) até afanítica ou

vítrea (resfriamento mais rápido).

1.2.4.2 Rochas ígneas intrusivas e extrusivas

A rocha ígnea intrusiva é a que resfria rapidamente na crosta e forma um plúton, termo para qualquer corpo de rocha ígnea intrusiva independente do tamanho ou forma, que invadiu camadas de rochas da crosta. A maior forma plutônica é o batólito, definido como uma forma irregular com uma superfície maior do que 100 km².

Erupções e fluxos vulcânicos produzem rocha ígnea extrusiva, como a lava que resfria e forma o basalto. O basalto é a rocha ígnea extrusiva mais comum, compondo a maior parte do assoalho oceânico, sendo responsável por 71% da superfície terrestre.

As rochas ígneas podem ser classificadas de acordo com a sua composição mineral e textura. As duas principais classes são:

Rochas ígneas félsicas: derivadas em composição e nome do feldspato e da sílica. Os minerais félsicos geralmente são ricos em sílica, alumínio, potássio e sódio e tem pontos de fusão baixos. As rochas formadas de minerais félsicos tem cor mais clara e são menos densas do que as rochas minerais máficas.

Rochas ígneas máficas: derivadas em composição e nome do magnésio e do ferro. Os minerais máficos tem pouca sílica, são ricos em magnésio e ferro e têm pontos de fusão altos. As rochas formadas de minerais máficos têm cor mais escura e mais densidade do que as rochas minerais félsicas.

1.2.4.3 Rochas sedimentares

A formação da rocha sedimentar envolve os processos de litificação de cimentação, compactação e endurecimento dos sedimentos. A maioria das rochas sedimentares deriva de fragmentos de rocha existentes ou de materiais orgânicos. Pedacos de antigas rochas (principalmente quartzo, feldspato e minerais de argila) erodem, e depois, são transportados mecanicamente pela água (lago, corrente, oceano, fluxo por via terrestre), gelo (ação glacial), vento e gravidade. Elas são transportadas de locais de maior energia, em que o meio de transporte

tem a energia para mover para locais de menor energia, local em que o material é depositado.

As rochas sedimentares comuns são o arenito (areia que ficou cimentada), folhelho (lama que ficou compactada), calcário (carbonato de cálcio ou fósseis) e carvão (plantas que ficam compactadas na rocha). As duas principais fontes de rochas sedimentares são os sedimentos clásticos.

1.2.5 Classificação geral das rochas sedimentares

De acordo com Giannini (2003), a classificação mais abrangente das rochas sedimentares relaciona-se à ocorrência ou não de transporte mecânico (alóctones X autóctones) e à origem dos grãos fora ou dentro da bacia sedimentar (extrabaciais X intrabaciais). Trata-se, sem dúvida, de uma classificação genética. No entanto, a simples descrição da composição químico-mineralógica das rochas é suficiente para permitir o uso desta classificação (Tabela 01).

Tabela 01 - Critério e termos mais usuais na classificação de rochas sedimentares terrígenas e carbonáticas

Tipo de rocha	Caráter do critério	Critério	Termos
Terrígeno	Textural	Granulação	Rudito (pséfito)
			Arenito (psamito)
			Lutito (pelito)
		Proporção da matriz	Arenito Ortoconglomerado
			Wacler, paraconglomerado
			Lamito
	Arredondamento	Conglomerado	
		Brecha	
	Mineralógico	Proporção QFL (quartzo, feldspato, líticos)	Quartzo rudito, quartzo arenito/wacke
Rudito feldspático, arenito/wacke feldspático			

			Rudito lítico, arenito/ wacke lítico
		Diversidade ou pureza composicional	Conglomerado oligomítico, conglomerado polimítico
			Folhelho, folhelho carbonático, folhelho silicoso, marga, porcelanito
	Geométrico (estrutura sedimentares)	Fissilidade	Folhelho
		Ritmidade	Ritmito
Carbonático	Textural	Granulação	Calcirrudito (dolorrudito)
			Calcarenito (doloarenito)
			Calcilutito (dololutito)
		Tipo de grão/ tipo de material intersticial	Ooesparito, oomicrito
	Intraesparito, intramicrito		
	Bioesparito, biomicrito		
	Pelmicrito, pelsparito		
Mineralógico	Relação calcita/ dolomita	Calcário, dolomito	

Fonte: Giannini, 2003

Apesar do antagonismo entre sedimentação terrígena e carbonática, os dois tipos de materiais podem coexistir no mesmo sítio deposicional. Há todas as proporções possíveis de mistura de materiais terrígenos e não terrígenos numa rocha sedimentar (pelo menos, se ela for alóctone). Desse modo, parece lógico que o material que dá nome à rocha, seja aquele que predomina em volume.

1.2.6 Rochas Metamórficas

Qualquer rocha, seja ígnea ou sedimentar, pode ser transformada em uma rocha metamórfica ao passar por profundas mudanças físicas ou químicas sob pressão e aumento de temperatura. As rochas metamórficas, em geral, são mais compactas do que a rocha original e, portanto, são mais duras e mais resistentes ao intemperismo e à erosão.

Diversas condições podem causar o metamorfismo. A mais comum é quando a rocha subsuperficial é sujeita às altas temperaturas e à tensão compressional que ocorrem por milhões de anos. Outra condição metamórfica ocorre quando sedimentos se acumulam em amplas depressões na crosta terrestre e, em função do seu peso, criam pressão suficiente, nas camadas mais profundas para transformar os sedimentos em rocha metamórfica.

1.2.7 Metamorfismo regional e de contato

O metamorfismo pode ocorrer numa área extensa (regional) ou limitada de acordo com (PRESS *et al.*, 2008). O metamorfismo regional ocorre quando alta temperatura e pressão são impostas a grandes partes da crosta. O metamorfismo regional acompanha as colisões das placas, resultando na formação de cadeias de montanhas e no dobramento e faturamento das camadas sedimentares que, até então, eram horizontais.

Quando as altas temperaturas restringem-se às pequenas áreas, pelo contato com uma intrusão, as rochas são transformadas por metamorfismo de contato. Muitas rochas metamorizadas regionalmente, como os xistos, têm uma foliação característica, isto é, superfícies onduladas ou planares produzidas quando a rocha foi deformada estruturalmente por dobras. As texturas granulares são mais típicas da maioria das rochas de metamorfismo de contato e de certas rochas de metamorfismo regional formadas por temperatura e pressão muito altas.

Os silicatos são os minerais mais abundantes das rochas metamórficas, pois as rochas parentais também são ricas nesses minerais. Os minerais típicos das rochas metamórficas são o quartzo, o feldspato, a mica, o piroxênio e os anfíbios. Muitos outros silicatos são exclusivos das rochas metamórficas. Esses

minerais formam-se sob condições de alta pressão e temperatura na crosta e não são característicos das rochas ígneas. Eles também são bons indicadores do metamorfismo, como a calcita, principal mineral dos mármore, e corresponde ao calcário metamorfizado.

1.2.8 Ciclo das rochas

O ciclo das rochas é descrito nesta unidade, conforme Press *et al.* (2008), sendo o resultado das interações de dois sistemas fundamentais: o sistema da tectônica e o sistema do clima. O sistema da biosfera não faz esse tipo de interação. A interação desses dois sistemas são controlados pela matéria e energia que são trocados entre o interior da Terra, a superfície terrestre, os oceanos e a atmosfera

Assim, o ciclo começa com a subducção de uma placa oceânica numa placa continental. As rochas ígneas que se formam nas bordas no local que as placas colidem, juntamente com as rochas sedimentares e metamórficas associadas, são, então, soerguidas para formar uma cadeia de montanha, à medida que uma secção de crosta terrestre dobra-se e deforma-se. Os geólogos chamam esse processo, o qual inicia com a colisão de placas e finaliza com a formação de montanhas, de orogenia.

As rochas ígneas assim expostas sofrem intemperismo e mudanças químicas ocorrem em alguns minerais. Os minerais de ferro, por exemplo, podem “enferrujar” para formar óxidos. O intemperismo das rochas ígneas produz novamente vários tamanhos e tipos de detritos de rocha e material dissolvido, que são carregados pela erosão. Alguns desses materiais são transportados no terreno pela água e pelo vento, outros são transportados pelos córregos para os rios e para os oceanos. No oceano, os detritos são depositados como camadas de areia, silte e outros sedimentos formados a partir de material dissolvido, tal como: o carbonato de cálcio das conchas.

Os sedimentos depositados no mar, assim como aqueles depositados no continente pela água e pelo vento, são soterrados por sucessivas camadas de sedimentos, em que litificam vagarosamente para formar as rochas sedimentares.

O soterramento é acompanhado de subsidência (uma depressão ou afundamento da crosta terrestre). Enquanto a subsidência continua, em áreas inundadas como lagos e mares interiores, por exemplo, o peso de novas camadas de sedimentos serão adicionadas e vão sendo acumuladas.

À proporção que a rocha sedimentar litificada é soterrada, as profundidades maiores da crosta ficam mais quentes. Quando a profundidade excede a 10 km e as temperaturas ficam maiores que 300 0C, os minerais da rocha ainda sólida começam a se transformar em novos minerais, os quais são mais estáveis nas altas temperaturas e pressões das partes mais profundas da crosta. O processo que transforma as rochas sedimentares em rochas metamórficas é o metamorfismo. Com mais calor, as rochas podem fundir-se e formar um novo magma, a partir do qual rochas ígneas irão cristalizar, recomeçando o ciclo.

Essa série de processos é apenas uma variação entre muitas que podem acontecer no ciclo das rochas. Certos estágios podem ser omitidos. Por exemplo: quando uma rocha sedimentar é soerguida e paulatinamente erodida, o metamorfismo e a fusão não acontecem. Os estágios também podem estar fora de sequência, como no caso de uma rocha ígnea formada no interior que é metamorfizada depois de ser soerguida (Fig. 6).

Figura 6: Ciclo das rochas: relação entre processos ígneos, metamórficos e sedimentares



Fonte: Decifrando a Terra. Madureira Filho, J. B. et al. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003

O ciclo das rochas nunca tem fim. Está sempre operando em diferentes estágios em várias partes do mundo, formando e erodindo montanhas em um lugar e depositando e soterrando sedimentos em outro. As rochas que compõem a Terra sólida são continuamente recicladas, entretanto, apenas observamos parte do ciclo que ocorre na superfície e, portanto, devemos deduzir a reciclagem da crosta profunda e do manto por evidências indiretas (PRESS *et al.*, 2008).

Revisando

O Sistema Solar, provavelmente, se formou quando uma nuvem primordial de gás e poeira cósmica se condensou, há cerca de 4,5 bilhões de anos. Um conjunto de planetesimais em nucleação reuniram material cósmico suficiente para outros planetas, inclusive a Terra. Essa Terra primitiva fria, de composição e densidade homogênea, é constituída de silicatos, de óxidos de ferro e magnésio e de quantidades subordinadas dos demais elementos químicos que conhecemos hoje.

Os minerais são compostos químicos naturais, inorgânicos, sólidos (predominantemente), cristalinos, com propriedades físicas e químicas definidas. Oxigênio, silício e alumínio se combinam para formar diferentes minerais e esses elementos, por sua vez, são constituídos por átomos, que detêm as características de um elemento qualquer.

Uma rocha é um agregado de minerais. Os geólogos três grupos principais de rochas: ígnea, sedimentar e metamórfica, cada uma delas é caracterizada pelo seu modo de formação.

O ciclo geológico é um modelo das interações internas e externas que modela a Terra, representado por processos de origem, destruição e/ou alteração das rochas.

Saiba mais

Para maiores informações sobre o **Big Bang**.

Disponível em: <https://didatico.igc.usp.br/big-bang-o-comeco-que-conhecemos/>. Acesso em: 10 set. 2020.

Para saber mais sobre **minerais**.

Disponível em: <http://webmineral.com/> e <https://museuhe.com.br/minerais/>. Acesso em: 12 set. 2020.

Para ter maiores informações e fotos das **rochas**.

Disponível em: <http://www.gmariano.com.br/geologiaintrodutoria.htm>. Acesso em: 12 set. 2020.

Referências

Cordani, U. G. O Planeta Terra e suas Origens. In: Texeira, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 1-26.

Christopherson, Robert W. Geossistemas. **Uma introdução à geografia física**. Tradução: Francisco Eliseu Aquino ... (*et al.*). Porto Alegre: Bookman, 7ª edição, 2012. 752 p.

Giannini, P. C. F. Depósitos e Rochas Sedimentares. In: Texeira, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 286-304.

Klein, C & Hurlbut, C.S., 1999, **Manual of Mineralogy**. New York, John Wiley & Sons, 21ª edição, 596p.

Madureira Filho, J. B. *et al.* Minerais e Rochas: Constituintes da Terra Sólida. In:

Texeira, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 28-42.

Press, F. ET *et al*. **Para Entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2008. 656 p.

2

Tectônica de placas, vulcanismo e terremotos

Fundamentos de Geologia e Petrografia

Prof. Antonio Vicente Ferreira Junior

Objetivos de aprendizagem

- 1 Explicar a tectônica de placas como uma teoria unificadora da geologia.
- 2 Entender os processos relacionados ao vulcanismo.
- 3 Descrever a natureza dos terremotos.

Introdução

Neste capítulo, será apresentado um breve histórico sobre a Teoria da Tectônica de Placas que é fundamentada em um modelo simples da Terra. Examinaremos como as forças que controlam e movimentam as placas estão relacionadas com o sistema de convecção do manto. Em seguida, examinaremos o vulcanismo, processo pelo qual o magma e seus gases associados sobem através da crosta e são exclusivos para a superfície ou para a atmosfera. Por fim, analisaremos os padrões de terremotos e os modos como eles são medidos.

2.1 A descoberta da tectônica de placas

2.1.1 A deriva continental

A Terra é um planeta dinâmico em constante mutação no decorrer dos seus 4,6 bilhões de anos. Essas mudanças envolvem tamanho, forma, distribuição geográfica dos continentes e das bacias oceânicas. O movimento de grandes proporções sobre o globo terrestre existe há muito tempo. No final do século XVI e no século XII, cientistas europeus notaram o encaixe do quebra-cabeça das linhas costeiras em ambos os lados do Atlântico, como se América, Europa e África estivessem juntas em determinada época e com o tempo foram se afastando, por deriva. No século XIX, o geólogo Austríaco Eduard Suess encaixou algumas peças do quebra-cabeça e postulou que o conjunto dos continentes atuais forma um único continente gigante, chamado de Gondwana.

Eduard Suess, em 1861, percebeu a semelhança entre os fósseis de plantas do Paleozóico Superior da Índia, Austrália, África do Sul, e América do Sul, assim como as evidências de glaciação nas sequências de rochas desses continentes.

Em seu livro, *The face of Earth (A Face da Terra)* publicado em 1885, Suess propôs o supercontinente (Gondwana) composto de grande área no sul do planeta.

Em 1915, Alfred Wegener desenvolveu a teoria da Deriva Continental, que considerava todas as massas da Terra originalmente unidas em um único continente, ele chamou de Pangéia (toda a Terra). Wegener mostrou uma série de mapas sobre o rompimento da Pangéia e os movimentos dos vários continentes para as suas localizações atuais. A partir de observações e de estudos anteriores da geofísica, geologia, paleoclimatologia e biologia, Wegener chegou a reunir diferentes provas para validar sua teoria. O ponto fraco de sua teoria é que não explicava o mecanismo de deslocamento das placas tectônicas, isto é, faltava comprovar qual a força que impulsionava tais movimentos entre os continentes.

O geólogo Alexander du Toit desenvolveu argumentos adicionais aos de Wegener e introduziu outras evidências geológicas em apoio à deriva continental. Ele confrontou os depósitos glaciais de Gondwana com os depósitos de carvão da mesma idade encontrados nos continentes do hemisfério norte. Du Toit construiu um mapa dos continentes do sul do Gondwana no Polo Sul ou próximo dele e os continentes do norte (América do Norte, Groelândia, Europa, e Ásia), o qual ele chamou de Laurásia. Toit em apoio à deriva continental publicou o livro *“Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drift”* (Os Nossos Continentes Errantes: Uma Hipótese de Deriva Continental), em 1937.

Várias são as evidências da Teoria da Deriva Continental: (i) o encaixe das linhas costeiras dos continentes; (ii) o aparecimento da mesma sequência rochosa e cordilheiras da mesma idade em continentes muito afastados atualmente; (iii) a correspondência entre depósitos glaciais e zonas paleoclimáticas (iv) e as similaridades de diversos grupos de plantas e de animais extintos, cujos fósseis foram encontrados em continentes longínquos, separados por oceanos (WICANDER; MONROE, 2017).

Além desses aspectos, vale salientar também a evidência do paleomagnetismo, que é o magnetismo das rochas, que registra a direção dos pólos magnéticos da Terra.

Com o progresso das pesquisas paleomagnéticas, a partir da década de 1950, foi medido o magnetismo das rochas recentes, descobriu-se que era consistente

com o atual campo magnético da Terra. No entanto, o paleomagnetismo de rochas antigas mostrou orientações diferentes.

Glossário

Paleomagnetismo: magnetismo remanescente em rochas antigas, que determinam a intensidade e a direção do campo magnético da Terra.

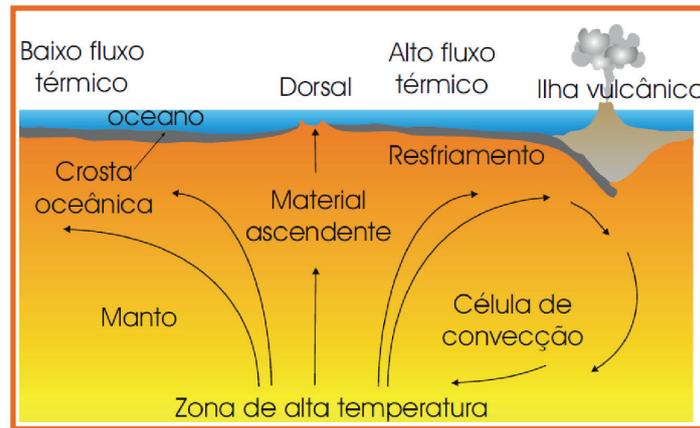
2.1.2 Expansão do assoalho oceânico

Em 1962, o geólogo Harry Hess, da Universidade de Princeton, lançou um documento histórico para explicar o movimento dos continentes, através da teoria da expansão do assoalho oceânico. Com resultado de mais de 10 anos de pesquisa, ele desenvolveu a ideia de um sistema de transferência de calor ou células de convecção térmica como fonte geradora do espalhamento (assoalho oceânico). Segundo Hess, as estruturas do fundo oceânico estariam relacionadas aos processos de convecção do manto no interior da Terra (Fig. 01). Tais processos seriam originados pelo alto fluxo calorífico emanado na dorsal meso-oceânica, que provocaria a ascensão de material do manto, devido ao aumento de temperatura que o tornaria mais denso. Esse material, ao atingir a superfície, movimentar-se-ia lateralmente e o fundo oceânico afastar-se-ia da dorsal (TASSINARI, 2008).

Glossário

Célula de convecção térmica: mecanismo de circulação interna da Terra que envolve somente a astenosfera ou o manto, no qual o material quente emerge, desloca-se lateralmente, esfria e retoma ao manto, onde é reaquecido e dá continuidade ao ciclo.

Figura 01 - Esquema de correntes de convecção atuantes na dorsal meso-oceânica



Fonte: Decifrando a Terra. Tassinari, C.C.G. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Com a continuidade do processo de geração de crosta oceânica, em algum outro local deveria haver um consumo ou destruição dessa crosta, caso contrário a Terra poderia se expandir. A destruição da crosta oceânica mais antiga ocorreria nas chamadas Zonas de Subducção, que seriam locais onde a crosta oceânica mais densa mergulharia para o interior da Terra até atingir condições de pressão e de temperatura suficientes para sofrer fusão e ser incorporada novamente ao manto.

Wicander e Monroe (2017) explica que a hipótese de foi confirmada através de levantamentos paleomagnéticos nas rochas da crosta oceânica, paralelas e simétricas às dorsais oceânicas que revelaram um padrão de anomalias magnéticas em bandas alternadas com relação ao atual campo magnético da terrestre.

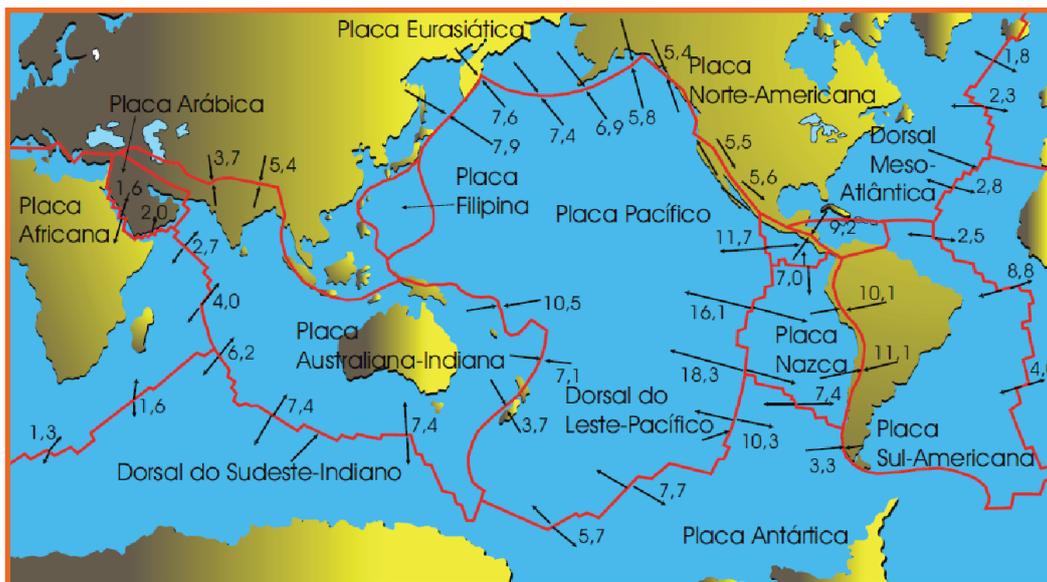
2.1.3 Tectônica de placas: uma teoria unificadora

A teoria da tectônica de placas é a integração da deriva continental mais a teoria da expansão do assoalho oceânico. A tectônica de placas formou um quadro referencial para interpretar a composição, estrutura e os processos internos da Terra em uma escala global. De acordo com a teoria da tectônica de placas, a litosfera é dividida em placas que se movem sobre a astenosfera. As zonas de atividades vulcânicas, terremotos ou ambas marcam a maioria das margens das

placas ao longo desses limites, as placas convergem, divergem ou deslizam de lado passando uma pela outra.

Em 1965, o geólogo canadense J. Tuzo Wilson, descreveu a tectônica em torno do globo em termos de “placas” rígidas movendo-se sobre a superfície terrestre. A tectônica de placas descreve os deslocamentos relativos entre as placas litosféricas, as interações entre elas, e as consequências dessas interações. Existem 14 placas tectônicas maiores e trinta e oito placas menores em modelos mais recentes. As placas maiores são as do Pacífico, da África, da Antártica, da Sul-Americana, da Norte Americana, da Eurasiática, da Índica, da Australiana, da Arábica, da Caribenha, de Cocos, de Juan de Fuca, de Nazca e das Filipinas (Fig. 02).

Figura 02 - Configuração das placas tectônicas e seus limites



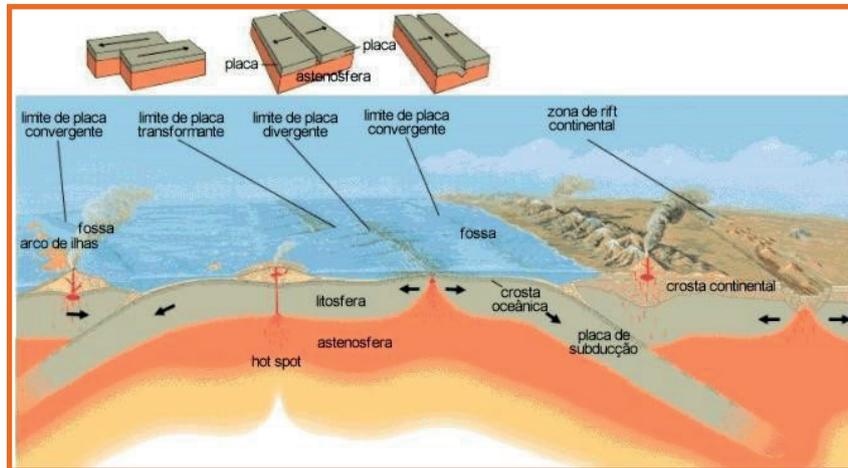
Fonte: Decifrando a Terra. Tassinari, C.C.G. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

2.1.4 Tipos de limites das placas

Os geólogos reconhecem três principais tipos de limites de placas: divergente, convergente e transformante (Fig. 03). Ao longo desses limites, novas placas são formadas, consumidas ou deslizadas lateralmente uma pelas outras. A interação entre as placas é responsável pela maioria das erupções vulcânicas e dos

terremotos da terra, bem como, a formação e a evolução de seu sistema de cadeia de montanhas (WICANDER; MONROE, 2017).

Figura 03 - Os limites das placas litosféricas



Fonte: Adaptado de <http://pubs.usgs.gov/publications/text/Vigil.html>

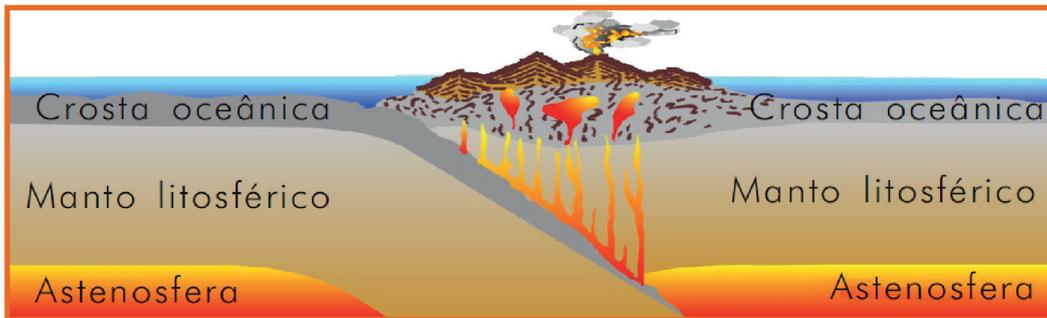
Limites divergentes: são marcados pelas dorsais meso-oceânicas, em que as placas tectônicas afastam-se umas das outras, com a formação de nova crosta oceânica.

Limites convergentes: as placas tectônicas colidem, com a mais densa mergulhando sob a outra, gerando uma zona de intenso magmatismo a partir do processo de fusão parcial da crosta que mergulhou. Os limites convergentes caracterizam-se por deformações, vulcanismo, formação de montanhas, metamorfismos, terremotos e depósitos minerais significativos. São reconhecidos três tipos de convergência entre as de placas tectônicas, conforme o modelo proposto por Press *et al.* (2008):

a) Convergência oceano-oceano: se as duas placas envolvidas são oceânicas, uma desce abaixo da outra em um processo conhecido como subducção (Fig. 04). A litosfera oceânica que está em subducção afunda na astenosfera e é por fim reciclada pelo sistema de convecção do manto. Esse encurvamento para baixo produz uma longa e estreita fossa de mar profundo, como a Fossa das Marianas, no Pacífico, com mais de 10 km de profundidade. À medida que a placa litosférica fria desce, a pressão aumenta; a água aprisionada nas

rochas da crosta oceânica subduzida é forçada a ascender à superfície. Esse fluido causa fusão do manto, produzindo uma cadeia de vulcões, denominado de arcos de ilhas. Atualmente, a maioria dos arcos de ilhas vulcânicas está no Oceano Pacífico e inclui ilhas como a do Japão e Filipinas.

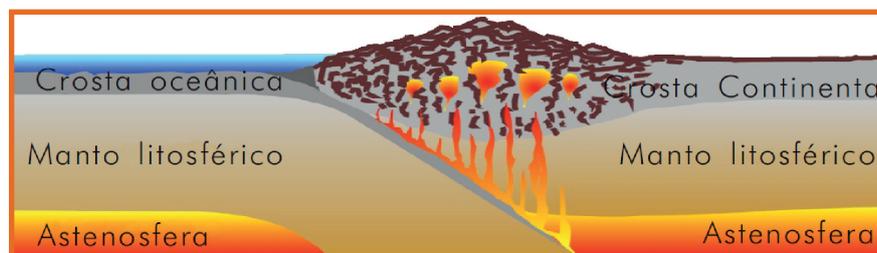
Figura 04 - Subducção de uma placa oceânica em outra placa oceânica



Fonte: TASSINARI (2003)

b) Convergência oceano-continente: se uma placa tem uma borda continental, ela cavalga a placa oceânica, porque a crosta continental é mais leve e subduz mais dificilmente que a crosta oceânica (Fig. 05). A borda continental fica enrugada e é soerguida num cinturão de montanhas aproximadamente paralelo à fossa de mar profundo. As enormes forças de colisão e subducção produzem grandes terremotos ao longo da interface de subducção. Exemplo, a costa da América do Sul, onde a Placa Sul-Americana colide com a Placa de Nazca (Fossa do Peru-Chile), de natureza oceânica, é uma zona de subducção e próximo a costa, uma grande cadeia de altas montanhas, eleva-se do lado continental do limite colidente.

Figura 05 - Subducção de uma placa oceânica em uma margem continental



Fonte: TASSINARI (2003)

c) Convergência continente-continente: a convergência de placas envolve dois continentes (Fig. 06), a subducção do tipo oceânica não pode acontecer. As consequências geológicas desse tipo de colisão são consideráveis. A colisão de placas Indiana e Eurasiana, ambas com continentes em sua borda frontal, fornece o melhor exemplo. A Placa Eurasiana cavalga a Placa Indiana, mas a Índia e a Ásia mantêm-se flutuantes, criando uma espessura dupla da crosta e formando a cordilheira de montanhas mais altas do mundo, o Himalaia, bem como, o vasto e alto Planalto do Tibete. Esse processo começou a cerca de 40 a 50 milhões de anos atrás e ainda continua em atividade. Nessa e em outras zonas de colisão continente-continente, ocorrem terremotos violentos na crosta que está sofrendo o enrugamento.

Figura 06 - Colisão de placa continente-continente, que amassa e espessa a crosta continental, formando altas montanhas



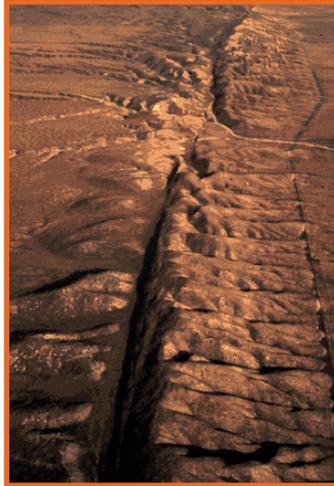
Fonte: TASSINARI (2003)

Limites transformantes: as placas tectônicas deslizam lateralmente uma em relação a outra, sem destruição ou geração de crostas, ao longo de fraturas. Esses limites são falhas transformantes: fraturas ao longo das quais ocorre um deslocamento relativo, à medida que o deslizamento horizontal acontece entre blocos adjacentes.

A falha de San Andreas, na Califórnia, é uma das falhas transformantes mais famosas (Fig. 07). Ela separa as placas do Pacífico e da América do Norte e conecta dorsais em expansão no Golfo da Califórnia com as placas de Juan de Fuca e do Pacífico ao longo da costa norte da Califórnia (Fig. 08). A maioria dos

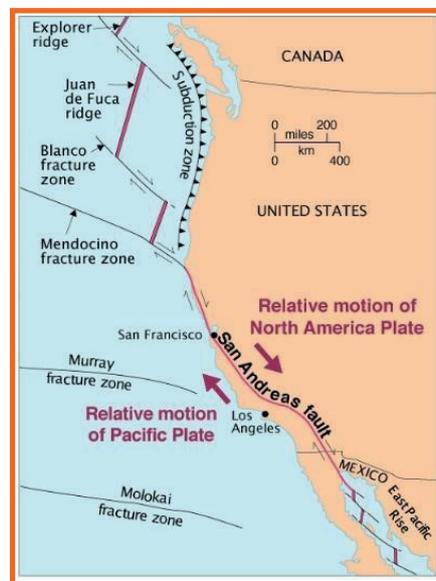
terremotos que afetam a Califórnia é resultado do movimento ao longo desta falha.

Figura 07 - Segmento da falha de San Andreas que corta completamente o Carrizo Plain, na Califórnia



Fonte: <https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/understanding.html>

Figura 08 - A falha de San Andreas



Fonte: <https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/understanding.html>

A falha de San Andreas é uma falha transformante que separa as placas do Pacífico e da América do Norte. Ela conecta as dorsais em expansão no Golfo da Califórnia com as placas Juan de Fuca e do Pacífico.

2.1.5 Velocidade do deslocamento das placas tectônicas

Os geólogos usam a datação de anomalias magnéticas na crosta oceânica do assoalho oceânico para determinar a velocidade média do movimento das placas tectônicas. A distância de um eixo da dorsal oceânica em relação a qualquer anomalia magnética indica a largura do novo assoalho oceânico formado durante um intervalo de tempo. De acordo com Press *et al.* (2008), a detecção de anomalias magnéticas foi uma dentre as grandes descobertas que confirmaram a expansão do assoalho oceânico e levaram à teoria da tectônica de placas. A detecção também permitiu medir os movimentos das placas ao longo do tempo geológico.

De acordo com Tassinari (2008), em média, a velocidade de movimentação das placas tectônicas é considerada de 2 a 3 cm/ano, embora seja observado velocidade maior em algumas placas. A velocidade medida de placas litosférica é relativa, mas a velocidade absoluta pode ser determinada através da utilização de pontos de referência, como os Hot Spots ou Pontos Quentes. Esses pontos quentes na superfície terrestre registram atividades magmáticas ligadas às porções ascendentes de material quente no manto denominadas de Plumas do Manto, a partir do limite entre o núcleo e o manto.

Glossário

Ponto Quente: zona de fusão que fica abaixo da litosfera e que pode estar relacionada a uma pluma metálica, caracterizado por vulcanismo na superfície.

As marcas que os pontos quentes deixam nas placas que se movimentam sobre eles incluem vulcões (como o Haváí), platôs meso-oceânicos e cordilheiras

submarinas. Esses pontos quentes são registrados na superfície por atividades magmáticas que ascendem a grandes profundidades.

2.1.6 As margens continentais

Como consequência da tectônica de placas, os continentes fragmentam-se e unem-se ao longo do tempo, deixando, nas margens dos continentes, evidências destas aglutinações e rupturas. Assim, podemos reconhecer dois tipos de margens continentais, de acordo com Tassinari (2003):

a) Margens continentais ativas: situam-se nos limites convergentes de placas tectônicas, em que ocorrem zonas de subducção e falhas transformantes. Importantes atividades tectônicas se desenvolvem nessas áreas, como formação de cordilheiras. Na América do Sul, a costa do Pacífico, onde se encontra atualmente a Cadeia Andina em desenvolvimento, é um exemplo de margem continental ativa.

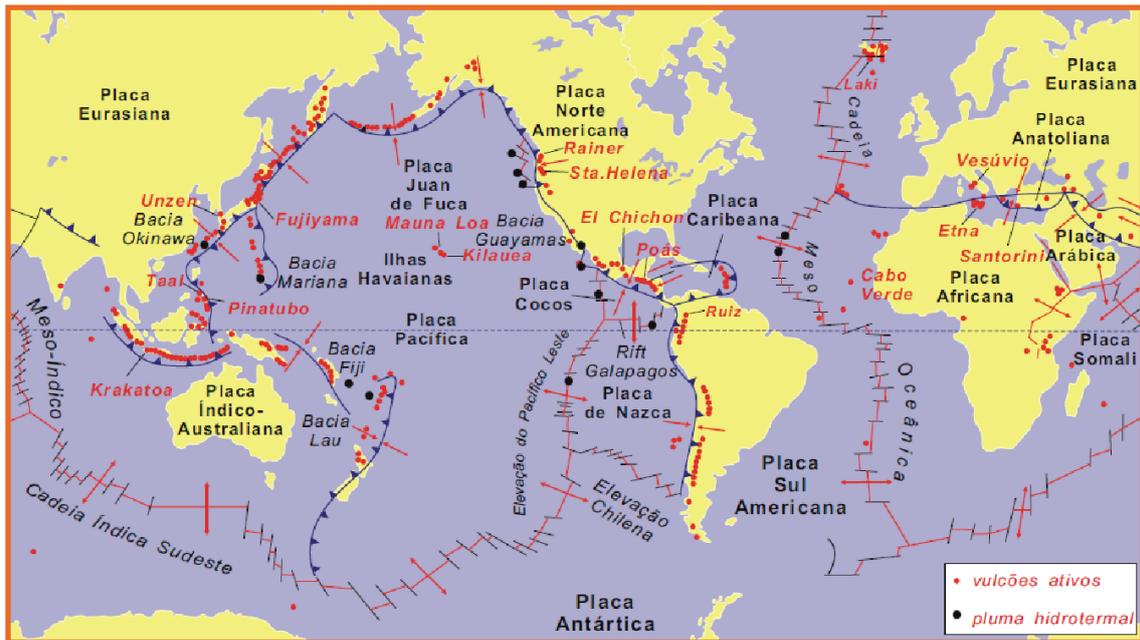
b) Margens continentais passivas: desenvolvem-se durante o processo de formação de novas bacias oceânicas durante o processo de fragmentação de continentes, denominado de rifteamento, que significa um vale de grande extensão formado a partir de um movimento distensivo na crosta, que produz falhas subverticais e abatimento de blocos. Esse processo, inicia-se com o aumento pontual do fluxo térmico no manto, que irá causar o soerguimento e abaulamento da crosta continental sobre este ponto, eventualmente provocando o fraturamento e extrusão de rochas máficas.

2.2 Vulcanismo

Os episódios vulcânicos ocorrem desde o início da evolução da Terra (4,5 bilhões de anos). O vulcanismo atual concentra-se em rupturas da crosta associadas à atividade sísmica. O processo está condicionado ao movimento das placas litosféricas ou ainda a plumas profundas do manto que ascendem em regiões no interior das placas (Fig. 09). Cerca de 60% dos vulcões ativos situam-se no chamado “cinturão do fogo”, uma zona que bordeja o oceano Pacífico com atividades vulcânicas e sísmicas. Esses vulcões formam montanhas em áreas

continentais e conjunto de ilhas nos oceanos, como resultado da convergência de placas litosféricas (Teixeira, 2003). Observe na figura abaixo (Fig.09) que a maioria dos vulcões ativos (em vermelho) está situado ao longo dos limites convergentes de placas (azul). Apenas 15% do vulcanismo atual localizam-se nos limites divergentes (traços em vermelho) e o restante em regiões internas das placas.

Figura 09 - Distribuição global do vulcanismo



Fonte: TEIXEIRA (2003).

O vulcão pode ser definido como uma colina ou monte que se forma em torno de uma abertura crustal, onde lava, materiais piroclásticos e gases entram em erupção. Portanto, ele é um acidente geográfico e uma feição típica na superfície terrestre. O termo vulcanismo se refere a todos os processos relacionados para ascensão e escape de magma e gases na superfície ou na atmosfera. O vulcanismo responde à origem de todas as rochas vulcânicas, como o basalto, o tufo vulcânico e a obsidiana, além de que, algumas erupções vulcânicas ocorrem ao longo de fissuras e constroem gigantescos derrames de basalto (WICANDER; MONROE, 2017).

De acordo com Teixeira (2003), os produtos gerados numa erupção vulcânica podem ser líquidos, sólidos ou gasosos. As lavas representam o material

rochoso em estado de fusão que extravasa à superfície. Durante esse processo, pode haver adição ou perda de compostos químicos. Os materiais piroclásticos são constituídos por materiais soltos ou misturas de cinzas vulcânicas, bombas, blocos e gases, produzidos durante erupções violentas. Tais produtos podem ser classificados: a) juvenil (fragmentos solidificados do próprio magma); b) não juvenil (fragmentos originados da parede da cratera, do conduto magmático ou quebra de rochas pré-existentes); c) fragmentos de origem diversa associados a partículas ou gotas de lava.

Os gases e vapores vulcânicos dissolvidos no magma são liberados para atmosfera durante uma erupção ou a partir de sistemas hidrotermais associados à câmara magmática.

2.2.1 Morfologia de um vulcão

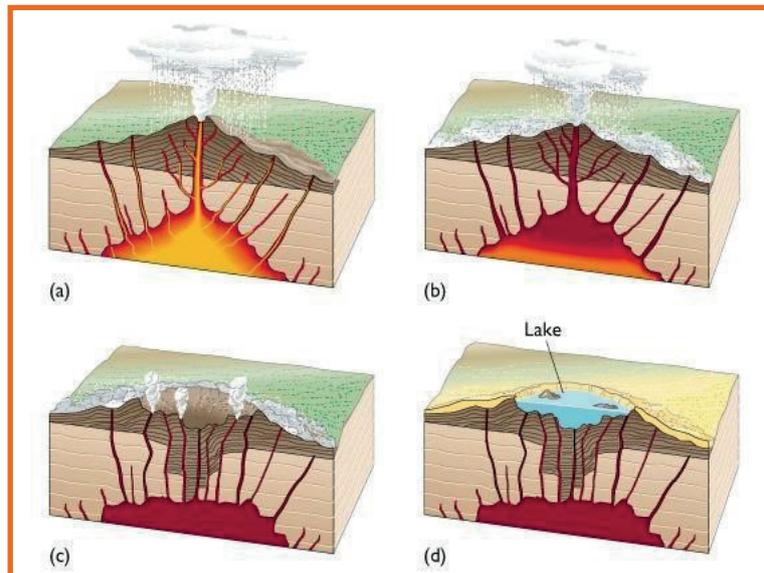
As formas topográficas vulcânicas dependem da composição química, do conteúdo de gases, da viscosidade e da temperatura das lavas. Lavas pouco viscosas constituem edifícios vulcânicos com flancos suaves ou ainda derrames extensos e espessos. Ao passo que, as lavas muito viscosas não fluem com facilidade, o que resulta em edifícios com flancos íngremes constituídos, em geral, pelo material fragmentado por explosões. O ambiente superficial também é uma das coisas que controlam o modo de acumulação do material vulcânico.

Os principais elementos de um vulcão (Fig. 10) são:

a) Cratera: representa o local de extravasamento do magma e demais produtos. A chaminé e/ou conduto magmático liga a câmara magmática em profundidade com a cratera. Com o passar do tempo, as paredes da cratera podem desmoronar, causando o seu preenchimento parcial.

b) Caldeira: são depressões circulares, originadas pelo colapso total ou parcial da cratera e do topo do vulcão, por conta da perda de apoio interno, seja pelo escape de gases, seja pela ejeção de grandes volumes de lava. O diâmetro desta feição pode ser superior a 50 Km. Ela geralmente se associa a um sistema de fissuras radiais e em forma de anel na rocha encaixante.

Figura 10 - Esquema simplificado das etapas de formação de uma caldeira.



Fonte: Understanding Earth: Frank Press, 2003.

O colapso do teto do vulcão condiciona a criação de um sistema de fraturas, o que leva a uma erupção imediata do magma, num cataclisma explosivo.

Tanto as crateras, como as caldeiras de vulcões “adormecidos” podem ser preenchidos por água, podem tornar-se uma feição de risco potencial na eventualidade de uma reativação vulcânica, causando torrentes de lama, liberação de gases ou mesmo a liberação de enorme volume de água que eventualmente se acumulou.

No Brasil, a região de Poços de Caldas, Minas Gerais, uma estância hidrotermal famosa pelas águas sulfurosas medicinais e importantes jazidas de U, Th e Al, é um exemplo de caldeira vulcânica. Sua origem se deu pelo abatimento de um cone vulcânico há cerca de 90 milhões de anos, mas ainda se encontra visível em imagens de satélite, embora esteja parcialmente erodida (TEIXEIRA, 2003).

2.2.2 Tipos de erupções vulcânicas

Segundo Christopherson (2012), as erupções vulcânicas podem ser classificadas em dois tipos: efusivas e explosivas, em função da sua localização em relação às placas litosféricas e ao tipo de seus produtos.

a) Erupções efusivas: são relativamente suaves e produzem, anualmente, um volume considerável de magma no assoalho oceânico, em locais como: o Havaí e a Islândia. Essas erupções se originam diretamente na astenosfera e no manto, produzem magmas de baixa viscosidade, que são fluídos e se resfriam para formar uma rocha basáltica escura com baixos teores de sílica (menos de 50% de sílica). Os gases escapam facilmente desse magma, contribuindo para que a suave erupção efusiva que se derrama sobre a superfície venha a ter, relativamente, poucas explosões e poucos piroclastos. Na ilha do Havaí, o Kilauea é considerado o vulcão mais ativo do mundo, com erupção contínua mais longa da história, desde que entrou em erupção em janeiro de 1983.

b) Erupções explosivas: a atividade vulcânica continental originada em zona de subducção produz vulcões explosivos aterrorizantes. O magma produzido pela fusão da placa que subduziu e de outros materiais é mais espesso e viscoso do que aquele dos vulcões efusivos. Ele possui 50 a 75% de sílica e de altos teores de alumínio. Conseqüentemente, ele tende a bloquear o conduto magmático interno do vulcão. O bloqueio aprisiona e comprime os gases, causando aumento da pressão e das condições para formar uma erupção explosiva. Exemplo, desse tipo é o vulcão do Monte Etna, na ilha da Sicília, que é o maior vulcão da Europa. Sua elevação é de 3.340 m e está ativo há aproximadamente, meio milhão de anos, cuja primeira erupção registrada na história data de 1500 a.C.

2.3 Terremotos

Terremotos, assim como erupções vulcânicas, são manifestações da natureza dinâmica e ativa da Terra, em uma constante transformação. Os geólogos definem terremoto como uma agitação ou tremor do solo causado pela liberação súbita de energia, geralmente, como resultado de uma falha, a qual envolve o deslocamento de rochas ao longo de fraturas. Depois de um terremoto, ajustes contínuos ao longo de uma falha podem gerar uma série de terremotos secundários. A maioria dos tremores secundários é menor que o choque principal, mas ainda pode causar danos consideráveis às estruturas já enfraquecidas (WICANDER;

MONROE, 2017). A razão óbvia para estudar os terremotos é que são destrutivos e causam muitas mortes, ferimentos e afetam a economia desses países, como custos de limpezas, perda de empregos e danos às edificações.

Os efeitos destrutivos dos terremotos incluem o tremor do solo, fogo, ondas de mar (tsunamis), deslizamentos de terra, bem como, o pânico, interrupção de serviços vitais e choque psicológico (WICANDER; MONROE, 2017). Um destes efeitos destrutivos que ganham bastante visibilidade na mídia são os tsunamis, que são grandes ondas do mar, causadas quando o assoalho do mar sofre movimentos verticais súbitos. Muitos resultam de terremotos submarinos, mas vulcões ou deslizamentos submarinos também podem causá-los.

O tsunami mais mortal da história, foi registrado em 26 de dezembro de 2004, a partir de um terremoto de magnitude 9,0 a 160 km da costa de Sumatra, na Indonésia. Em poucas horas, paredes de água de até 10, 5 m de altura bateram nas praias, em países como a Indonésia, a Malásia, a Tailândia, a Índia e a Somália, matando mais de 220 mil pessoas e causando bilhões de dólares em prejuízo.

Você sabia?

O tsunami pode se mover através do oceano a 965 km por hora. Isso é tão rápido quanto a velocidade de um avião a jato.

2.3.1 Teoria do rebote elástico

Com base em estudos realizados após um terremoto de 1906, em São Francisco, cientistas da Universidade de Johns Hopkins propuseram a teoria do rebote elástico para explicar o modo como a energia é liberada durante os terremotos.

De modo geral, os dois lados ao longo de uma falha mostram-se resistentes ao atrito, resistindo a qualquer movimento, apesar da intensidade das forças que agem em cada lado do bloco crustal submetido a esse esforço. A tensão continua a exercer um esforço ao longo da superfície do plano de falha, que armazena energia elástica como se fosse uma mola apertada. Quando o esforço exercido

supera finalmente o atrito, ambos os lados da falha movem-se abruptamente para uma situação em que os esforços exercidos sejam menores, liberando com isso, muita energia mecânica (CHRISTORPHERSON, 2012).

Glossário

Plano de falha: superfície ao longo da qual houve o deslocamento relativo dos blocos contíguos.

2.3.2 Ondas sísmicas e epicentro de um terremoto

Quando ocorre um terremoto, a energia na forma de ondas sísmicas irradia do ponto de liberação e esses movimentos são registrados pelos sismógrafos. As primeiras ondas são chamadas de primárias ou ondas P. Logo em seguida, chegam às ondas secundárias ou ondas S. Tanto uma como a outra deslocam-se através do interior da Terra. Por último chegam às ondas de superfície, que se deslocam na superfície terrestre (PRESS *et al.*, 2008).

O intervalo de tempo entre a chegada das ondas P e S depende da distância que as ondas percorrem desde o foco. Essa relação é estabelecida pelo registro das ondas sísmicas de um terremoto que está a uma distância conhecida do sismógrafo. Para determinar a distância aproximada de um epicentro, os sismólogos leem de um sismograma a quantidade de tempo que se passou entre a chegada das primeiras ondas P e as chegadas posteriores das ondas S. Ou seja: Quanto mais as ondas viajam, maior o intervalo de tempo P-S que é, simplesmente, a diferença de tempo entre as chegadas das ondas P e S (PRESS *et al.*, 2008).

O ponto em que se inicia a ruptura e a liberação das tensões acumuladas é chamado de foco. Sua projeção na superfície é o epicentro e a distância do foco à superfície é a profundidade focal. Segundo Wicander e Monroe (2017), terremotos de foco raso têm profundidades focais de menos de 70 km da superfície, enquanto aqueles com focos entre 70 e 300 km são de foco intermediário e os de foco profundo estão a mais de 300 km de profundidade. E os terremotos mais

destrutivos são os de foco raso, pois a energia que liberam tem pouco tempo para se dissipar antes de atingir a superfície.

A distribuição dos epicentros dos terremotos mostra que a quase totalidade da atividade sísmica atual, quase 95% deles, ocorre em cinturões sísmicos, correspondente a limites de placas, em que as placas convergem, divergem e deslizam uma sobre as outras.

2.3.3 Medindo a força de um terremoto

A magnitude de um terremoto é o principal fator determinante da intensidade das ondas sísmicas e, assim, do seu potencial de destruição. Conforme aponta Wicander e Monroe (2017), devemos usar uma escala que meça a quantidade de energia liberada. Foi um sismólogo da Califórnia, Charles F. Richter, que desenvolveu uma escala em 1935, que mede a magnitude de um terremoto, ou seja, a quantidade total de energia liberada por um terremoto em sua fonte.

Assim, a magnitude de um terremoto é determinada por meio da medição da amplitude da maior onda sísmica registrada em um sismograma. Para evitar grandes números, Richter usou uma escala logarítmica de base 10 convencional, para converter a amplitude da maior onda sísmica registrada, para um valor de grandeza numérica. Portanto, cada número inteiro de aumento na magnitude representa um aumento de 10 vezes na amplitude da onda. Por exemplo, um tremor de terra de magnitude 5, é portanto, 10 vezes maior que o de um de magnitude 4.

Os sismólogos, atualmente, têm usado uma escala um pouco diferente para medir a magnitude dos terremotos. É a escala de magnitude de momento sísmico, que leva em consideração a resistência das rochas, relacionado às propriedades físicas do falhamento que causa o terremoto. Embora tanto a Escala de Richter como o do momento sísmico produzem aproximadamente os mesmos valores numéricos, o segundo pode ser quantificado com mais precisão a partir de sismogramas e, também, ser deduzido diretamente a partir de medições do falhamento de campo (PRESS et al., 2008).

2.3.4 Terremotos no Brasil

Ocupando grande parte da estável Plataforma Sul-americana, o Brasil era considerado como assísmico, por não conhecer a ocorrência de sismos destrutivos. Estudos sismológicos a partir de 1970 mostraram que temos atividade sísmica do Brasil, apesar de baixa não pode ser negligenciada. Um dos maiores registros sísmicos ocorrido no Brasil ocorreu em 1955, com a Escala Richter 6,2 e epicentro localizado 370 km ao norte de Cuiabá, MT (ASSUMPÇÃO; DIAS-NETO, 2003).

Revisando

Para a Geologia, a teoria da tectônica de placas é tão revolucionária e impressionante no ponto de vista das suas consequências como foi a teoria da evolução das espécies para a Biologia. As forças tectônicas originadas no interior da Terra modelam a superfície da Terra e revelam todos os tipos de substratos e formas que temos na superfície, atualmente.

Assim, de acordo com a teoria da tectônica de placas, a litosfera está fragmentada, principalmente, em 14 placas rígidas que se movimentam em um fluido. Os três tipos de limites definidos pelos seus movimentos são: divergente, convergente e transformante. Um aspecto importante sobre esse tema é entender quem é o responsável por esta engrenagem, que é a convecção do manto e a energia que vem do calor interno da Terra.

Como produtos do calor interno da Terra e da sua estrutura temos eventos como vulcanismo e terremotos. O vulcanismo ocorre quando a rocha fundida de dentro da Terra ascende até a superfície e o terremoto ocorre ao longo dos limites de placas, causado por ondas sísmicas que decorrem de uma falha que se rompeu repentinamente.

Saiba mais

Para saber mais sobre **ilhas oceânicas brasileiras e sua relação com a tectônica**

Disponível em: <https://periodicos.sbu.unicamp.br/ojs/index.php/td/article/view/8637462/5167>. Acesso em: 04 out. 2020.

Fotos e vídeos de vulcões

Disponível em: <https://volcano.si.edu/gallery/VideoCollection.cfm#>. Acesso em: 06 out. 2020.

Para maiores informações sobre **sismologia e os últimos eventos ocorridos**.

Disponível em: <http://obsis.unb.br/portalsis/?pg=home> e <http://moho.iag.usp.br/>. Acesso em: 10 out. 2020.

Referências

ASSUMPÇÃO, M. S. de; DIAS-NETO, C. de M. Sismicidade e estrutura interna da terra. In: Teixeira, W. et al (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 43-62.

CHRISTOPHERSON, Robert W. **Geossistemas** – Uma introdução à geografia física. Tradução: Francisco Eliseu Aquino ... (et al.). Porto Alegre: Bookman, 7ª edição, 2012. 752 p.

PRESS, F. et al. **Para Entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2008. 656 p.

TASSINARI, C.C.G. Tectônica Global. In: TEIXEIRA, W. et al (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 98-112.

TEIXEIRA, W. Vulcanismo: produtos e importância para a vida. In: TEIXEIRA, W. et al (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 347-380.

WICANDER, R; MONROE, J. S. **Geologia**. Tradução: Noveritis do Brasil. Cengage Learning. São Paulo, 2017. 464 p.

3

Processos na superfície terrestre

Fundamentos de Geologia e Petrografia

Prof. Antonio Vicente Ferreira Junior

Objetivos de aprendizagem

- 1 Explicar como a água provoca erosão e transporta sedimentos.
- 2 Identificar as características resultantes da erosão e do transporte pelas geleiras e ventos.
- 3 Compreender a fisiografia do fundo marinho e os processos costeiros.

Introdução

Neste capítulo, iremos entender como a erosão por água corrente ocorre pela ação hidráulica e abrasão. Além de, abordar os aspectos essenciais dos processos aluviais. Em seguida, destacaremos a importância de estudar as ações geológicas do gelo e identificaremos os principais tipos de geleiras, seu movimento e suas características resultantes de erosão e de transporte. O próximo tópico será o estudo dos processos eólicos e da ação do vento. Por fim, estudaremos a fisiografia do fundo marinho e dos processos costeiros, que são responsáveis pelo recorte do litoral.

3.1 Água e processos aluviais: ciclo hidrológico

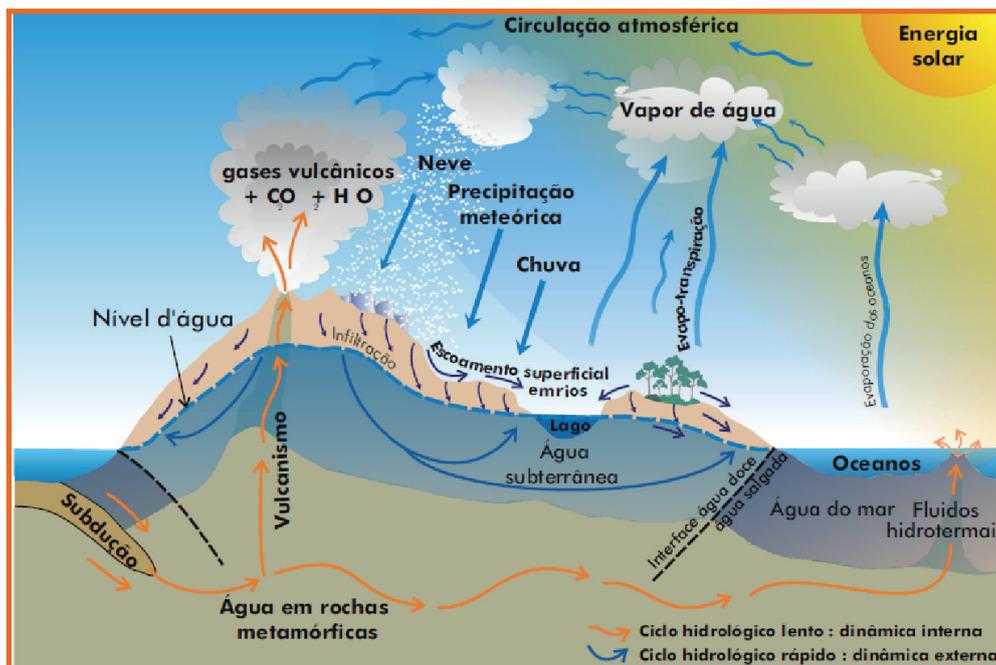
A água se distribui na atmosfera e na parte superficial da crosta até uma profundidade de aproximadamente 10 Km abaixo da interface atmosfera/crosta, constituindo, assim, a hidrosfera, que consiste nos reservatórios, como os oceanos, as geleiras, os rios, lagos, o vapor de água atmosférica e a água subterrânea. O constante intercâmbio entre esses reservatórios compreende o ciclo da água ou ciclo hidrológico, movimentado pela energia solar, e representa o processo mais importante da dinâmica externa da Terra (KARMANN, 2003).

De acordo com Wicander e Monroe (2017), o ciclo hidrológico é potencializado pela radiação solar e ocorre porque a água muda facilmente de estado líquido para o gasoso sob as condições da superfície. Aproximadamente 85% da água que entra na atmosfera é resultado da evaporação dos oceanos, e os 15% restantes vêm da água terrestre. Originalmente, quase toda essa água veio

também dos oceanos.

De forma mais sistematizada, o ciclo hidrológico inicia-se pelo fenômeno da precipitação, que representa a condensação de gotículas de água a partir do vapor presente na atmosfera, dando origem à chuva (Fig. 01). Quando o vapor de água transforma-se diretamente em cristais de gelo e, por aglutinação, atingem o tamanho e peso suficientes, a precipitação ocorre sob a forma de neve ou granizo, responsável pela geração e manutenção do importante reservatório, representado pelas geleiras nas calotas polares e nos cumes de montanhas. Parte da precipitação retorna para a atmosfera por evaporação direta durante seu percurso em direção à superfície terrestre. Essa fração evaporada na atmosfera soma-se ao vapor de água formado sobre o solo e aquele liberado pela atividade biológica de organismos através da respiração. Esse processo é denominado de evapotranspiração, no qual a evaporação direta é causada pela radiação solar e pelo vento, enquanto a transpiração depende da vegetação. Embora parte da precipitação evapore na queda, boa parte volta para os oceanos pelo escoamento, que é o fluxo superficial em correntes e rios (KARMANN, 2003).

Figura 01 - O ciclo hidrológico



Fonte: Decifrando a Terra. Karmann. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

3.1.1 Água corrente, erosão e transporte de sedimentos

Correntes e rios possuem dois tipos de energia: potencial e cinética. A energia potencial é a energia de posição, como o da água em altitudes elevadas. Na água corrente, a energia de posição é convertida em energia cinética, a energia do movimento, cuja maior parte é consumida pela turbulência do fluido, mas um pouco dela fica disponível para erosão e transporte. Os materiais transportados por uma corrente incluem uma carga dissolvida e uma carga de partículas sólidas (lama, areia e cascalho). A água corrente que transporta areia e cascalho corrói por abrasão. À medida que a rocha exposta é desgastada e raspada pelo impacto dessas partículas. Uma vez corroídos na origem, os materiais são transportados e, por fim, depositados (WICANDER; MONROE, 2017).

Glossário

Abrasão: Processo pelo qual uma rocha é desgastada pelo impacto de sedimentos transportados por rios, geleiras, ventos e ondas.

3.1.2 Deposição e processos aluviais

Segundo Wicander e Monroe (2017), os rios e córregos estão em constante processo de erosão, transporte e deposição de sedimentos, mas a maior parte de seu trabalho geológico acontece quando eles inundam. Por consequência, os seus depósitos, chamados de aluvião, não representam o fluxo normal dos rios, mas a sedimentação de eventos periódicos que ocorrem na inundação. A seguir, será apresentado modelos deposicionais de leques aluviais, de acordo com a classificação abordado em Riccomini *et al.* (2003).

Glossário

Leque aluviais: acúmulo, principalmente, de areia e cascalho, em forma de cone, depositado no ponto em que uma corrente flui de um vale de uma montanha para uma planície adjacente.

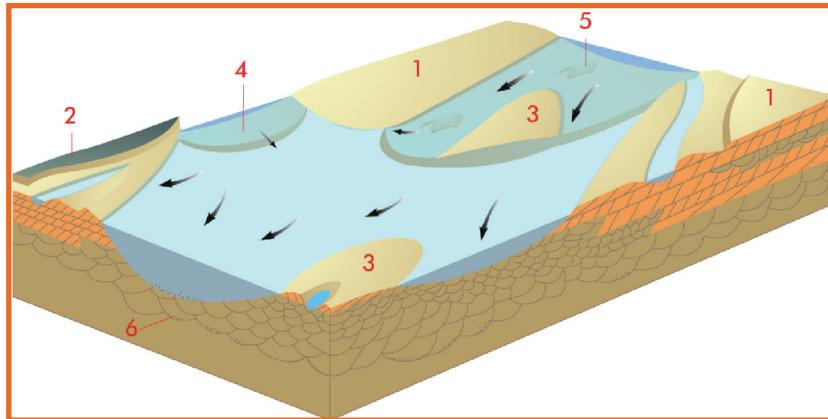
a) Sistemas de leques aluviais

Os modelos deposicionais para leques aluviais foram originalmente elaborados, considerando essas feições como distributários do sistema fluvial. As porções proximais dos leques aluviais são caracterizadas pela presença de depósitos de fluxo de detritos polimíticos, contendo seixos e blocos. Esse tipo de depósito é desenvolvido em locais de grande declividade, abundante suprimento de detritos, requerendo descargas muito fortes para o seu início, condições essas mais típicas de climas áridos e semiáridos. Nesses locais, durante os longos períodos secos, a desagregação mecânica produz detritos em abundância, que são remobilizados durante as chuvas torrenciais que ocorrem de forma esporádica. Os perfis típicos para os leques aluviais proximais compreendem basicamente uma sucessão de depósitos de fluxo de detritos, atingindo, individualmente, espessuras métricas. A alternância de depósitos originados por fluxo de detritos e de corridas de lama, decorrente da variação na descarga ou tectonismo, é uma característica dos leques aluviais em seções verticais.

b) Sistema fluvial entrelaçado

No caso dos sistemas fluviais entrelaçados, sabe-se que os rios entrelaçados caracterizam-se pelo amplo predomínio da carga de fundo. Muita atenção é dada à classificação dos diferentes tipos de depósitos nos rios entrelaçados e vários modelos foram definidos. Os depósitos proximais de rios entrelaçados são normalmente cascalhentos e denominados por litofácies e ortoconglomerados maciços ou grosseiramente estratificados; neste último caso, formam barras longitudinais (alongadas paralelamente ao canal fluvial), construídas durante as enchentes. Os rios entrelaçados em posição intermediária podem incluir depósitos cíclicos granodecrescentes, desenvolvidos em canais ativos e bem definidos, em que a carga de fundo é essencialmente constituída por areia e cascalho. As porções distais de sistemas fluviais entrelaçados correspondem aos rios normalmente largos e rasos, sem diferenciação topográfica clara entre as porções ativas e inativas.

Figura 02 - Bloco diagrama com as principais feições constituintes de um rio entrelaçado distal.



Fonte: Modificado de Cant, D e Walker, R. 1978 apud Decifrando a Terra. Riccomini et al. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Na figura 2, as setas indicam as direções do fluxo. 1) Planícies de areia emergidas recobertas com ondas de areia; 2) Ilha coberta por vegetação; 3) Núcleo emerso; 4) Barra submersa oblíqua ao canal; 5) Dunas de cristas sinuosas; 6) Depósitos residuais de canais.

c) Sistema fluvial meandrante

O sistema fluvial meandrante caracteriza-se pela presença de canais com alta sinuosidade e nele predomina o transporte de carga em suspensão. Os depósitos de canais englobam os sedimentos mais grossos de um sistema fluvial meandrante, situados na parte mais profunda do leito.

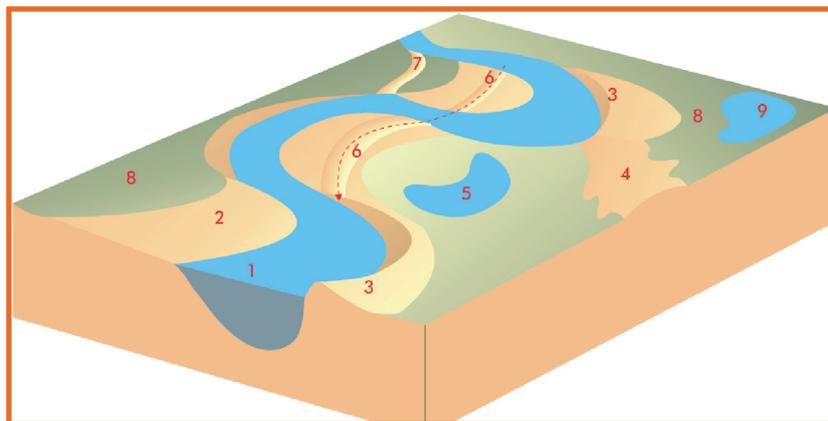
Os depósitos de barras de pontal, de composição arenosa a conglomerática, com decrescência ascendente de granulometria, formam-se pela erosão dos sedimentos das margens côncavas, os quais são depositados pelo processo de acrescentamento lateral nas margens convexas dos meandros seguintes. Um meandro pode ser abandonado gradualmente por atalho em corredeira, quando o canal passa a ocupar antigos locais de sedimentação e o fluxo diminui paulatinamente por atalho em colo, quando ocorre abertura de um novo canal entre dois meandros ou, ainda, por avulsão de vários meandros concomitantemente. Os corpos elevados, alongados em faixas sinuosas junto às bordas do canal,

denominados diques marginais, formam-se em períodos de inundação.

Durante enchentes de grande porte, a energia do fluxo do rio pode romper o dique marginal, formando canais efêmeros e pouco definidos, que se espalham sobre os depósitos de planície de inundação, geralmente com extensão de poucos metros. Há casos excepcionais que atingem algumas centenas de metros e são chamados de depósitos de rompimento de diques marginais, compostos de areias e argilas que podem se misturar com os depósitos do dique marginal e da planície de inundação. Essa planície de inundação é a área relativamente plana adjacente a um rio, coberta por água nas épocas de enchente.

Segue abaixo o bloco diagrama com as principais feições constituintes de um rio meandrante. São elas: 1) Canal fluvial; 2) Barra de pontal; 3) Dique marginal; 4) Depósito de rompimento de dique marginal; 5) Meandro abandonado; 6) Atalho em corredeira; 7) Atalho em colo; 8) Planície de inundação; 9) Bacia de inundação.

Figura 03 - Bloco diagrama com as principais feições constituintes de um rio meandrante



Fonte: Modificado de Cant, D e Walker, R. 1978 apud Decifrando a Terra. Riccomini et al. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

d) Sistema fluvial anastomosado

Os sistemas fluviais anastomosados consistem num complexo de canais de baixa energia, interconectados, desenvolvidos, sobretudo, em regiões úmidas e alagadas, formando várias ilhas alongadas e recobertas por vegetação. Os depósitos relacionados ao canal fluvial compreendem cascalhos e areias grossas,

os quais podem ser diferenciados dos depósitos de rompimento de canais por apresentarem bases erosivas côncavas. Os depósitos de rompimento de diques marginais constituem camadas pouco espessas, centimétricas a decimétricas de areia, grânulos e pequenos seixos. Os depósitos de turfeiras compreendem camadas de turfa compostas predominantemente de matéria orgânica.

Os depósitos de pântano são representados por argilas siltosas e siltitos argilosos, localmente exhibe espalhamento de camadas centimétricas e estruturas gradacionais, produzidas por inundações sucessivas. Ao passo que, as lagoas de inundação encerram argilas siltosas laminadas com matéria orgânica vegetal esparsa, alcançando espessuras métricas.

3.2 Gelo e ação geológica das geleiras

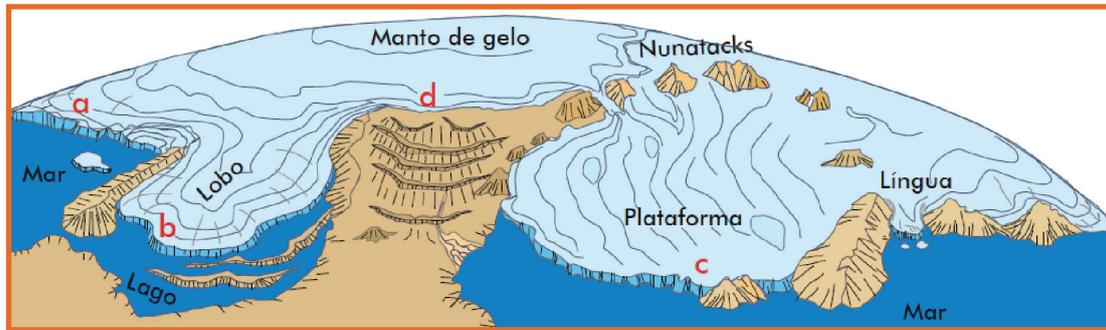
3.2.1 Tipos de geleiras

A importância em estudar as geleiras se justifica pelo fato de fazer parte do ciclo hidrológico, além disso são importantes indicadores de mudanças climáticas ao longo da escala geológica.

Atualmente, as geleiras cobrem aproximadamente 10% da superfície da Terra. Geleiras são massas continentais de gelo, de limites definidos, que se movimentam pela ação da gravidade. Originam-se pela acumulação de neve e sua compactação, por pressão, transforma-se em gelo.

Rocha-Campos e Santos (2003) propõe uma classificação de geleiras de acordo com o seu grau de confinamento no relevo. Assim, pode ser caracterizada em confinada pela topografia (manto de gelo e casquete de gelo) e não confinada pela topografia (campo de gelo, geleira de vale e geleira de circo). O tamanho das geleiras pode ser uma subdivisão com será apresentado a seguir (Fig. 04).

Figura 4 – Principais tipos de geleiras: a) de margem marinha aterrada assentado sobre o substrato; b) manto de gelo de margem lobada terminando em lago; c) manto ou plataforma de gelo de margem marinha flutuante; d) manto de gelo de margem terrestre.



Fonte: Decifrando a Terra. Eyles, 1983 apud Rocha-Campos e Santos. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Os únicos exemplos de mantos de gelo (>50.000 km²) são os que cobrem a Antártica e a Groelândia. Casquetes de gelo (<50.000 km²) não se diferenciam morfológicamente dos mantos de gelo, a não ser pelo seu tamanho menor. São encontrados, principalmente, sobre planaltos elevados, situados em regiões subpolares, que formam massas de gelo de perfil convexo, cobrindo substratos muitas vezes irregulares. Menores que os casquetes, os campos de gelo (10 – 10.000 km²) têm perfil plano, em grande parte marginalmente cercados por topografia montanhosa mais elevada. Geleiras de vale (5 – 5.000 km²) constituem massas de gelo alongadas, circunscritas em vales montanhosos e alimentadas por massas de gelos maiores, acumuladas nos chamados circos glaciais. Circo é uma espécie de bacia ou concavidade limitada no seu lado proximal contra paredes rochosas abruptas. Em alguns casos, os circos contêm massas de gelo circunscritas a eles, de extensão limitada, desligadas das geleiras de vale, as chamadas geleiras de circo (0,5 – 10 km²).

Seguindo essa classificação, as geleiras ao se aproximar do mar podem formar línguas e plataformas de gelo. As plataformas de gelo constituem enormes massas tabulares, que invadem o mar, movendo-se a partir das regiões mais elevadas, no interior do continente. As línguas de gelo são semelhantes às plataformas, porém de menor tamanho.

3.2.2 Erosão e transporte de sedimentos pelas geleiras

Como sólidos em movimento, as geleiras erodem, transportam e, por fim, depositam grandes quantidades de sedimentos e solo. São capazes de transportar blocos do tamanho de uma casa, assim como partículas do tamanho de argila. O gelo é o mais eficaz meio de transporte de detritos, não é seletivo como um rio e possui alta competência e capacidade de transporte.

De modo geral, três processos principais de erosão glacial ocorrem: a) abrasão, que corresponde ao desgaste do assoalho sobre, em que as geleiras se deslocam pela ação de partículas rochosas transportadas na base do gelo; b) remoção, que consiste na remoção de fragmentos rochosos maiores pelas geleiras e água de gelo, que se assemelha à erosão fluvial e resulta do impacto de partículas transportadas sobre a superfície das rochas do assoalho das geleiras, pela agitação de clastos transportados e ação de redemoinho destes, dentro de cavidades subglaciais e c) cavitação consiste na formação de ondas de choque pelo colapso de bolhas de ar dentro da corrente aquosa, que se faz sentir mais intensamente em geleiras de base quente, drenadas por fortes correntes aquosas subglaciais (ROCHA-CAMPOS; SANTOS, 2003).

As partículas e os fragmentos rochosos são transportados pelas geleiras sobre sua superfície, no seu interior e sua região basal. As geleiras têm grande poder de transporte, pois o movimento ocorre de forma sólida e pode transportar qualquer tamanho de sedimento fornecido a elas.

3.2.3 Feições de erosão glacial

As formas erosivas glaciais de microescala mais comuns são as estrias glaciais, que são feições alongadas, retas, de relevo positivo (cristas) ou negativo (sulcos) e largura de até poucos milímetros (até 5 mm). Além das estrias, as chamadas marcas de percussão e fraturas de fricção são também feições comuns de abrasão glacial (ROCHA-CAMPOS; SANTOS, 2003).

Feições de terreno de abrasão glacial de mesoescala comumente observadas são: a) formas alongadas moldadas (incluem estruturas chamadas dorso de baleia: alongadas, alisadas e arredondadas por toda a volta pelas geleiras);

b) as formas montante - jusante (elevações rochosas arredondadas e assimétricas, com um lado menos inclinado e estriado, ficando a montante e outro mais abrupto, irregular e em escada, a jusante); c) as bacias rochosas (tipo de depressão formada sobre o assoalho das geleiras, de dimensões variando de metros a centenas de metros) d) os vales glaciais (formam-se em lugares que as geleiras são canalizadas ao longo de depressões topográficas, modificando-as).

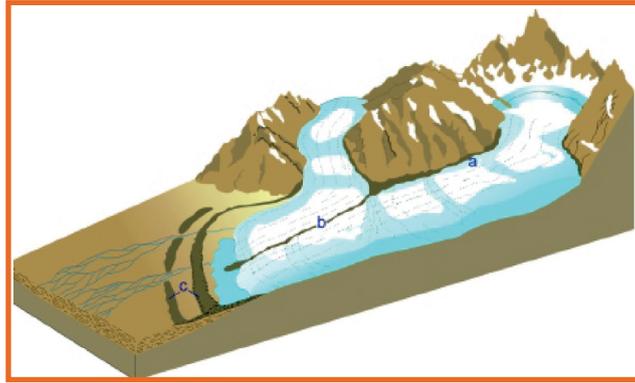
Além das formadas pela ação abrasiva do gelo, as paisagens glaciais caracterizam-se pela ocorrência de formas de erosão produzidas pela água de degelo. A ação desta é responsável pela geração de uma diversidade de feições flúvio glaciais, geomórficas que se formam junto às margens das geleiras, embaixo ou sobre elas.

3.2.4 Ambientes e depósitos

No que se refere aos ambientes e aos depósitos associados às geleiras, dá-se o nome de till. Denomina-se tilito o equivalente litificado (rocha) do till. A deposição glacial terrestre, diretamente em contato com o gelo, pode ocorrer sob as geleiras ou junto às suas margens, a partir de material transportado sobre a superfície do gelo. Quatro tipos distintos de depósitos subglaciais são reconhecidos na literatura: a) till de alojamento; b) till de ablação subglacial; c) till de deformação; d) till de deposição em cavernas subglaciais.

As formas mais características de depósitos glaciais formados adjacentes às geleiras são chamadas de Morenas (Fig. 05). Essas são classificadas de acordo com sua posição em relação às geleiras, seu estado de atividade e seu processo de formação, dividindo-se em medianas, laterais e terminais (ROCHA-CAMPOS; SANTOS, 2003).

Figura 05 - Tipos de morenas em geleiras de vale



Fonte: Decifrando a Terra. Rocha-Campos e Santos. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

3.2.5 Causas das Eras do Gelo

Os principais intervalos glaciais separados por dezenas ou centenas de milhões de anos, provavelmente, ocorreram como resultado da mudança de posições das placas tectônicas, que, por sua vez, causaram mudanças nos padrões de circulação oceânica e atmosférica.

Atualmente, a **teoria de Milankovitch**, publicada em 1938, é amplamente aceita como explicação para intervalos glaciais-interglaciais. As razões para as mudanças climáticas de curto prazo, tais como a Pequena Era do Gelo, não são compreendidas. Duas causas propostas são as mudanças na quantidade de energia solar recebida pela Terra e o vulcanismo.

Glossário

Teoria de Milankovitch: Uma explicação para as variações cíclicas no clima e o início das idades glaciais como resultado de irregularidades na rotação e na órbita da Terra.

3.3 Ação geológica dos ventos

3.3.1 Transporte de sedimentos por ventos

O vento é um dos principais agentes transportadores de sedimentos, assim como a água corrente e o gelo. Apesar da sua velocidade maior do que a água, o vento tem uma densidade mais baixa, sendo mais seletivo no seu transporte. Em geral, o transporte de sedimentos pelo vento ocorre como **carga em suspensão** com partículas do tamanho de argila e silte. Areia e partículas maiores são transportadas próximas ao chão, como cargas de leito.

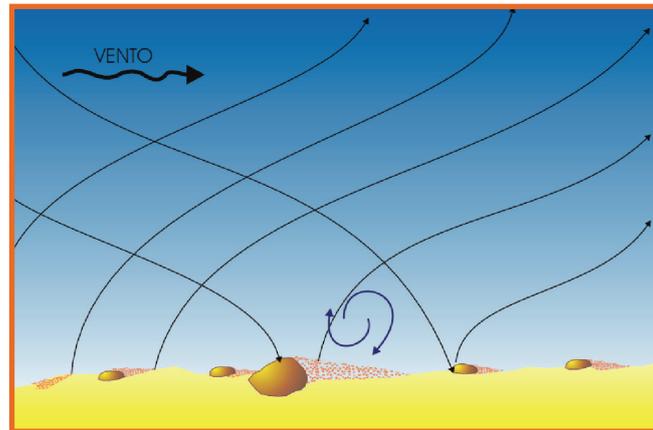
Glossário

Carga em suspensão: os grãos não entram em contato com o fundo. Isto ocorre quando a velocidade de deposição das partículas é menor que a do fluxo.

3.3.2 O movimento das partículas

De acordo com Sigolo (2003), podemos obter o movimento de partículas conforme a sua granulometria, que são as menores que 0,125mm de diâmetro são consideradas poeira, compreendendo as frações de areia muito fina, silte e argila. Elas são as menores frações trabalhadas pelos agentes de transporte mecânico em geral e representam o maior volume de material transportado e depositado pelos processos eólicos. Quando removidas de seu local de origem, essas partículas podem permanecer em suspensão em função do fluxo turbulento e da velocidade da massa de ar por longos períodos de tempo e assim serem transportadas por grandes distâncias. Nessa situação, diz-se que as partículas estão em suspensão eólica (Fig. 06).

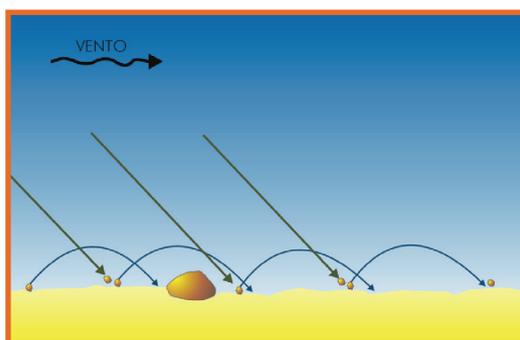
Figura 06 - Deslocamento de partículas de poeira por suspensão



Fonte: Decifrando a Terra. Síqolo. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

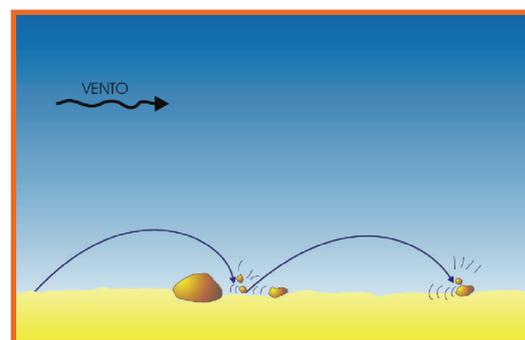
As partículas maiores que a poeira – areia fina a muito grossa (diâmetros entre 0,125mm e 2mm) – sofrem transporte mais limitado. A colisão de partículas em deslocamento com grãos na superfície promove o seu deslocamento por saltação (Fig. 07). Além disso, essa colisão pode induzir o movimento de partículas encontradas na superfície do solo. Partículas de diâmetro superior a 0,5mm (areia grossa, areia muito grossa, grânulos e seixos) comumente se deslocam por esse processo, denominado arrasto (Fig. 08).

Figura 07 - Impacto de grãos causando deslocamento por partículas de areia por saltação



Fonte: Decifrando a Terra. Síqolo. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Figura 08 - Deslocamento de partículas por saltação e arrasto.



Fonte: Decifrando a Terra. Síqolo. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

3.3.3 Erosão eólica

Embora a ação do vento produza muitas características erosivas distintas no relevo, a capacidade erosiva do vento é pequena devido à sua baixa capacidade de transporte, mas pode se tornar considerável em locais de clima desértico. O vento corrói o material de duas maneiras: por abrasão e por deflação. A seguir, são apresentados os dois processos erosivos: abrasão e deflação, conforme Wicander e Monroe (2017).

A abrasão envolve o impacto de grãos de areia saltitando sobre um objeto, como um jato de areia. Seus efeitos costumam ser pequenos, porque a areia, raramente é carregada a mais de um metro acima da superfície. Então, em vez de criar características erosivas importantes, a abrasão do vento, em geral, modifica as existentes, por meio da corrosão, alisamento ou polimento. Formando estruturas estranhas como ventifactos que são fragmentos de rochas cujas superfícies foram polidas, esburacadas, ranhuradas ou facetadas

Deflação é a remoção de sedimentos de superfície soltos pelo vento. Entre os traços característicos da deflação em muitas áreas áridas e semiáridas estão as depressões de deflação ou corredores de vento. São depressões rasas, de dimensões variáveis que resultam da erosão diferencial dos materiais da superfície.

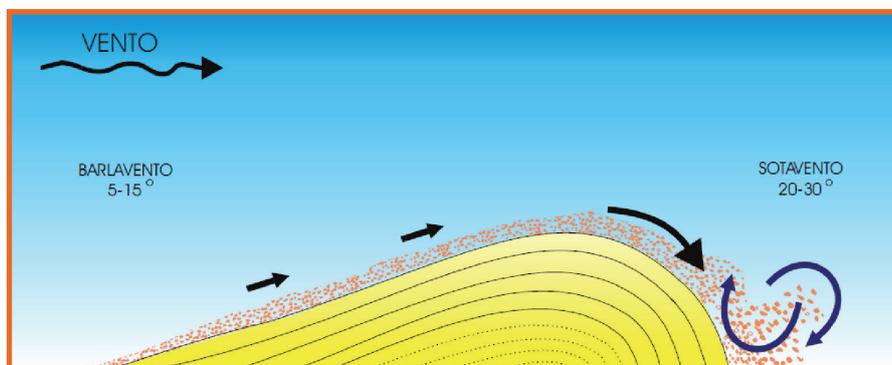
3.3.4 Registros deposicionais

Os principais registros eólicos deposicionais são as dunas, os mares de areias e os depósitos de loess (SÍGOLO, 2003).

A classificação das dunas, baseada em sua estrutura interna, leva em consideração a sua dinâmica de formação, dividindo-se em estacionárias (Fig. 9) (quando a areia deposita-se em camadas que acompanham o perfil da duna) e migratórias (Fig. 10). A classificação das dunas baseada em sua morfologia resultou em cinco principais formas: dunas transversais (com formação condicionada por ventos frequentes e de direção constante, bem como pelo suprimento contínuo e abundante de areia); dunas barcanas (desenvolvem-se em ambientes de ventos moderados e fornecimento de areia limitado; formam as cadeias barcanóides); dunas parabólicas (diferem das barcanas pela curvatura das extremidades, que

é mais fechada, assemelhando-se à letra U, com suas extremidades voltadas no sentido contrário do vento); dunas estrela (formação diretamente relacionada à existência de areia abundante e a ventos de velocidade e intensidade constantes) e dunas longitudinais (conhecidas como seif, formadas em regiões com abundante fornecimento de areia e ventos fortes e de sentido constante no ambiente desértico ou em campos de dunas litorâneas).

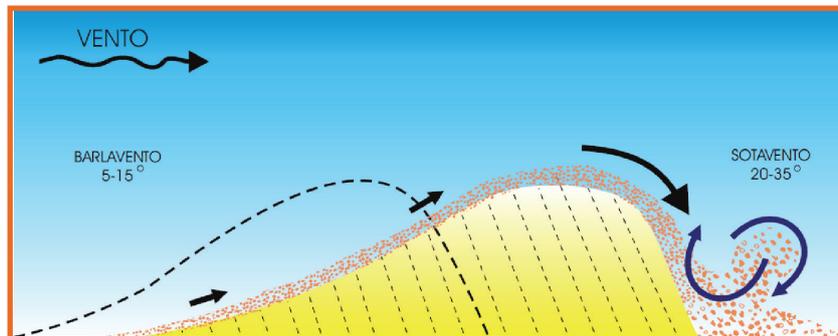
Figura 09 - Formação e estrutura interna de uma duna estacionária (os ângulos de barlavento e sotavento foram exagerados).



Fonte: Decifrando a Terra. Sígolo. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003

Mares de areia é um termo empregado em desertos para grandes áreas cobertas de areia. No norte da África, são conhecidos como ergs. Um dos mais importantes exemplos de sedimentação eólica no registro geológico consiste de sedimentos muito finos (silte e argila), homogêneos e friáveis, comumente amarelados, denominados loess. Parte importante desses sedimentos é originada pela ação erosiva glacial, que produz sedimentos muito finos, posteriormente, transportados pelo vento e depositados em vastas regiões.

Figura 10 - Formação e estrutura interna de uma duna migratória (os ângulos de barlavento e sotavento foram exagerados)



Fonte: Decifrando a Terra. Sígolo. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Mares de areia é um termo empregado em desertos para grandes áreas cobertas de areia. No norte da África, são conhecidos como ergs. Um dos mais importantes exemplos de sedimentação eólica no registro geológico consiste de sedimentos muito finos (silte e argila), homogêneos e friáveis, comumente amarelados, denominados loess. Parte importante desses sedimentos é originada pela ação erosiva glacial, que produz sedimentos muito finos, posteriormente, transportados pelo vento e depositados em vastas regiões.

3.4 Fisiografia dos oceanos e processos costeiros

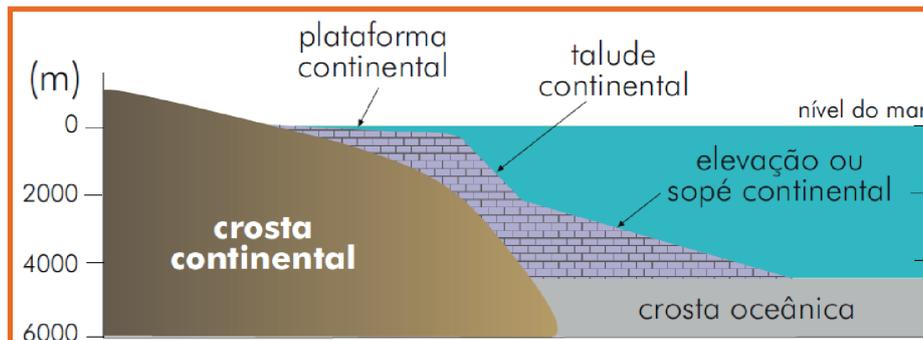
3.4.1 Fisiografia dos oceanos

Estima-se que as áreas da crosta terrestre, recobertas pelos oceanos, representam cerca de 70% da superfície total, sendo que o Oceano Pacífico constitui o maior corpo aquoso, com área aproximada de 180 milhões de km², ou seja, 53% da área oceânica, seguido pelo Oceano Índico (24% em área) e o Atlântico, com cerca de 23% da área total.

Nas margens dos continentes predominam os relevos planos de natureza, essencialmente, sedimentar, que constituem a Plataforma Continental. As plataformas continentais constituem extensões submersas dos continentes, apresentando pequena declividade rumo ao alto mar. Uma mudança acentuada na declividade do relevo marca o limite externo da plataforma continental. Essa transição,

denominada Quebra da Plataforma, marca a passagem para o Talude Continental. O Talude Continental constitui uma unidade de relevo, também de construção sedimentar, que se inclina acentuadamente rumo aos fundos oceânicos, até profundidades da ordem de 3.000 metros. O relevo do talude não é homogêneo, ocorrendo quebras de declividade e, também, frequentemente, cânions e vales submersos. Na base dos taludes continentais, predominantemente, em margens do tipo Atlântico (passiva), pode ser individualizada uma unidade de relevo irregular, construída por sequências sedimentares, diretamente relacionadas aos processos de transporte e deposição de sedimentos que moldam as plataformas e taludes continentais, conhecida como Elevação ou Sopé Continental. A Elevação Continental estende-se em profundidades entre 3.000 e 5.000 metros e apresenta declividades intermediárias entre as observadas nas plataformas e nos taludes continentais. Esse grande compartimento fisiográfico, formado pelas três unidades descritas acima, com estrutura crustal similar a dos continentes adjacentes, é denominado Margem Continental (TESSLER; MAHIQUES, 2003). Ver perfil esquemático na figura 11.

Figura 11 - Perfil esquemático das margens continentais



Fonte: Decifrando a Terra. Tessler e Mahiques. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Nas Margens Continentais, do tipo Atlântico, após a Margem Continental, desenvolve-se a Planície Abissal. As Planícies Abissais são áreas extensas e profundas de relevo relativamente plano, que se estendem das bases das elevações continentais até os relevos íngremes e abruptos das cordilheiras oceânicas, em profundidades superiores a 5.000 metros. Esses compartimentos são

localmente interrompidos pela presença de séries de Montes Submarinos (entre 200 e 1.000 metros de altura), ou ainda por Montanhas Submarinas (mais de 1.000 metros de altura).

O relevo oceânico apresenta ainda uma importante feição presente nas zonas de subducção das placas litosféricas, denominadas fossas submarinas, que constituem depressões alongadas e estreitas com laterais de alta declividade. A Cordilheira Oceânica é o compartimento fisiográfico construído predominantemente pelos processos vulcânicos e tectônicos de formação de crosta oceânica, relacionados aos movimentos das placas e superpostos por processos deposicionais de oceano profundo. No Oceano Atlântico, a Cordilheira Mesoatlântica ocupa a região central, partindo-o em duas porções de configuração de relevo similar (TESSLER; MAHIQUES, 2003).

3.4.2 Processos costeiros

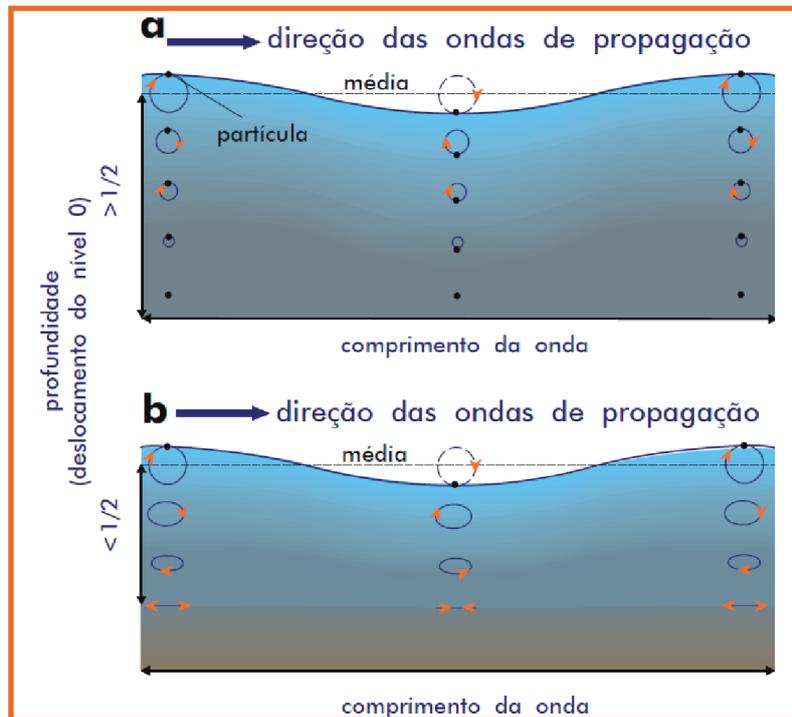
Entendem-se como processos costeiros a ação de agentes que provocam erosão, transporte e deposição de sedimentos, levando a constantes modificações na configuração do litoral.

As ondas, marés e correntes constituem as principais forças atuantes na morfogênese do litoral. As ondas resultam da ação dos ventos, representando a transferência direta de energia cinética da atmosfera para a superfície oceânica. Quanto maior a velocidade do vento, a sua direção e a extensão da área sob a influência eólica, maior serão as ondas.

Quando as ondas de profundidade de alto mar se aproximam da zona costeira, elas sofrem alterações. Tessler e Mahiques (2003) apontam que as ondas oceânicas são as grandes responsáveis pela remobilização de sedimentos nas plataformas continentais e na formação das praias (Fig. 12). A medida que ondas de superfície, geradas em mar aberto, propagam-se em direção às áreas mais rasas, elas passam a sofrer um processo de modificação, determinado pela interação com o fundo. O movimento orbital vai se alterando, passando do circular para o elítico e, depois, para o movimento linear de vaivém. A velocidade das ondas decresce pelo atrito no fundo. O comprimento da onda torna-se, também, menor

enquanto as ondas do alto mar continuam a se mover em toda a velocidade. A altura da onda, ao contrário, aumenta com a diminuição do comprimento. Após a arrebentação, a onda atravessa a zona de surfe até atingir a face da praia, em que se espalha para depois refluir.

Figura 12 - Esquema de movimentação de onda em
a) águas profundas e b) águas rasas



Fonte: Decifrando a Terra. Tessler e Mahiques. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Em zonas preferenciais de deposição de sedimentos, como resultado dos processos de arrebentação de ondas, é desenvolvido o ambiente praiar. Praias podem ser conceituadas como ambientes sedimentares costeiros não consolidados, formados mais comumente por areias, de composição variada.

Ao passo que, as marés são fenômenos ondulatórios, gerados pelos processos de atração gravitacional entre a Terra, o Sol e a Lua. A influência das marés na esculturação na costa tem impacto importante e estão relacionadas com as variações do nível do mar que lhe são implicadas.

A corrente de deriva litorânea forma-se paralelamente à praia, resultando da aproximação das ondas de forma oblíqua à costa. Essa corrente segue, de

maneira geral, a direção dos ventos. A corrente mencionada proporciona um significativo deslocamento lateral de sedimentos que, muitas vezes, ocasiona a erosão das praias. De acordo com a morfologia da costa, haverá transformações dessa corrente, ou seja, existirão trechos em que acontecerá o predomínio dos processos erosivos e outros, em que ocorrerá a deposição.

Revisando

A água evapora continuamente a partir dos oceanos, emerge como vapor de água, se condensa e cai como precipitação. Aproximadamente 20% caem na terra, e finalmente retornam aos oceanos, principalmente, por meio do escoamento superficial.

Uma geleira se forma quando a queda de neve no inverno supera o derretimento no verão e conseqüentemente acumula-se ano após ano. A neve é compactada e convertida em gelo glacial, e quando o gelo atinge cerca de 40 m de espessura, a pressão faz com que ele flua. As geleiras movem-se pelo fluxo plástico e pelo deslizamento basal.

O vento erode os materiais por abrasão ou deflação. A abrasão é o impacto de grãos de areia saltando em um objeto. Deflação é a remoção de material solto da superfície pelo vento. As deflações côncavas resultantes da erosão diferencial do material de superfície são características comuns de muitos desertos, assim como o pavimento de deserto, que efetivamente protege a superfície subjacente da deflação adicional.

As linhas de costa são continuamente modificadas pela energia das ondas e correntes ao longo do litoral. Nas áreas costeiras, a superfície dos oceanos sobe e desce duas vezes por dia em resposta à atração gravitacional da Lua e do Sol. As ondas são oscilações na superfície de água que transmitem energia na direção do movimento da onda.

Saiba mais

Para saber mais sobre **águas subterrâneas**.

Disponível em: <http://igeologico.com.br/hidrogeologia/>. Acesso em: 25 out. 2020.

Sobre **ação geológica dos ventos**.

Disponível em: <http://igeologico.com.br/dunas-e-desertos-e-a-influencia-dos-ventos-na-sua-formacao/>. Acesso em: 26 out. 2020.

Para maiores informações sobre **Geologia Marinha**.

Disponível em: https://cienciasdomarbrasil.furg.br/documentos/livros_e
<http://www.pggmbrasil.org/publica%C3%A7%C3%B5es>. Acesso em: 28 out. 2020.

Referências

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Rios e Processos Aluviais. In: TEIXEIRA, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 191-214.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; SANTOS, P. R. Ação Geológica do Gelo. In: TEIXEIRA, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 215-246.

SÍGOLO, J. B. Processos Eólicos: a ação dos ventos. In: TEIXEIRA, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 247-260.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. Processos Oceânicos e a Fisiografia dos Fundos Marinhos. In: TEIXEIRA, W. *et al* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo:

Companhia Editora Nacional, 2003. p. 261-284.

WICANDER, R; MONROE, J. S. **Geologia**. Tradução: Noveritis do Brasil. Cengage Learning. São Paulo, 2017. 464 p.

**Tempo geológico e
história da vida**

Fundamentos de Geologia e Petrografia

Prof. Antonio Vicente Ferreira Junior

Objetivos de aprendizagem

- 1 Descrever o desenvolvimento da escala do tempo geológico.
- 2 Discutir a escala de tempo através das datações relativas e absolutas.
- 3 Relacionar as mudanças climáticas naturais e antrópicas.

Introdução

Neste capítulo, abordaremos os principais aspectos relacionados ao tempo geológico que é fundamental para compreensão da história física e biológica da Terra. Será relacionado a escala de tempo com fenômenos geológicos ocorridos desde a formação da Terra. Além de apresentar os processos e técnicas para reconstrução da história geológica da Terra, que só foi possível através de métodos de datação relativa e absoluta. A seguir, teremos uma breve síntese de mudanças climáticas globais e o papel do homem na escala geológica.

4.1 Tempo geológico

4.1.1 Como medir o tempo geológico

A escala de tempo geológica é utilizada para explicar os eventos do passado de forma padronizada e que seja aplicada no mundo inteiro. Os geólogos utilizam dois métodos de referência para medir o tempo geológico: datação relativa e datação absoluta. Wicander e Monroe (2017), definem datação relativa como eventos geológicos em uma ordem sequencial, conforme determinado por sua posição registro geológico; ela não nos dirá há quanto tempo determinado o evento ocorreu, apenas que um evento foi precedido por outro.

A datação absoluta fornece datas específicas para unidades de rocha ou eventos, expressas em anos antes do presente. A partir da descoberta da radioatividade, no fim do século XIX, iniciaram-se as datações com precisão para a escala do tempo geológico. São utilizadas datações radiométricas, em que as datas são calculadas pelas taxas de decaimento natural de vários elementos

radiogênicos presentes em algumas rochas, sendo o método mais comum de obtenção de idades absolutas.

A escala de tempo geológico, atualmente, utiliza-se da escala relativa que é baseada em sequências de rochas e a escala absoluta com idades radiométricas, expressas em anos antes do presente.

Como pode ser observado na figura 01, a escala de tempo geológico é dividida em 4 unidades de tempo, sendo: Éon, Eras, Períodos e Épocas. O éon é a maior divisão da escala geológica. O éon é dividido em: Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico.

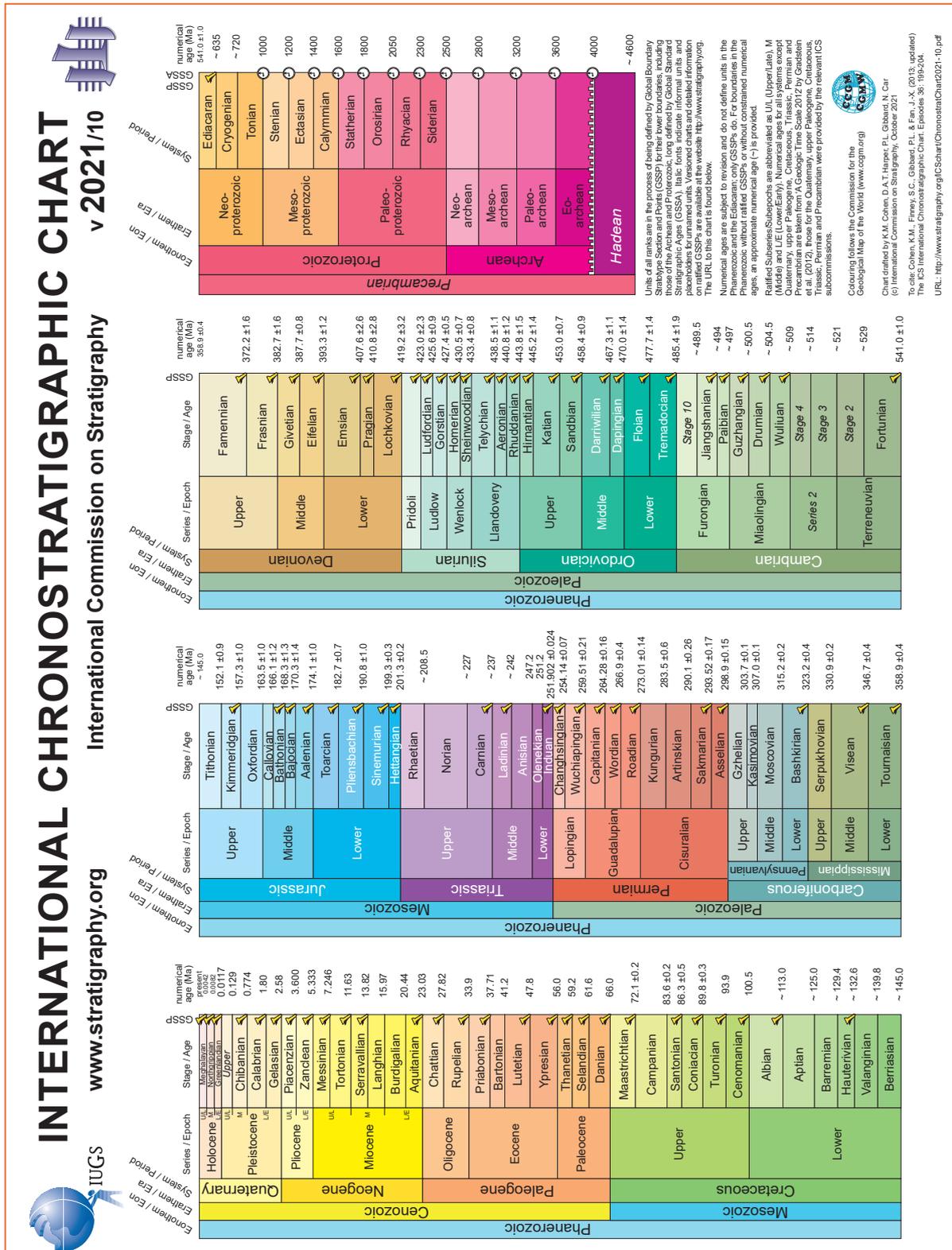
Éon Arqueano (do grego, antigo): é o éon mais antigo. As rochas arqueanas, abrangem as rochas que são datadas com mais de 4 bilhões de anos até 2,5 bilhões de anos. Neste éon ocorreu a estruturação do manto, núcleo e crosta da Terra, tectônica de placas e formação da atmosfera e hidrosfera.

Éon Proterozóico (do grego, anterior à vida): de 2,5 bilhões de anos a 541 milhões de anos atrás. A tectônica de placas e o clima foram semelhantes ao éon Arqueano. Contudo, ocorreu precipitação da água do mar, formação e precipitação do óxido de ferro. Formação de oxigênio nos níveis atuais no final do Proterozóico, o que possibilitou a formação de vidas unicelulares a evoluírem para algas e animais multicelulares.

Éon Fanerozóico (do grego, vida visível): O mais bem recente e mais bem estudado éon que abrange os últimos 541 milhões de anos. Muitas formações rochosas apresentam fósseis deste éon. As reservas de petróleo e gás se formaram neste éon. O Fanerozóico é dividido em três eras: Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

- **Era Paleozóica** (vida antiga): de 543 milhões a 251 milhões de anos atrás.
- **Era Mesozóica** (Vida intermediária): de 251 milhões a 65 milhões.
- **Era Cenozóica** (Vida recente): de 65 milhões até o presente.

Figura 01 - Escala de tempo geológico, de acordo com a Comissão Estratigráfica Internacional



4.1.2 Reconstrução da história geológica por meio da datação relativa

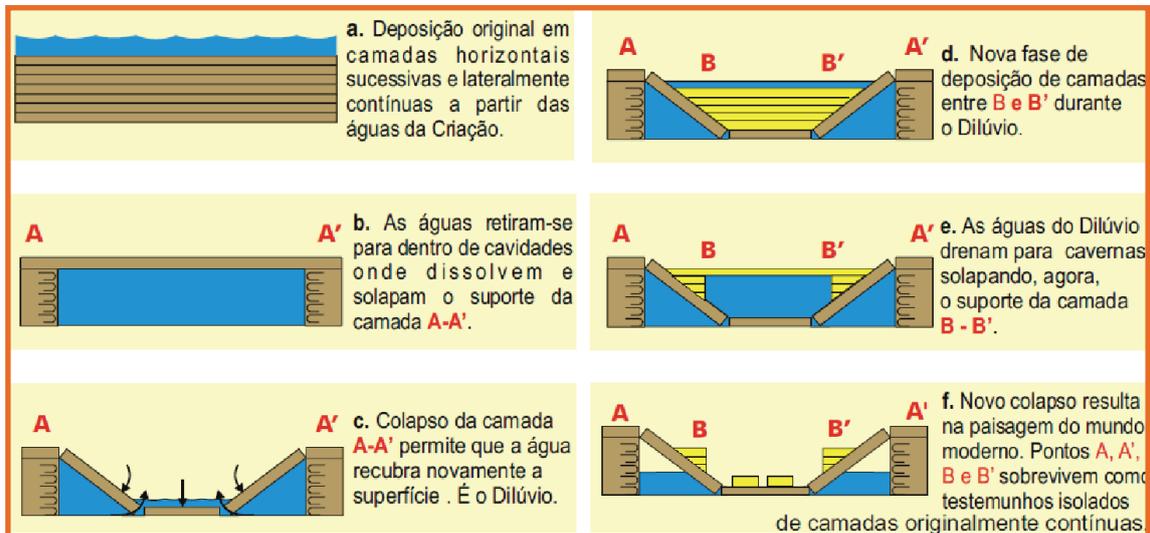
A ideia de que a Terra poderia ser exatamente antiga só emergiu nos últimos três séculos, através de dois movimentos que impulsionaram a geologia enquanto ciência: a) Durante o iluminismo, o ser humano deixou as explicações sobrenaturais para fenômenos da natureza por leis naturais através da física e química; e b) Com a Revolução Industrial foi necessário o advento e uso de matérias primas originadas da Terra. (FAIRCHILD *et al.* 2003).

Antes disso era impossível propor que a Terra pudesse ser muito antiga por causa da influência religiosa. Na Idade Média acreditava-se que a criação da Terra, por influência da Bíblia, ocorreu há cerca de 6.000 anos.

No clima intelectual dos séculos XVII e XVIII, que mantinha a ideia do ser humano como centro do Universo e a Terra como de seu uso exclusivo, começou a surgir, timidamente, a Geologia. O dinamarquês Nicolau Steno (1638-1686) foi quem primeiro enunciou os princípios dessa nova ciência (Fig. 02). No seu livro *Prodromus*, publicado em 1669, ele estabeleceu os três princípios que regem a organização de sequências sedimentares e que até hoje são chamados de princípio de Steno. (FAIRCHILD *et al.*, 2003).

- **Superposição:** sedimentos se depositam em camadas, as mais velhas na base e as mais novas sucessivamente acima.
- **Horizontalidade original:** depósitos sedimentares se acumulam em camadas sucessivas dispostas de modo horizontal.
- **Continuidade lateral:** camadas sedimentares são contínuas, estendendo-se até as margens da bacia de acumulação, ou se afinam lateralmente.

Figura 02 - Formação das rochas e da paisagem, sugerida por Steno (1669), de acordo com os princípios de superposição, horizontalidade original e continuidade lateral



Fonte: Decifrando a Terra. Fairchild *et al.* São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Hoje estes princípios apresentam-se extremamente óbvios e simples, mas a sua concepção foi originada ainda na época em que ainda ocorria a inquisição e perseguições contrárias à Bíblia. No século XVIII, o escocês James Hutton, considerado por muitos o pai da geologia moderna, fez observações e estudos detalhados de rochas expostas, evidenciando os processos geológicos atuais, no qual foi decisivo para o estabelecimento do princípio do uniformitarismo. Esse princípio diz que os mesmos processos vistos hoje também operaram no passado. Uma vez que Hutton confiou em processos conhecidos para explicar a história da Terra, ele concluiu que a Terra deve ser muito antiga. (WICANDER; MONROE, 2017).

Entre 1830 e 1875, Charles Lyell popularizaram, em 14 edições de seu clássico *Principles of Geology*, o princípio de causas naturais sob o prisma do uniformitarismo. Na visão de Lyell, o presente seria a chave do passado, sendo o passado igual ao presente, inclusive em gênero e intensidade dos processos atuantes da dinâmica interna e externa. Entretanto, hoje sabemos que isso não é verdade, pois, se pudéssemos regressar no tempo, observaríamos fauna, flora, continentes e até atmosfera cada vez menos familiares, até que, finalmente, nos primórdios do

tempo geológico, possivelmente não mais se reconheceria nosso planeta, tamanha a sua diferença em relação aos dias de hoje. (FAIRCHILD *et al.*, 2003).

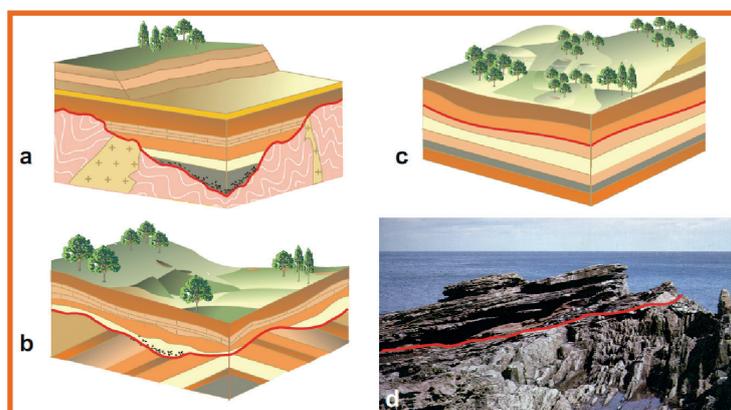
O uniformitarismo proposto por Lyell se mostrou dogmático demais, de modo que se o conceito de atualismo se mostrou mais adequado, pois, na sua essência, o atualismo é a afirmação da constância das leis naturais que regem a Terra, mesmo que no passado os produtos e intensidade dos processos geológicos tenham sido algo diferentes daquilo que se observa atualmente.

Outro marcador de tempo importante é chamado de **discordância**. Ao colocar ao lado sequencias de formações, os geólogos, frequentemente, encontram lugares onde uma destas está ausente. Isso acontece porque tal formação ou nunca foi depositada ou foi erodida antes da camada subsequente ter sido acumulada. Nesse caso, a superfície ao longo da qual essas duas formações se encontram é chamada de discordância. (Fig. 03). Uma discordância representa o tempo, assim como uma rocha sedimentar. (PRESS *et al.*, 2008).

Glossário

Discordância: Uma superfície entre duas camadas que não foram depositadas numa sequência contínua.

Figura 03 - Diagrama mostrando os três tipos de discordância: a) Não conformidade; b) Discordância angular; c) Desconformidade; d) Exposição de dois ciclos de deposição, soterramento, deformação, soerguimento e erosão. Uma discordância angular visível separa os dois ciclos geológicos.

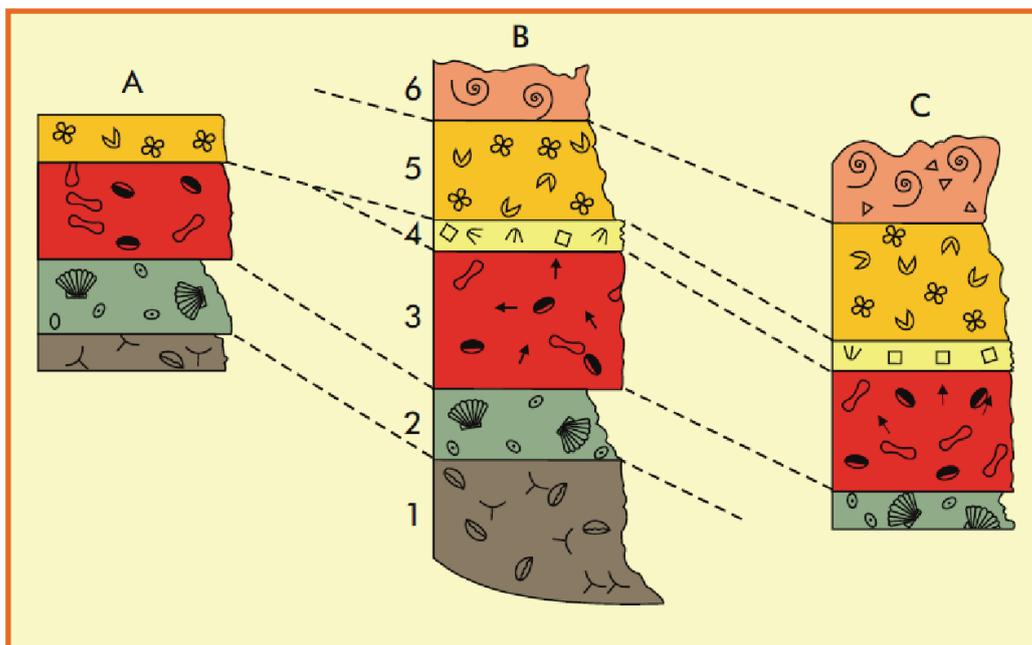


Fontes: Decifrando a Terra. Fairchild *et al.* São Paulo: Companhia

Editora Nacional, 2003.; Fotografia de W. Teixeira.

Outra contribuição importante para reconstrução da história geológica, foi através do inglês William Smith, também no século XVIII. Ele reconheceu que os fósseis poderiam ser utilizados para fornecer as idades relativas das rochas sedimentares, a partir da observação de diferentes camadas na rocha que tinham diferentes tipos de fósseis. Assim, foi possível posicionar cada camada a partir de outra que tinham características de fósseis em comum. Ele estabeleceu uma ordem geral desde a camada mais antiga (inferior) até a mais recente (superior). Essa ordem estratigráfica ficou conhecida como correlação bioestratigráfica (Fig. 04).

Figura 04 - Correlação bioestratigráfica. A variedade e as mudanças nas três seções são representadas por diversos símbolos como conchas e outros organismos. Nas camadas 1 a 6 (seção B) permitem uma correlação temporal com as camadas nas seções A e C. Na seção A, a camada 4 está ausente, representando uma desconformidade, já que as camadas 3 e 5 são paralelas entre si.



Fonte: Decifrando a Terra. Fairchild *et al.* São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

Como foi visto neste tópico, podemos determinar as idades relativas das rochas sedimentares pelo princípio da superposição das camadas, bem como

pelo registro fóssil, ou eventos discordantes dentro de uma sessão colunar. Estas técnicas auxiliam na descrição geológica da Terra. Nos séculos XIX e XX, geólogos utilizaram estes princípios de datação relativa reuniram informações de afloramentos em todo o mundo para ajustar uma completa escala de tempo geológico.

4.1.3 Reconstrução da história geológica por meio da datação absoluta

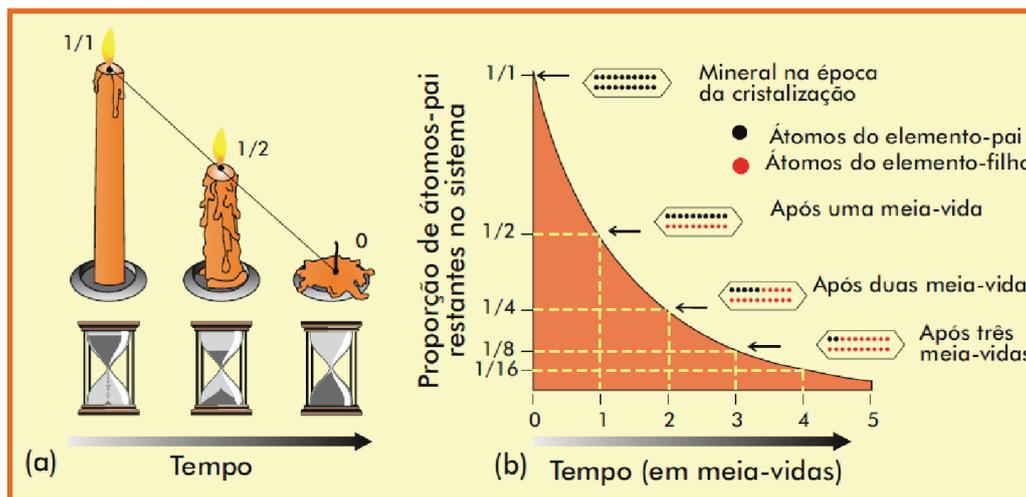
Os minerais e as rochas, assim como toda a matéria do nosso planeta, são constituídos por elementos químicos que, por sua vez, são formados por átomos. Decaimento radioativo é uma reação espontânea que ocorre no núcleo de um átomo instável que se transforma em outro átomo estável. O elemento com núcleo atômico instável, em decaimento radioativo, é conhecido como elemento pai ou núcleo pai; o novo elemento formado com núcleo atômico estável é denominado elemento filho ou nuclídeo filho ou radiogênico. (FAIRCHILD *et al.*, 2003).

Durante o decaimento radioativo, cada elemento pai leva um determinado tempo para se transformar em elemento-filho. Estudos em laboratório têm mostrado que as taxas de decaimento não são afetadas por mudanças físicas ou químicas do ambiente. Isto é importante pois assegura que a taxa de decaimento de um dado isótopo seja independente dos processos geológicos. Portanto, esta taxa é a mesma no manto, no magma, num dado mineral ou numa rocha.

Ao discutir taxas de decaimento usa-se o conceito de meia-vida para representar essas taxas. A meia-vida de um elemento radiogênico é o tempo que leva para metade dos átomos do elemento pai original e instável decair para átomo de um novo elemento filho mais estável. A meia-vida de determinado elemento radiogênico é constante e pode ser medida com precisão (WICANDER; MONROE, 2017). É o conhecimento da meia-vida dos vários isótopos e da atual razão entre o número de átomos dos elementos pai e filho da amostra que permite a determinação de idades de minerais e rochas. Por exemplo, após decorrido o tempo de uma meia-vida, um elemento com 100 átomos instáveis, terá 50 átomos instáveis (radioativos) e 50 átomos estáveis (radiogênicos). Após duas meia-vidas haverá

apenas 25 átomos instáveis e 75 átomos estáveis (Fig. 05). O decaimento radioativo não depende da massa do material presente, mas da probabilidade estatística de decaimento. (FAIRCHILD *et al.*, 2003).

Figura 05 - Decaimento radioativo e o conceito de meia-vida. a) a meia-vida de uma vela corresponde ao tempo necessário para queimar a metade dela porque a queima depende do número de átomos presentes na vela. b) No decaimento radioativo o processo é diferente, cada unidade de tempo equivale a uma meia-vida, que apresenta o tempo necessário para que a metade dos átomos do elemento pai (radioativo) se transforme em átomos do elemento filho (radiogênico).



Fonte: Decifrando a Terra. Fairchild *et al.* São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003.

O ramo da geologia que trata da datação de rochas é conhecido como Geocronologia. Para determinar a idade de uma rocha ou mineral é possível aplicar vários métodos radiométricos, sendo que esta escolha depende da composição química do material a ser datado, da sua provável idade e do tipo de problema geológico a ser estudado. A datação pode ser feita em minerais ou numa amostra de rocha, com o objetivo de se ter a idade da cristalização da rocha, idade do metamorfismo ou da deformação sofrida. (FAIRCHILD *et al.*, 2003).

Cada elemento radioativo tem sua própria taxa de decaimento, assim os isótopos com meia-vida longa, que decaem lentamente durante bilhões de anos, são usados para datação de rochas mais antigas, como o rubídio-87 que possui

meia-vida de 47 bilhões de anos. Elementos radioativos que decaem rapidamente durante poucas dezenas de milhares de anos, como carbono-14, são úteis para determinar a idade de rochas muito novas, possui meia-vida de 5.730 anos, e é utilizado para datação de materiais de até 70.000 anos.

4.2 Mudança climática global e impactos humanos na Terra

4.2.1 A variabilidade climática natural

A maior parte das controvérsias envolvendo a mudança climática global deriva do ceticismo em relação à nossa capacidade de separar as variações naturais do clima daquelas induzidas pelas atividades humanas.

De acordo com Press *et al.* (2008), as variações naturais fazem com que o clima mude em um amplo espectro de escalas, tanto de tempo como de espaço. Certas variações ocorrem nas forças externas no clima; os exemplos incluem flutuações na quantidade de radiação solar recebida pela superfície terrestre e mudanças na distribuição das massas continentais causadas pela deriva dos continentes. Outras resultam das mudanças internas do próprio sistema climático, como as oscilações de massa e energia entre seus componentes.

4.2.2 Variações de longa duração

Registros geológicos indicam que a Terra sofreu longos períodos de aquecimento global com períodos de épocas mais frias, caracterizadas por extensas glaciações continentais. Suguio (2008), aponta que as causas de variações de longa duração de mudanças climáticas da superfície terrestre, podem ser relacionados a vários fenômenos naturais como os expressos nos ciclos de Milankovitch. Em 1941, o geofísico iugoslavo M. Milankovitch calculou as variações nas quantidades de radiações solares, que atingem a superfície terrestre como resultado da combinação de três causas astronômicas cíclicas:

- a) Mudanças nas inclinações do eixo terrestre (obliquidade da eclíptica) com ciclo de cerca de 40 mil anos;

- b) Variações na excentricidade da órbita de translação da Terra com ciclo de cerca de 92 mil anos; e
- c) Movimentos de precessão do eixo terrestre devido à atração gravitacional exercida pelo Sol e pela Lua com ciclo de 21 mil anos.

Um dos melhores registros das variações climáticas durante o último meio milhão de anos foi obtido com o testemunho de gelo perfurado nos mantos gelados da Antártida e da Groenlândia.

Você sabia?

Na década de 1990, na estação Russa de Vostok na Antártida, perfuratrices de gelo chegaram a atingir a profundidade de 2.755 m, penetraram não apenas o gelo originado da última glaciação, mas também naquele período interglacial. Desse modo, eles acumularam um registro estratigráfico dos últimos 160 mil anos.

4.2.3 Efeito estufa e aquecimento global

O efeito estufa é um fenômeno natural existente na superfície terrestre. No entanto, nos últimos dois séculos, desde a Revolução Industrial, atividades humanas passaram a produzir grande quantidade de gases estufa (principalmente dióxido de carbono), acompanhando a crescente industrialização, desmatamento e outros impactos humanos que intensificaram o fenômeno natural.

Atualmente, a maioria dos especialistas em clima da Terra está convencida de que o aquecimento do século XX foi em parte induzido pelas atividades humanas e prosseguirá à medida que os níveis dos gases do efeito estufa continuarem a subir. Essa análise é baseada em duas linhas principais: o registro da mudança climática e o entendimento de como funciona o sistema do clima. Com base em dados de anéis de crescimento de árvores, corais, testemunhos de gelo, entre outros indicadores climáticos, sabe-se que houve um aquecimento anormal no século XX. (Press *et al.*, 2008).

Suguio (2008) aponta que, entre os vários problemas que podem ser causados pelo aquecimento global em consequência do efeito estufa, pode-se pensar nos seguintes fatos. Acompanhando o aumento de temperatura deverá ocorrer incremento de pluviosidade provocando numerosas tempestades. Regionalmente poderá ocorrer mudança na umidade de solo e com isso áreas hoje agricultáveis podem ser transformadas em semidesertos ou verdadeiros desertos.

Nas últimas duas décadas, vários cientistas propõem que não estamos mais na mesma época geológica. O Holoceno, com cerca de 11 mil anos atrás, não possui as mesmas características climáticas, geológicas ou da biosfera. Assim, essas mudanças ocorridas no meio ambiente nos últimos séculos através dos impactos humanos, pode caracterizar uma nova época geológica. O cientista holandês Paul Crutzen, propôs no ano 2000, o termo Antropoceno e aponta o seu início no final do século XVIII, quando as análises de testemunho de gelo mostraram o início de concentrações globais crescentes de dióxido de carbono e metano. Hoje o Antropoceno é considerado como uma unidade da história da Terra e, mais do que isso, como uma unidade potencialmente formal que pode se tornar parte da Comissão Estratigráfica Internacional.

Revisando

Para decifrar a história da Terra, os geólogos, inicialmente, usaram seu entendimento sobre as camadas rochosas e fósseis para determinar a idade relativa das rochas, correlacionando quanto umas são mais antigas em relação às outras. Atualmente, utiliza-se a datação absoluta para construir a escala de tempo geológico, com idades específicas para as camadas de rocha ou eventos. As datas são calculadas pelas taxas de decaimento radioativo presente em pequena quantidade em algumas rochas.

Aumento de concentração de dióxido de carbono e outros gases do efeito estufa emitidos pelas atividades humanas na atmosfera, mostram um cenário de mudança climática global. Diante deste quadro, surge a formalização do Antropoceno como época geológica, demarcando uma nova fase na escala de tempo geológico.

Saiba maisSite **Breve história da Terra**

Disponível em <http://www.cprm.gov.br/publique/CPRM-Divulga/Breve-Historia-da-Terra-1094.html>. Acesso em 06 dez. 2021.

Canal da **Sociedade Brasileira de Geologia**

Disponível em <https://www.youtube.com/channel/UCj2DbL-ZbFfhV8WsZMZ2tIJA>. Acesso em 06 dez. 2021.

Referências

FAIRCHILD, T. R.; TEIXEIRA, W.; Babinski, M. **Em busca do passado do planeta: tempo geológico**. In: Teixeira, W. *et al* (org). Decifrando a Terra. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2003. p. 306-326.

PRESS, F. *et al*. **Para Entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2008. p.656.

SUGUIO, Kenitiro. **Mudanças Ambientais da Terra**. São Paulo: Instituto Geológico, 2008. 336 p.

WICANDER, R; MONROE, J. S. **Geologia**. Tradução: Noveritis do Brasil. Cengage Learning. São Paulo, 2017. p.464.