



EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA

# FUNDAMENTOS DE GEOLOGIA

Maria Giovana Parizzi

( EDITORAufmg )

# FUNDAMENTOS DE GEOLOGIA



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Reitor: Ronaldo Clélio Campolina Diniz

Vice-Reitora: Rocksane de Carvalho Norton

Pró-Reitoria de Graduação

Pró-Reitora: Antônia Vitória Soares Aranha

Pró-Reitor Adjunto: André Luiz dos Santos Cabral

Coordenador do Centro de Apoio à Educação a Distância: Fernando Fidalgo

Coordenador da Universidade Aberta do Brasil: Wagner José Corradi Barbosa

EDITORA UFMG

Diretor: Wander Melo Miranda

Vice-Diretor: Roberto Alexandre do Carmo Said

Conselho Editorial

Wander Melo Miranda (presidente)

Flavio de Lemos Carsalade

Heloisa Maria Murgel Starling

Márcio Gomes Soares

Maria das Graças Santa Bárbara

Maria Helena Damasceno e Silva Megale

Paulo Sérgio Lacerda Beirão

Roberto Alexandre do Carmo Said

MARIA GIOVANA PARIZZI

# FUNDAMENTOS DE GEOLOGIA

Belo Horizonte  
Editora UFMG  
2008



Os Cursos de Graduação da UFMG, modalidade a distância, foram concebidos tendo em vista dois princípios fundamentais. O primeiro deles se refere à democratização do acesso à educação superior; o segundo consiste na formação de profissionais de alto nível, comprometidos com o desenvolvimento do país.

A coletânea da qual este volume faz parte visa dar suporte aos estudantes desses cursos. Cada volume está relacionado com um tema, eleito como estruturante na matriz curricular. Ele apresenta os conhecimentos mínimos que são considerados essenciais no estudo do tema. Isto não significa que o estudante deva se limitar somente ao estudo do volume. Ao contrário, ele é o ponto de partida na busca de um conhecimento mais amplo e aprofundado sobre o assunto. Nessa direção, cada volume apresenta uma bibliografia, com indicação de obras impressas e obras virtuais que deverão ser consultadas à medida que se fizer necessário.

Cada volume da coletânea está dividido em aulas, que consistem em unidades de estudo do tema tratado. Os objetivos, apresentados em cada início de aula, indicam as competências e habilidades que o estudante deve adquirir ao término de seu estudo. As aulas podem se constituir em apresentação, reflexões e indagações teóricas, em experimentos ou em orientações para atividades a serem realizadas pelos estudantes.

Para cada aula ou conjunto de aulas, foi elaborada uma auto-avaliação com o objetivo de levar o estudante a avaliar o seu progresso e a desenvolver estratégias de metacognição ao se conscientizar dos diversos aspectos envolvidos em seus processos cognitivos. A auto-avaliação auxiliará o estudante a tornar-se mais autônomo, responsável, crítico, capaz de desenvolver sua independência intelectual. Caso ela mostre que as competências e habilidades indicadas nos objetivos não foram alcançadas, ele deverá estudar com mais afinco e atenção o tema proposto, reorientar seus estudos ou buscar ajuda dos tutores, professores especialistas e colegas.

Agradecemos a todas as instituições que colaboraram na produção desta coletânea. Em particular, agradecemos às pessoas (autores, coordenador da produção gráfica, coordenadores de redação, desenhistas, diagramadores, revisores) que dedicaram seu tempo e esforço na preparação desta obra que, temos certeza, em muito contribuirá para a educação brasileira.

*Maria do Carmo Vila*  
*Coordenadora do Centro de Apoio à Educação a Distância*  
*UFMG*



## SUMÁRIO

---

Aula 1	A origem do universo . . . . .	9
Aula 2	A origem do sistema solar . . . . .	15
Aula 3	Características físicas da Terra . . . . .	21
Aula 4	Estrutura da Terra . . . . .	27
Aula 5	Campos gravimétrico e magnético terrestres . . . . .	31
Aula 6	Tectônica de placas . . . . .	39
Aula 7	Terremotos e deriva continental . . . . .	49
Aula 8	O tempo geológico . . . . .	53
Aula 9	Principais acontecimentos ao longo do tempo geológico . .	61
Aula 10	Minerais . . . . .	67
Aula 11	Classificação química dos minerais . . . . .	75
Aula 12	Ciclo das rochas . . . . .	81
Aula 13	Rochas ígneas . . . . .	85
Aula 14	Textura, estrutura e classificação das rochas ígneas ou magmáticas . . . . .	93
Aula 15	Rochas sedimentares . . . . .	99
Aula 16	Textura das rochas sedimentares . . . . .	103
Aula 17	Rochas metamórficas . . . . .	111
Aula 18	Estrutura das rochas - fraturas . . . . .	117
Aula 19	Estrutura das rochas - dobras . . . . .	125
Aula 20	Água subterrânea . . . . .	131
	Sobre a autora . . . . .	139



## A origem do universo

### OBJETIVO

Entender as principais teorias sobre a origem do universo.

### INTRODUÇÃO

A Geologia é a ciência que estuda a Terra sob o ponto de vista de sua origem, seus materiais, suas transformações e sua história por meio de registros característicos das rochas e minerais do planeta. Estas transformações produzem materiais ou fenômenos naturais com influência direta ou indireta em nossas vidas. É preciso aproveitar adequadamente as características da Natureza, bem como prever e conviver com os fenômenos catastróficos que são sinais da dinâmica do planeta.

O princípio dos estudos para o entendimento do planeta Terra é a compreensão de sua origem, e não se pode pensar na origem da Terra sem se perguntar: Como surgiu o universo?

### A ORIGEM DO UNIVERSO

O universo se constitui de um sistema ordenado de diversos astros. Entre eles destacam-se as estrelas e as galáxias. As estrelas agrupam-se em galáxias, cujas dimensões são da ordem de 100 mil anos luz com mais de 100 bilhões de estrelas. As galáxias podem ser elípticas ou espirais.

Para que você veja excelentes ilustrações sobre as galáxias e os planetas, acesse os sites da Nasa e da Anglo-Australian Observatory - (<http://www.nasa.gov> e <http://www.aao.gov.au>).

As galáxias são compostas por estrelas, quasars (são galáxias com buracos negros fortemente ativos no centro), buracos negros, espaços interestelares, sistemas solares etc.

A galáxia de nosso sistema solar é conhecida como **Via Láctea**.

Um agrupamento de galáxias forma um **aglomerado**, que corresponde a dezenas até a milhares de galáxias. O aglomerado que

contém a Via Láctea possui ainda no grupo local a galáxia de Andrômeda e as Nuvens de Magalhães.

Existem os **superaglomerados** com centenas a dezenas de milhares de galáxias.

Sabe-se que o universo está em rápida expansão, com temperaturas colossais e altíssima densidade, lembrando muito uma explosão. Essa expansão é comprovada pelo aumento do espaço entre os **aglomerados** (o espaço entre as galáxias de um aglomerado não se altera devido à atração da gravidade).

A velocidade da expansão acompanha a constante de Hubble (18 km/s x 106 anos luz).

O universo é um sistema aberto ou fechado?

Se aberto, a expansão será para sempre. Se fechado, a expansão cessa.

### Como nasceu o universo?

Um ponto reunindo toda a matéria e energia do universo (sistema fechado) que explodiu num evento único há cerca de 15 bilhões de anos: **Big Bang**.

O modelo da criação súbita, mais conhecido como **Big Bang**, foi proposto por Georges Lemaître e George Gamow. Esse modelo simples, que propõe a origem como um evento explosivo, explica as propriedades do universo atual e é corroborado por muitas evidências recentes da pesquisa astronômica. Porém a nossa observação do universo – vasto em tempo e espaço – é limitada ao curto período da história da humanidade, de forma que os dados observados são necessariamente limitados.

### Após a explosão...

- Período Planckiano - com duração de cerca de  $10^{-44}$  s, quando o universo era constituído de prótons, nêutrons e subpartículas. Os primeiros instantes dessa era estão totalmente indeterminados e são denominados de “tempo de Planck”. Relacionam-se à propagação da luz, altas temperaturas e intensa radiação.
- Expansão e criação contínua do espaço - separação das forças – eletromagnética, nuclear e gravitacional – o universo se esfria quando se expande, cerca de  $10^{-34}$  s após o Big Bang.
- A era radiante ocorrida após 100 s, com duração de aproximadamente 1 milhão de anos, foi dominada pela energia dos fótons. Temperatura e densidade decrescem propiciando condições para a formação da matéria por meio da nucleogênese: prótons, nêutrons e elétrons, em seguida,

H e He. Nessa era, ocorreu o decaimento de nêutrons (em prótons, elétrons e antineutrinos) e a nucleossíntese primordial: núcleos de elementos leves (deutério, trítio, hélio 3, hélio 4, lítio 7 e berílio 7) se formaram – até o momento em que os fótons não tinham mais energia suficiente para manter os prótons ionizados –, ocorrendo a formação de átomos a partir dos núcleos existentes.

- Evolução estelar - se o número de prótons e nêutrons for alto, mais frequentemente eles colidem e mais Hélio é produzido. A nucleossíntese no Big Bang só formou os elementos leves: hidrogênio, deutério, hélio e lítio. Todos os elementos químicos mais pesados foram produzidos mais tarde, no interior das estrelas.

À medida que a temperatura do universo se tornava menor, os átomos se mantinham mais estáveis e passaram a capturar elétrons, e o universo se tornou transparente à luz.

- Temperatura ainda menores – impediram a criação de outros elementos e permitiram a criação das imensas nuvens de gás.
- Nuvens de gás entram em colapso, e juntamente com a força da gravidade ocasionam núcleos aquecidos:
  - primeiras estrelas e primeiras galáxias (13 bilhões de anos atrás);
  - Via Láctea (8 bilhões de anos atrás);
  - sistema solar (4,6 bilhões de anos atrás).

## Evolução estelar e formação dos elementos

### **Big Bang** - nucleogênese - sintetizados H e He

Formação das estrelas: estrelas são esferas autogravitantes de gás ionizado, cuja fonte de energia é a transmutação de elementos por meio de reações nucleares, isto é, da fusão nuclear de hidrogênio em hélio e posteriormente em elementos mais pesados.

- Numa estrela ocorre a contração da matéria (gravidade), colapso e reações termonucleares.
- A queima de H (bilhões de anos) gera He (núcleo de He expande e **pode** induzir grande expansão da periferia de H que se esfria assumindo uma cor vermelha – **gigantes vermelhas**).
- A queima de He gera C seguido de O, Ne, Mg (se as fusões nucleares de C cessam devido a T insuficientes para a geração de fusões nucleares, o núcleo se contrai e sua densidade aumenta formando as **anãs brancas**. Esses tipos de estrelas perdem continuamente sua energia residual por radiação, resfriando-se durante outros bilhões de anos, formando as **anãs negras**).
- As reações termonucleares fazem surgir os outros elementos e cessam quando o elemento Fe é formado (elemento mais estável).
- **Supernovas** - conhecidas como a explosão de uma estrela de massa gigantesca.

## REFERÊNCIAS

---

CORDANI, U.G. (2000). O planeta Terra e suas origens. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 1-24.

## SITES RECOMENDADOS

---

ANGLO-AUSTRALIAN OBSERVATORY: <<http://www.aao.gov.au>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

NASA: <<http://www.nasa.gov>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Por que se acredita que o universo está em expansão?
- 2- O que nos leva a crer que o universo veio de uma explosão?
- 3- Como são geradas as estrelas?
- 4- Qual a idade da Via Láctea e do sistema solar?



# AULA 2

## A origem do sistema solar

### OBJETIVO

Compreender a origem do sistema solar incluindo a origem da Terra;  
Diferenciar a distância temporal entre as origens do universo e da Terra.

### INTRODUÇÃO

Muitos confundem a origem do universo como sendo a origem da Terra, e vice-versa. Na verdade, a Terra e seu sistema solar surgiram pouco mais de 10 bilhões de anos após a origem do universo. Como sabemos disso? Veja a aula 2 e investigue sobre isso.

### O SISTEMA SOLAR

O sistema solar com 4,6 bilhões de anos, possivelmente resultou da explosão de uma supernova que gerou uma nebulosa solar que sintetizou o sol e seus planetas. Essa teoria baseia-se na hipótese nebular, sugerida, em 1755, pelo filósofo alemão Immanuel Kant (1724-1804), e desenvolvida, em 1796, pelo matemático francês Pierre-Simon de Laplace (1749-1827).

Laplace calculou que, como todos os planetas estão no mesmo plano, giram em torno do Sol na mesma direção, e também em torno de si mesmos na mesma direção (com exceção de Vênus), só poderiam ter se formado de uma mesma grande nuvem de partículas em rotação.

Essa hipótese sugeria que uma grande nuvem giratória de gás interestelar, a nebulosa solar, colapsou para dar origem ao Sol e aos planetas (**supernova**).

Uma vez que a contração iniciou, a força gravitacional da nuvem atuando em si mesma acelerou o colapso. À medida que a nuvem colapsava, a rotação da nuvem aumentava por conservação do *momentum* angular e, com o passar do tempo, a massa de gás rodante assumiria uma forma discoidal, com uma concentração central que deu origem ao Sol. Os planetas teriam se formado a partir do material no disco. Após o colapso da nuvem, ela começou

a se esfriar. Apenas o proto-sol, no centro, manteve sua temperatura. O resfriamento acarretou a condensação rápida do material, originando os planetesimais, agregados de material com tamanhos da ordem de quilômetros de diâmetro.

A composição dependia da distância ao Sol: regiões mais externas tinham temperaturas mais baixas, e mesmo os materiais voláteis tinham condições de se condensar, ao passo que nas regiões mais internas e quentes as substâncias voláteis foram perdidas.

Os planetesimais, a seguir, cresceram por acreção de material para dar origem a objetos maiores, os núcleos planetários. Na parte externa do sistema solar, onde o material condensado da nebulosa continha silicatos e gelos, esses núcleos cresceram até atingir massas da ordem de 10 vezes a massa da Terra, ficando tão grandes a ponto de poderem atrair o gás a seu redor, e então cresceram mais ainda por acreção de grande quantidade de hidrogênio e hélio da nebulosa solar. Deram origem, assim, aos planetas Jovianos. Na parte interna, onde apenas os silicatos estavam presentes, os núcleos planetários não puderam crescer muito, dando origem aos planetas terrestres.

### A origem do sistema solar e da Terra

O sistema solar é composto pelo Sol, que concentra 99% da massa do sistema, e por todos os corpos que orbitam a seu redor. Destes, os de maior massa são os nove planetas conhecidos: Mercúrio, Vênus, Terra, Marte (planetas terrestres), Júpiter, Saturno, Urano, Netuno (planetas gigantes) e Plutão. Além dos planetas ocorrem ainda satélites, cometas, asteróides e meteoritos.

Tendo acontecido muitos antes do surgimento da espécie humana, a origem do sistema solar só pode ser explicada por meio de teorias. Estas são formuladas com base em fundamentos teóricos e modelamentos matemáticos que procuram explicar as características essenciais do sistema solar como o conhecemos hoje. É certo que as teorias mostram um modelo simplificado do processo ocorrido, e ainda que não seja possível dizer qual dessas teorias se aproxima mais da “verdade” – se é que alguma delas reflete o que realmente aconteceu na formação do sistema solar –, as teorias podem ser consideradas como mais ou menos válidas dependendo da sua capacidade em explicar características essenciais desse sistema. As principais características a serem explicadas são:

1. Os planetas têm um plano comum de revolução em torno do Sol que corresponde aproximadamente ao plano equatorial do Sol.

2. As órbitas planetares são aproximadamente circulares, sendo as mais excêntricas aquelas dos planetas menores (Mercúrio e Plutão).
3. A maior parte da massa do sistema solar se concentra no Sol ( $M_{\odot} = 740 \times$  somatório da massa dos demais corpos do sistema).
4. O movimento dos planetas ao redor do Sol acomoda a maior parte do momentum angular (99,5%) do sistema, apesar de o Sol ter a maior parte da massa, característica que teve um profundo efeito sobre as teorias de sua formação.
5. Existe uma diferença significativa entre a massa e a densidade dos planetas terrestres e dos planetas gigantes. Essa diferença reflete a composição média (O, Si, Fe e outros elementos pesados nos planetas terrestres e 99% de H e He para os planetas gigantes, que contêm apenas cerca de 1% de elementos pesados).

As teorias propostas para a origem do sistema solar são basicamente derivadas de duas, propostas inicialmente no século 18. Entretanto, todas as teorias têm dificuldades em explicar todas as complexidades do sistema solar começando de um estado inicial plausível.

## O Sol

A energia solar é gerada no núcleo do Sol. Lá, a temperatura (15.000.000°C) e a pressão (340 bilhões de vezes a pressão atmosférica da Terra no nível do mar) são tão intensas que ocorrem reações nucleares. O Sol converte 600 bilhões de quilos de hidrogênio em 595,8 bilhões de quilos de hélio a cada segundo. Os 4,2 bilhões de quilos restantes são convertidos na radiação que é despejada continuamente do Sol em todas as direções. O Sol vem consumindo hidrogênio em sua fornalha nuclear há cinco bilhões de anos e ainda restam mais cinco ou oito bilhões de anos para o H ser todo consumido. No fim de sua vida, provavelmente, ele começará a fundir o hélio em elementos mais pesados e se expandirá, crescendo tanto que engolirá a Terra. Após um bilhão de anos ele será como uma **gigante vermelha**. Quando as reações nucleares diminuírem e cessarem, não haverá resistência à atração da gravidade, haverá contração e ele rapidamente colapsará para uma **anã branca**. Pode levar um trilhão de anos para ele se esfriar completamente. O espaço entre o Sol e a Terra não é um vácuo quase perfeito, mas está preenchido por um gás ionizado constituído de partículas com diferentes energias (H e elétrons), que são emitidas pelo Sol e, por isso, chamadas de **vento solar**.

## Os planetas

**Tabela 2.1**  
**Principal composição química interna dos planetas**

<b>Terrestres (internos)</b>	<b>Jovianos (gigantes externos)</b>
Mercúrio, Vênus, Terra e Marte	Júpiter, Saturno, Urano, Netuno e Plutão
Rochas (Silicatos) e Metais Pesados	H, He, água, NH <sub>3</sub> , CH <sub>4</sub>

Nosso sistema solar está composto pelo Sol, pelos nove planetas com suas luas e anéis, pelos asteróides e pelos cometas. Os cinco planetas mais brilhantes, que em grego quer dizer “astro errante”, já eram conhecidos desde a Antiguidade.

Depois da invenção do telescópio, outros três planetas do sistema solar foram descobertos: Urano, em 1781, por William Herschel (1738-1822), Netuno, em 1846, por previsão de Urbain Jean Joseph Le Verrier (1811-1877) e John Couch Adams (1819-1892), e Plutão, em 1930, por Clyde William Tombaugh (1906-1997). Seus nomes são associados a deuses romanos: Júpiter, deus dos deuses; Marte, deus da guerra; Mercúrio, mensageiro dos deuses; Vênus, deusa do amor e da beleza; Saturno, pai de Júpiter, deus da agricultura; Urano, deus do céu e das estrelas, Netuno, deus do mar e Plutão, deus do inferno. O corpo dominante do sistema é o Sol. Todos os planetas giram em torno do Sol, aproximadamente, no mesmo plano e no mesmo sentido, e quase todos os planetas giram em torno de seu próprio eixo, no mesmo sentido da translação em torno do Sol.

### REFERÊNCIAS

CORDANI, U.G. (2000). O planeta Terra e suas origens. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 1-24.

### SITES RECOMENDADOS

ANGLO-AUSTRALIAN OBSERVATORY: <<http://www.aao.gov.au>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

NASA: <<http://www.nasa.gov>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Investigue por outras fontes de informação se Plutão ainda é considerado um planeta. Caso a resposta seja negativa, justifique.
- 2- Explique em que momento surgiram os elementos mais pesados (como o Fe) no universo.
- 3- Justifique por que se acredita que a Terra surgiu após a explosão de uma supernova. E o sistema solar, como surgiu?
- 4- Qual a relação entre a Lua e a Terra em termos de idade e composição?



## Características físicas da Terra

### OBJETIVO

Conhecer a Terra sob o ponto de vista de sua forma, estrutura e composição.

### INTRODUÇÃO

Agora que vimos como o planeta Terra surgiu no universo podemos conhecê-lo, afinal é da nossa casa que estamos falando.

### FORMA DA TERRA

A Terra é um geóide achatado, ou seja, os seus diâmetros equatoriais e polares diferem entre si. Esse fato é justificado pela existência de rotação do planeta e da maior força centrípeta que existe no equador. Vejam dados sobre os diâmetros da Terra:

Diâmetro do equador = 12.756,8 km

Diâmetro dos pólos = 12.713,8 km

Raio médio = 6.371 km

### Massa

Pela aplicação da lei geral da gravitação de Newton, a massa média da Terra calculada para a Terra é de  $5,98 \times 10^{24}$  kg.

### Volume

O volume aproximado da Terra é de  $1,08 \times 10^{27}$  cm<sup>3</sup>.

### Densidade

A densidade média das rochas da superfície do planeta é de aproximadamente 2,7 g/cm<sup>3</sup>, enquanto que a densidade média calculada para a Terra é de 5,5g/cm<sup>3</sup>. Isso implica que as rochas do interior do planeta são mais densas para compensar essa diferença de densidade. Assim, ao tecermos considerações sobre a composição

interna da Terra devemos procurar por materiais com densidade superior à média das rochas da superfície do planeta.

O estudo de ondas sísmicas, cuja velocidade de propagação é, entre outras coisas, dependente da densidade do meio atravessado, sugere ainda que a densidade não aumenta gradualmente em direção ao interior do planeta, mas sim que existem alguns saltos marcantes de densidade, em limites relativamente definidos.

## ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO DA TERRA

Estudar o interior da Terra é tarefa complicada. A Terra tem, em média, 6.400 km de raio, portanto, um **estudo direto** não poderá ir além de pequenas profundidades. A perfuração mais profunda atingiu a profundidade de 12.023 m e foi realizada em 1984, na Península de Kola (ex-URSS), o que corresponde a 0,19% do raio da Terra. A perfuração de poços de grande profundidade permite que se realizem importantes investigações no domínio da petrologia, paleontologia, geoquímica e geofísica. As minas que se destinam à exploração de recursos minerais não excedem os 4 km de profundidade.

Estudos aprofundados dos afloramentos rochosos à superfície são de grande importância para o conhecimento da estrutura interna da Terra. Algumas rochas que têm a sua origem em profundidade podem aflorar à superfície quando submetidas a forças que as façam ascender e, posteriormente, sejam postas a descoberto pela erosão. O vulcanismo, no seu sentido limitado, é um fenômeno superficial, pois os materiais emitidos na superfície e a formação do aparelho vulcânico podem ser observados diretamente. Entretanto, as causas do vulcanismo são de origem profunda. A matéria fundida (magma) que alimenta os vulcões forma-se no interior da Terra em consequência de perturbações do equilíbrio normal. Para as zonas que ultrapassam os processos de observação direta, devem ser usados outros métodos, chamados **indiretos**, como, por exemplo, o magnetismo, a sismicidade, o estudo dos meteoritos e a astrogeologia, para que possamos conhecer o que ocorre nessas zonas do nosso planeta.

### **A sismologia**

A sismologia investiga os sismos (tremores de terra) que ocorrem em todo o planeta Terra, em regiões, atualmente, bem conhecidas. Foi um dos principais métodos que levou à concepção de um modelo para a estrutura da Terra junto à gravimetria. Sismos (Figura 3.1) são abalos naturais da crosta terrestre que ocorrem num período de tempo restrito, em determinado local, e que se propagam em todas as direções como ondas conhecidas por ondas sísmicas. As

ondas sísmicas propagam-se no interior e na superfície da crosta terrestre, sempre que a energia elástica (movimento ao longo do **plano de falha**) se liberta bruscamente em algum ponto (**foco** ou **hipocentro**). Na mesma vertical do hipocentro, que se encontra à superfície terrestre, dá-se o nome de **epicentro**, quase sempre rodeado pela região **macrossísmica**, que abrange todos os pontos onde o abalo possa ser sentido pelo homem.

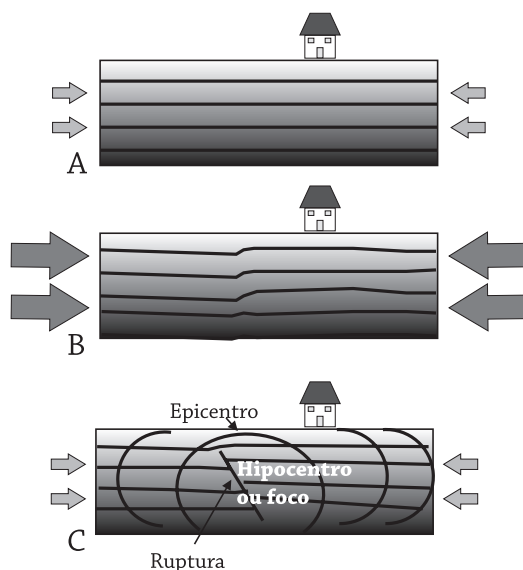


FIGURA 3.1. Geração de um sismo por acúmulo e liberação de esforços em uma ruptura. A crosta terrestre está sujeita a tensões compressivas (A) que se acumulam; quando o limite de resistência das rochas é atingido (B), ocorre uma ruptura abrupta, gerando vibrações (C). O deslocamento (ruptura) se dá em apenas uma parte de uma fratura maior preexistente (falha geológica).

As ondas sísmicas (Figura 3.2) classificam-se em dois tipos principais: as ondas **que são geradas** nos focos sísmicos e se propagam no interior do globo, designadas **ondas elásticas/acústicas ou profundas (A e B)**, e as que são geradas com interação entre as ondas interiores à superfície terrestre, chamadas de **ondas superficiais (C e D)**. As ondas interiores são de dois tipos:

1. **Ondas primárias, longitudinais, de compressão** ou simplesmente **ondas P** – correspondem a um movimento vibratório em que as partículas dos materiais rochosos oscilam para frente e para trás (**A**), na mesma direção de propagação do raio sísmico, comprimindo e distendendo as rochas alternadamente; a direção de vibração das partículas é a mesma da propagação da superfície de onda; são as mais rápidas e, portanto, as primeiras a atingir a superfície terrestre.
2. **Ondas transversais, de cisalhamento** ou simplesmente **ondas S** – provocam vibrações nas partículas numa direção perpendicular ao raio sísmico (**B**), isto é, as partículas que transmitem as ondas vibram perpendicularmente à direção de propagação da onda; propagam-se

com menos velocidade do que as ondas P, atingindo a superfície terrestre em segundo lugar.

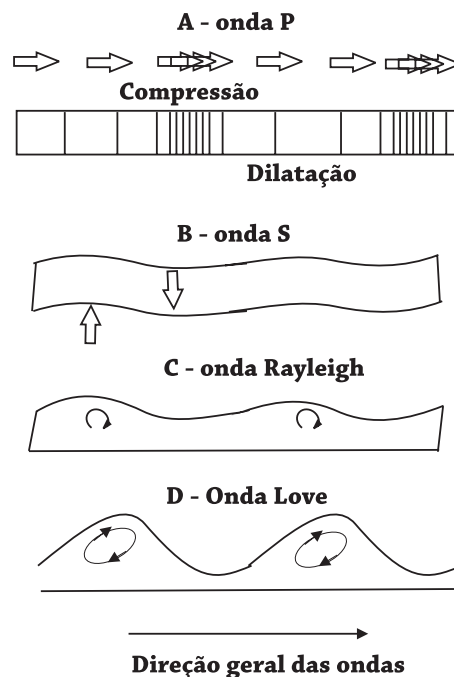


FIGURA 3.2. Os dois modos principais de propagação das vibrações sísmicas.

As ondas P propagam-se nos meios sólidos, líquidos e gasosos, ocorrendo variação de velocidade quando passam de um meio para o outro, enquanto as ondas S apenas se propagam nos meios sólidos. As ondas P e S variam de velocidade de acordo com a rigidez e a densidade das rochas que atravessam.

Com a chegada das ondas interiores à superfície geram-se ondas superficiais que são, em geral, as causadoras das destruições provocadas pelos sismos de grande intensidade. Nas ondas superficiais distinguem-se dois tipos:

1. **Ondas de Love ou ondas L** – ondas de torção, em que o movimento das partículas é horizontal e em ângulo reto (perpendicular) à direção de propagação da onda (**D**);
2. **Ondas de Rayleigh ou ondas R** – ondas circulares, em que o movimento das partículas se produz num plano vertical àquele em que se encontra a direção de propagação da onda (**C**). As ondas superficiais propagam-se com menor velocidade que as ondas P e S.

Os **sismógrafos** são aparelhos de precisão que registram, em **sismogramas**, as ondas sísmicas. A interpretação dos sismogramas permite aos especialistas em sismologia retirar informações muito úteis sobre as características das zonas terrestres atravessadas pelas ondas sísmicas. Logo que um raio sísmico toca uma superfície, separando dois meios de propagação diferentes (**superfícies de**

**descontinuidade**), ele reflete-se e/ou refrata-se de modo que as suas trajetórias permitem, aos sismólogos, conhecer as **características** dos meios atravessados. Depois de complicados cálculos matemáticos, em 1910, o geofísico **André Mohorovicic** chegou à conclusão de que uma descontinuidade separa a crosta terrestre do que se encontra por baixo; este limite, denominado em sua honra **descontinuidade de Mohorovicic, descontinuidade de Moho** ou **descontinuidade M**, situa-se a uma profundidade média de 40 km. À zona situada abaixo dessa descontinuidade chamou-se **manto**. A descoberta de Mohorovicic permitiu selecionar dados com interesse para o conhecimento da estrutura da Terra. Salienta-se que a profundidade da crosta não é constante, variando entre 5 e 10 km de espessura sob os oceanos, e entre 20 e 70 km sob os continentes, sendo os valores mais elevados atingidos nas grandes cadeias montanhosas continentais. A diferença de velocidade de propagação das ondas P nos oceanos (7 km/s) e nos continentes (6 km/s) permite considerar a crosta subdividida em dois tipos: **crosta continental** e **crosta oceânica**. Essa variação da velocidade das ondas P ao longo da crosta deve-se à variação da sua composição – a crosta continental é constituída, essencialmente, por rochas graníticas ( $d=2,7$ ), enquanto que a oceânica é constituída, principalmente, por rochas basálticas mais densas ( $d=2,9$ ).

---

#### REFERÊNCIAS

ASSUMPÇÃO, M.; DIAS NETO, C.M. (2000). Sismicidade e estrutura interna da Terra. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 1-24.

---

#### SITE RECOMENDADO

<<http://domingos.home.sapo.pt>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Explique como a geofísica pode investigar o interior da Terra.
- 2- Faça uma tabela com as principais características físicas da Terra.

## Estrutura da Terra

### OBJETIVO

Conhecer as partes constituintes de nosso planeta.

### INTRODUÇÃO

Como já sabemos de que forma o interior da Terra foi investigado, vamos agora fazer uma viagem ao seu centro. Já leram Júlio Verne?

### ESTRUTURA DA TERRA

Pelos estudos geofísicos, foi possível a separação das principais estruturas da Terra (Figura 4.1).

#### Crosta e litosfera

A crosta terrestre é a zona mais superficial e de menor densidade ( $d=2,7 \text{ g/cm}^3$  a  $2,9 \text{ g/cm}^3$ ). Com base na velocidade de propagação das ondas sísmicas, na crosta terrestre, os sismólogos chegaram aos seguintes resultados: à profundidade de cerca de 17 km há uma variação na velocidade de propagação das ondas P e S, o que pressupõe a alteração das características do material e, por conseguinte, a existência de uma descontinuidade, designada **descontinuidade de Conrad**. Entre a superfície e a descontinuidade de Conrad, a **velocidade de propagação das ondas sísmicas** é:  $V_p=5,6 \text{ km/s}$  e  $V_s=3,3 \text{ km/s}$ ; a partir da descontinuidade de Conrad até à descontinuidade de Moho os valores são:  $V_p=6 \text{ a } 7 \text{ km/s}$  e  $V_s=3,7 \text{ km/s}$ . Desse modo, a descontinuidade de Conrad subdivide a **crosta continental** em: **crosta continental superior** e **crosta continental inferior**. A primeira camada, também designada por **sial**, devido ao predomínio do silício (Si) e do alumínio (Al), sendo constituída em grande parte por rochas do tipo geral do granito – **camada granítica**; a segunda, denominada **simá**, por ser rica em silício (Si) e magnésio (Mg), deverá ser constituída por rochas da família do gabro e do tipo do basalto – **camada basáltica**. A crosta oceânica é formada por uma **camada basáltica**, com velocidades de propagação

das ondas sísmicas do tipo P entre 4 a 5 km/s, com cerca de 1 a 4 km de espessura, e pela **camada oceânica**, com velocidade de propagação das ondas do tipo P entre 6 a 7 km/s, com cerca de 5 a 6 km de espessura. Tanto a crosta continental quanto a oceânica possuem na sua parte superior uma **camada sedimentar** de espessura variável. A **litosfera**, com espessura de aproximadamente 100 km, engloba as rochas da crosta terrestre (continental e oceânica) e uma parte do manto superior, como uma unidade rígida. A litosfera é formada por um mosaico de placas rígidas e móveis – as **placas litosféricas** ou **tectônicas**.

À **astenosfera**, representada na seção esquemática, entre os 400 e 650 km de profundidade, com a cor verde-claro, segue-se a litosfera, que, fazendo parte do manto superior, é uma zona plástica constituída por rochas fundidas. Na astenosfera as ondas propagam-se com uma velocidade menor do que na litosfera, levando alguns autores a designá-la por **zona de baixas velocidades**. A astenosfera constitui uma camada importante na mobilidade da litosfera, não só por ser constituída por materiais plásticos, mas também porque nela se desenvolvem as correntes de **convecção**.

O **manto inferior** está separado da astenosfera pela **descontinuidade de Repetti**, prolonga-se até à base do núcleo (2.700-2.890 km). A **camada D** tem uma espessura calculada entre 200 e 300 km. Faz parte do manto inferior, acontecendo que descontinuidades sísmicas sugerem que a **camada D** pode diferir quimicamente do manto inferior.

O **núcleo** constitui a zona central, essencialmente formado por ferro e níquel e diferente da composição dos silicatos que o envolvem. Com base nas propriedades físicas, é possível distinguir duas zonas: **núcleo interno**, sólido, e **núcleo externo**, líquido.

A análise comparada de séries de sismogramas de diferentes estações sismográficas permitiu, em 1913, ao alemão Beno Gutenberg calcular a profundidade da descontinuidade entre o manto e o núcleo externo – 2.900 km. Por esse fato, a esta fronteira que assinala o início do núcleo, dá-se o nome de **descontinuidade de Gutenberg** (na Figura 4.1 corresponde ao limite da camada D).

Situado sob a descontinuidade de Gutenberg, o **núcleo** é constituído essencialmente por ferro e níquel, podendo conter algum silício e enxofre. Subdivide-se em **núcleo externo** (até 5.200 km; 30,8% da massa da Terra; profundidade de 2.890-5.150 km), supostamente líquido, como se deduz do comportamento das ondas sísmicas, e **núcleo interno** (1,7% da massa da Terra; profundidade de 5.150-6.370 km), considerado como no estado sólido. A **descontinuidade de Lehmann** separa os dois meios.

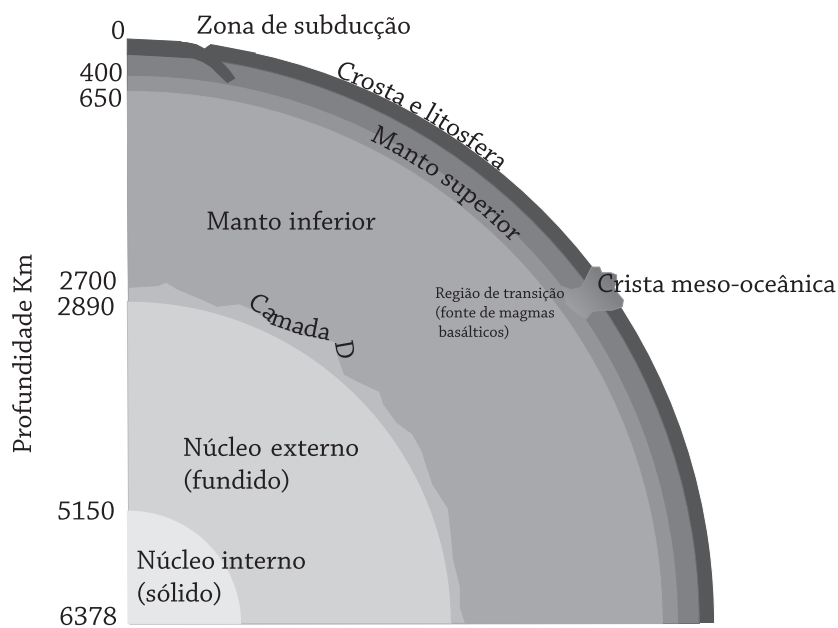


FIGURA 4.1 - Esquema das estruturas da Terra.

## REFERÊNCIAS

ASSUMPÇÃO, M.; DIAS NETO, C.M. (2000). Sismicidade e estrutura interna da Terra. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 1-24.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

## SITE RECOMENDADO

<<http://domingos.home.sapo.pt>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Compare a espessura da crosta da Terra com suas outras estruturas internas. Dá para acreditar nisso?
- 2- Qual a influência do núcleo (interno e externo) e do manto na crosta?

## Campos gravimétrico e magnético terrestres

### OBJETIVO

Entender a importância dos campos físicos terrestres.

### INTRODUÇÃO

Existem campos físicos na Terra que são muito importantes para a nossa sobrevivência, dentre eles destacam-se o campo gravitacional e o campo magnético. Os campos físicos da Terra são como escudos protetores do planeta, saiba por que durante esta aula.

### A LEI DA GRAVITAÇÃO UNIVERSAL DE NEWTON

A força de atração entre dois corpos de massas conhecidas é diretamente proporcional ao produto das suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre eles (Figura 5.1).

$$F = G \frac{M \cdot m}{r^2}$$

Onde  $M$  e  $m$  são as massas dos dois corpos, e  $r$  a distância entre eles, e  $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 \cdot \text{kg}^{-2}$  é a Constante Gravitacional.

Para uma massa ( $M$ ) na superfície (uniformemente esférica) da Terra de massa  $M_T$  e raio  $R$ , a atração gravitacional em uma massa  $m$  é dada por:

$$a_g = \frac{F}{M_T} = \frac{GM}{R^2};$$

onde  $GM$  é o peso da massa, e  $a_g$  é a aceleração da gravidade, com valor médio de  $9,80 \text{ ms}^{-2}$ .

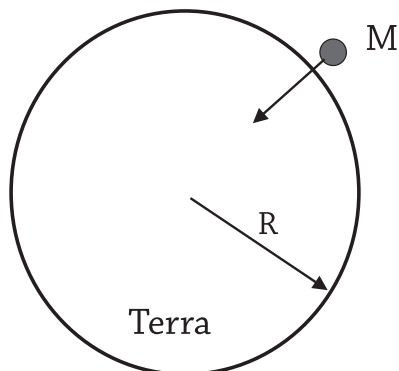


FIGURA 5.1 - Relação da atração gravitacional da Terra a uma massa em sua superfície.

Se a Terra fosse uma esfera uniforme,  $a_g$  seria uma constante. No entanto, a gravidade varia com a variação da densidade da Terra, e a Terra não é uma esfera perfeita (Figura 5.2). A Terra tem a forma de uma esfera achatada por causa da sua rotação. O raio ( $R$ ) é maior no equador por causa da maior força centrífuga, tendendo a acelerar a massa central para fora.

**Raio do equador = Raio do pólo + 21 km = 6.378 km**

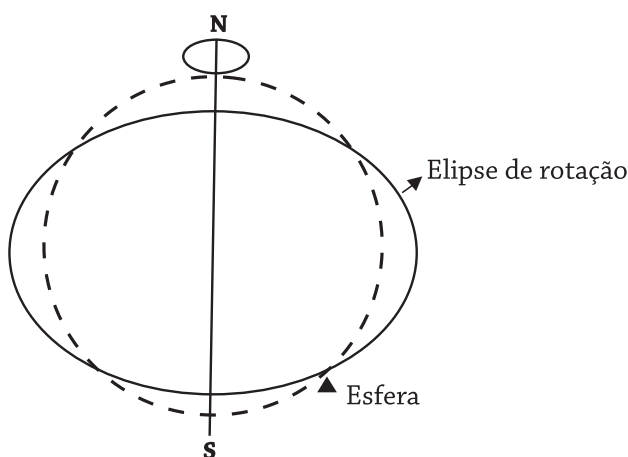


FIGURA 5.2 - Formato da elipse de rotação.

O formato da Terra é descrito matematicamente como uma **elipse de rotação** (Figura 3.2). A topografia da superfície da Terra é também um importante efeito na medição da gravidade.

A superfície do mar, se não afetada pelas marés ou ventos, é chamada **geóide**. Na Terra, a geóide é a superfície que corresponderia ao nível da água em canais imaginários cortados pelos continentes. A geóide (Figura 5.3) representa uma superfície na qual o campo gravitacional tem o mesmo valor, e assim é chamada de uma **superfície equipotencial**. (Se o valor da gravidade variasse, existiria uma força gravitacional que forçaria a água a fluir de um lugar ao outro).

A força da atração gravitacional é um vetor, e em todos os lugares é perpendicular à geóide.

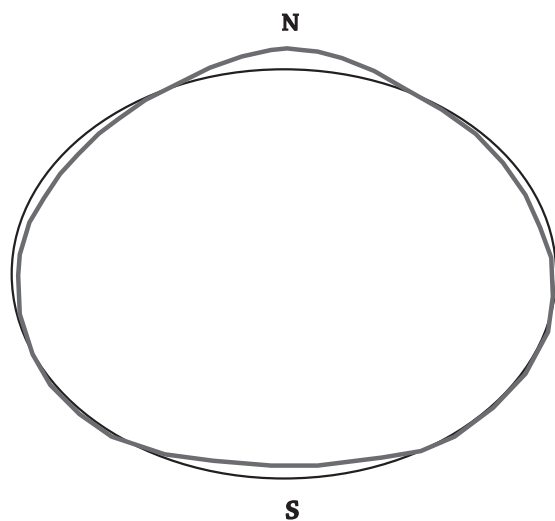


FIGURA 5.3 - Ondulação média da geóide terrestre (cinza) em relação ao elipsóide de referência.

### Varição da gravidade com a latitude

A gravidade é 51.860 u.g. maior nos pólos que no equador. A aceleração decorrente da gravidade varia com a latitude devido a dois efeitos:

1. A forma da Terra
2. A rotação da Terra - (A aceleração centrífuga diminui o valor de  $g$ ). Esse efeito é maior no equador, onde a velocidade rotacional é maior, 1.674 km/h. Nos pólos, esse efeito é zero. Para uma elipse uniforme de rotação, a medida da gravidade é a resultante do vetor atração gravitacional e do vetor aceleração centrífuga.

### A ORIGEM DO CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA

O campo magnético do planeta Terra é um dos diversos fatores fundamentais para a manutenção da vida, pois é essencial para o equilíbrio dos ciclos atmosféricos e geológicos, protegendo direta e indiretamente os seres vivos. Talvez nosso lar não fosse capaz de sustentar a vida sem ele.

O planeta Terra possui um campo magnético ao seu redor, e o formato desse campo é como se dentro dele houvesse uma grande barra magnética (Figura 3.4), em que o norte magnético estaria próximo ao pólo sul geográfico, e o sul magnético, próximo ao norte geográfico.

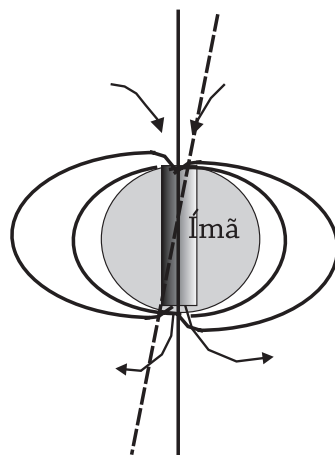


FIGURA 5.4 - O campo magnético terrestre é equivalente ao campo de um dipolo.

O campo magnético terrestre tem origem interna e é bem semelhante ao produzido por uma barra imantada, colocada no centro terrestre. O eixo desse campo tem uma inclinação de 11 graus com o eixo de rotação terrestre. O núcleo é composto por 80% de ferro e 19% de níquel. O núcleo interno é essencialmente rígido, já o externo possui uma consistência semifluida e é um bom condutor de eletricidade, nele ocorrem movimentos convectivos, pois existe uma constante troca de calor entre o núcleo e o manto. As temperaturas no centro do núcleo podem chegar aos 7.500 °K, mais quente que a superfície do Sol. Já o manto é mais rico em silício, oxigênio e magnésio.

Acredita-se que o núcleo da Terra funciona como um dínamo auto-sustentável. Um dínamo é qualquer mecanismo que converte energia mecânica em energia elétrica. O dínamo da Terra é auto-sustentável porque, depois de ter sido disparado por um campo magnético que poderia ter sido muito fraco (exemplo o campo do sistema solar), continuou produzindo seu próprio campo sem suprimento de campo externo. O líquido metálico do núcleo externo terrestre, movendo-se de maneira apropriada, age como um dínamo, necessitando apenas de um suprimento contínuo de energia para manter o material em movimento. Uma das fontes de energia mais provável nesse caso seria a movimentação do fluido, causada pelo seu resfriamento, com a cristalização e fracionamento de fases minerais densas, liberando energia potencial. Pode-se estabelecer, assim, um movimento de convecção provocado por diferenças de temperatura e composição do fluido, que devem ser mantidas para que o movimento não cesse. O movimento de rotação da Terra exerce uma força no fluido do núcleo externo, chamada **força de Coriolis**, que atua em qualquer massa que descreva um movimento de rotação. É a mesma força responsável pelos movimentos ciclônicos do ar nas correntes marinhas. A massa é acelerada em uma direção perpendicular ao seu movimento, fazendo com que,

no caso do fluido condutor do núcleo, estabeleçam-se espirais de material condutor que vão gerar campo magnético com resultante aproximadamente paralela ao eixo de rotação da Terra.

Apesar das proporções astronômicas, o campo magnético gerado pelo planeta tem, em média, uma intensidade de 0,5 *oersted* na superfície, 20 vezes mais fraco que um ímã de geladeira. Os pólos magnéticos migram a uma velocidade de cerca de 0,2 graus por ano ao redor do pólo geográfico, em geral sem se afastar mais do que 30 graus deste último, porém descrevendo trajetória irregular. Torna-se importante corrigir o valor da declinação magnética conhecida para um determinado ponto da superfície terrestre a cada cinco anos.

### O campo magnético e o vento solar

Apesar de fraco, o campo geomagnético ocupa um volume muito grande, com suas linhas de forças estendendo-se a distâncias de 10 a 13 raios terrestres. A região ocupada pelo campo magnético se chama **magnetosfera**, uma região com forma assimétrica em relação à Terra, assemelhando-se a uma gota com cauda extremamente comprida. Essa forma particular é consequência do chamado vento solar. O espaço entre o Sol e a Terra não é um vácuo quase perfeito, mas está preenchido por um gás ionizado constituído de partículas com diferentes energias (H e elétrons), que são emitidas pelo Sol e por isso, chamadas de **vento solar**. O vento solar flui a uma velocidade de cerca de 300 a 500 km/s; próximo da Terra, ele exerce uma pressão sobre o campo magnético comprimindo-o. No lado da Terra que não está sendo iluminado pelo sol, isto é, no lado noite, as linhas de força do campo não sofrem essa pressão e estendem-se a distâncias que correspondem a mais de 2.000 vezes o raio da Terra, chegando a atingir a Lua. O campo magnético da Terra desempenha um papel importante como blindagem, impedindo que as partículas solares mais energéticas atinjam a superfície terrestre, causando danos à biosfera. Parte da radiação emitida pelo vento solar é bloqueada pelo campo e não atinge a atmosfera, entretanto, nas regiões polares, onde as linhas de força do campo geomagnético colocam-se perpendicularmente à superfície da Terra, as partículas penetram facilmente até alcançar a atmosfera superior ou ionosfera, porque são conduzidas pelas próprias linhas do campo. Como consequências dessa interação entre a magnetosfera e os ventos solares, ocorrem fenômenos como as tempestades magnéticas e as auroras boreais.

## REFERÊNCIAS

---

ERNESTO, M.; MARQUES, L.S. (2000). Investigando o interior da Terra. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 63-82.

CORREIA, F. T. C. (2007). *O campo magnético da Terra*. Monografia PET. Universidade Federal da Paraíba, Curso de Física. 30 p.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

## SITE RECOMENDADO

---

<<http://www.cartografia.eng.br/cartografia/artigos>>. (Artigo: Conceitos básicos de gravimetria). Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Por que a gravidade terrestre varia de latitude para latitude?
- 2- Investigue cuidadosamente qual a influência do campo magnético na formação das auroras boreais.
- 3- Por que o campo magnético funciona como um escudo protetor da Terra?
- 4- Conseguiríamos sobreviver na Terra sem ele?



## Tectônica de placas

### OBJETIVO

Compreender a dinâmica da crosta terrestre.

### INTRODUÇÃO

A Teoria da Tectônica de Placas é uma das principais na ciência geológica. A partir dela podemos entender diversos fenômenos que ocorrem em nosso planeta. Por ser uma teoria relativamente jovem a tectônica de placas pode ser considerada revolucionária e hoje não se compreende Geologia sem ela.

### TECTÔNICA DE PLACAS

Durante o século 20, a ciência passou por um grande impulso principalmente como consequência do acentuado desenvolvimento de tecnologia que o caracterizou: a ida do homem à Lua tornou possível observar a forma do planeta Terra; satélites possibilitam obter imagens a partir do espaço que mostram com perfeição a configuração dos continentes em perfeita definição; métodos radiométricos tornam possível datar a idade absoluta das rochas; métodos batimétricos e sondagem em alta profundidade permitem conhecer o fundo oceânico em sua forma, composição e variação de idade; dados sísmicos coletados em todos os pontos da superfície do planeta possibilitaram reconhecer as principais divisões internas do planeta. Esse acesso a uma infinidade de dados sobre os materiais que constituem a Terra foi um marco fundamental para o desenvolvimento da Geologia contemporânea, levando ao desenvolvimento da grande teoria dinâmica da Terra: a Teoria da Tectônica de Placas.

A teoria segundo a qual os continentes não estiveram sempre nas suas posições atuais foi conjecturada muito antes do século 20. Esse modelo foi sugerido, pela primeira vez, em 1596, pelo fabricante holandês **Abraham Ortelius**, ao entender que as Américas “foram rasgadas e afastadas da Europa e África por terremotos e inundações” e

acrescentou: “Os **vestígios da ruptura** revelam-se se alguém trazer para a sua frente um **mapa do mundo** e observar com cuidado as **costas dos três continentes.**” A idéia de Ortellius foi retomada no século 19. Entretanto, só em **1912** a teoria do movimento dos continentes foi seriamente considerada como científica, designada “**Deriva dos Continentes**”, escrita em dois artigos publicados por um meteorologista alemão chamado **Alfred Lothar Wegener**. Ele argumentou que, há cerca de 200 milhões de anos, havia um supercontinente – **Pangea** – que começou a se fraturar. **Alexander Du Toit**, professor de Geologia na Universidade de Joanesburgo e um dos maiores defensores das idéias de Wegener, propôs que o Pangea, primeiro, se dividiu em dois grandes continentes, a **Laurásia no hemisfério Norte e a Gondwana no hemisfério Sul**. Laurásia e Gondwana continuaram então a se fraturar ao longo dos tempos dando origem aos vários continentes que existem hoje. A teoria de Wegener foi apoiada em parte por aquilo que lhe pareceu ser o **ajuste notável dos continentes americanos e africanos do sul** (Figura 6.1), argumento utilizado por Abraham Ortellius três séculos antes. Wegener também estava intrigado com as ocorrências de **estruturas geológicas** pouco comuns e dos **fósseis de plantas e animais** encontrados na **América do Sul e África**, que estão separados atualmente pelo **Oceano Atlântico**. Deduziu que era fisicamente impossível para a maioria daqueles organismos ter nadado ou ter sido transportado por meio de um oceano tão vasto. Para ele, a presença de **espécies fósseis idênticas** ao longo das costas litorâneas da África e América do Sul era a evidência que faltava para demonstrar que, no passado, os dois continentes **estiveram ligados**. Segundo **Wegener**, a **deriva dos continentes** após a fraturação da **Pangea** explicava não só as ocorrências fósseis mas também as evidências de **mudanças dramáticas do clima** em alguns continentes. Por exemplo, a descoberta de fósseis de **plantas tropicais** (na formação de depósitos de carvão) na **Antártida** conduziu à conclusão de que esse continente, atualmente coberto de gelo, já esteve situado perto do equador, com um clima temperado, onde essa vegetação poderia desenvolver-se. Do mesmo modo que os fósseis característicos de fetos (**Glossopteris**) descobertos em regiões agora polares, e a **ocorrência de depósitos glaciários em regiões áridas da África**, tal como o Vaal River Valley na África do sul, foram importantes argumentos invocados em favor da Teoria da Deriva dos Continentes.

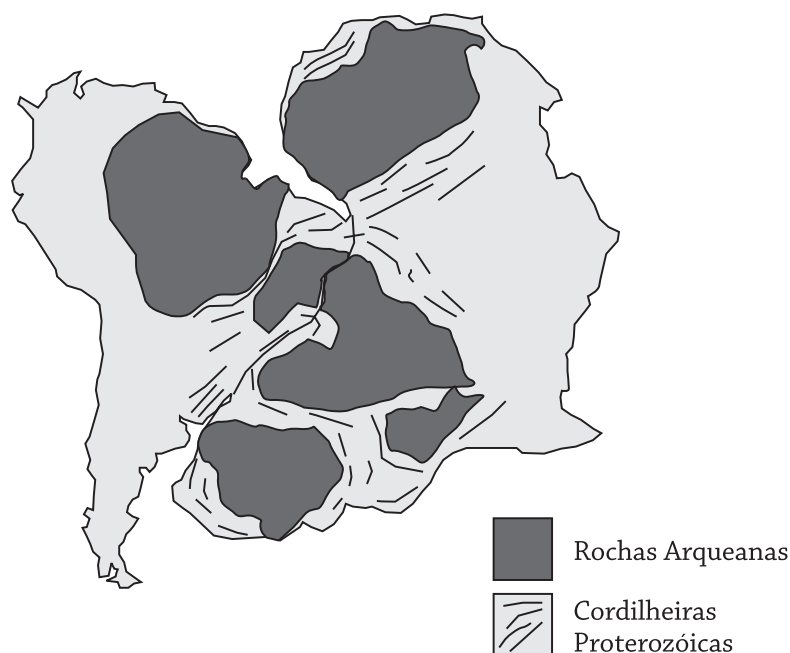


FIGURA 6.1 - Mostra o **ajuste atual da linha de costa** do continente da **América do Sul** com o continente de **África**. Com a cor escura representam-se **estruturas geológicas e rochas** perfeitamente idênticas.

Apesar das evidências, a proposta de Wegener não foi tão bem recebida pela comunidade científica, embora estivesse, em grande parte, de acordo com a informação científica disponível naquele tempo. Uma fraqueza fatal na teoria de Wegener era o fato de não poder responder satisfatoriamente à pergunta mais importante levantada pelos seus críticos: Que tipo de força podia ser tão forte para mover enormes massas de rocha contínua ao longo de grandes distâncias?

Wegener sugeriu que os continentes se separavam pelo **fundo do oceano**, mas **Harold Jeffreys**, um geofísico inglês notável, contra-argumentou de forma científica que era fisicamente impossível para uma massa de rocha contínua tão grande separar-se pelo fundo oceânico sem se fragmentar na totalidade. Entretanto, após a morte de Wegener, em **1930**, novas evidências a partir da exploração dos fundos oceânicos, bem como outros estudos geológicos e geofísicos, reacenderam o interesse pela teoria de Wegener, conduzindo finalmente ao seu desenvolvimento.

A chave para explicar a dinâmica da Terra não estava nas rochas continentais, mas no fundo dos oceanos. Na década de 1940, durante a Segunda Guerra Mundial, devido às necessidades militares de localização de submarinos no fundo dos mares, foram desenvolvidos equipamentos, como os sonares, que permitiram traçar mapas detalhados do relevo do fundo oceânico. Surgiram cadeias de montanhas, fendas e fossas ou trincheiras muito profundas, mostrando um ambiente geologicamente muito mais ativo do que se esperava.

No início dos anos de 1950, os cientistas, utilizando instrumentos de medida do magnetismo (magnetômetros), começaram a reconhecer variações magnéticas ímpares por meio do fundo dos oceanos. Essa descoberta, embora inesperada, não foi inteiramente surpreendente porque se sabia que o basalto, uma rocha vulcânica rica em ferro e que faz parte dos fundos dos oceanos, contém um mineral fortemente magnético (magnetita) que pode localmente obrigar a distorção das leituras da bússola. Sabendo que a presença da magnetita dá ao basalto propriedades magnéticas mensuráveis, essas variações magnéticas, recentemente descobertas, forneceram novos meios para o estudo dos fundos dos oceanos profundos. Como, durante as décadas de 1950 e 1960, foram sendo traçados mais mapas das anomalias magnéticas dos fundos oceânicos, logo, mais informação, ficou provado que as variações magnéticas não eram aleatórias, mas obedeciam a padrões determinados. Quando esses padrões magnéticos foram traçados sobre grandes regiões, o fundo do oceano apresentou um padrão do tipo “zebra”, ver Figura 6.2. As bandas alternadas de diferente polaridade magnética estavam dispostas, do lado de fora, em faixas de um e do outro lado da crista médio-oceânica (meso-oceânica): uma faixa com polaridade normal e a faixa adjacente com polaridade invertida. O teste padrão total, definido por essas faixas alternadas de rocha magnetizada com polarização normal e inversa, tornou-se conhecido como o “listrado” magnético.

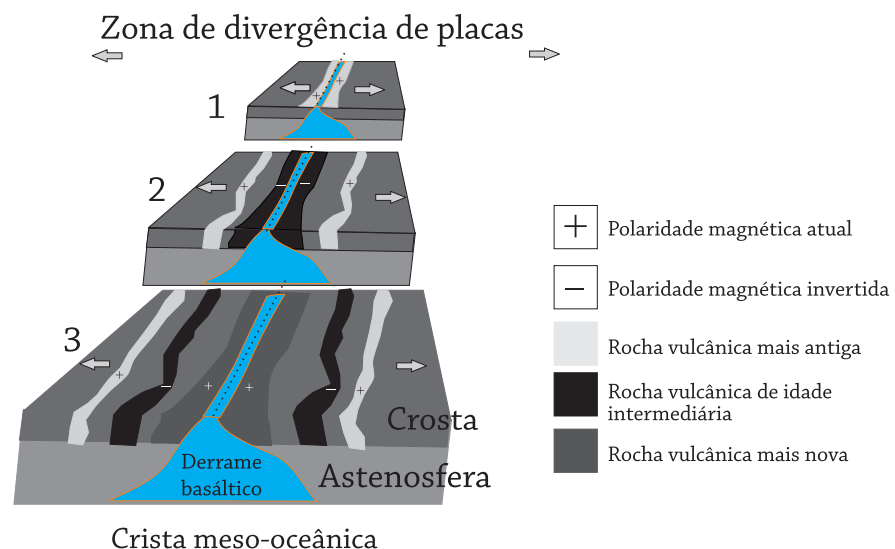


FIGURA 6.2 - Ilustração das bandas invertidas de polaridades magnéticas no fundo do assoalho oceânico. Um modelo teórico da formação **da banda de anomalias magnéticas (+ e -)**. A **nova crosta oceânica** que resulta da consolidação do magma que sai, de forma praticamente contínua, da **crista médio-oceânica**, esfria e torna-se cada vez mais velha enquanto **se move** (sentido dado pelas setas), afastando-se da crista médio-oceânica e originando a **expansão do fundo oceânico**: 1- início e formação da primeira banda mais antiga. 2- formação da banda seguinte de idade intermediária e afastamento da primeira banda e 3- afastamento das duas primeiras bandas e formação da banda atual, mais nova.

Em 1961, os cientistas começaram a teorizar sobre a estrutura das zonas das dorsais da crista médio-oceânica, onde o fundo oceânico era rasgado em dois, longitudinalmente, ao longo da crista. O magma novo, proveniente de grandes profundidades da terra, subia facilmente ao longo dessas zonas de fraqueza e era expelido ao longo da crista, criando uma crosta oceânica nova. Esse processo, operando durante muitos milhões de anos construiu o sistema de 50.000 km ao longo das cristas ou dorsais médio-oceânicos. Esta hipótese era suportada por diversas linhas da evidência:

- junto à crista as rochas são muito novas, e tornam-se progressivamente mais velhas quando afastadas da crista, isso tanto ao longo de faixas de um lado quanto do outro, simetricamente (Figura 6.2);
- a rocha, mais nova, junto à crista, tem sempre uma polaridade magnética (normal) atual;
- as “listras” das rochas paralelas e simétricas à crista alternam-se na polaridade magnética (normal-invertida-normal etc.), sugerindo que o campo magnético da Terra se inverteu muitas vezes.

Essa interpretação trouxe subsídios a favor do conceito da expansão do assoalho oceânico postulado por Harry Hess da Universidade de Princeton (EUA) no início da década de 1960, quando a atenção dos pesquisadores estava voltada para o estudo de bacias oceânicas. Com base nos dados geológicos e geofísicos disponíveis, esse autor supunha que as estruturas do fundo oceânico estariam relacionadas a processos de convecção no interior do planeta. Tais processos seriam originados pelo alto fluxo calorífero emanado na dorsal meso-oceânica, que provocaria a ascensão de material do manto, devido ao aumento de temperatura que o tornaria menos denso, conforme ilustrado na Figura 6.3, que mostra uma célula de convecção. De acordo com o modelo de Hess, esse material ao atingir a superfície se movimenta lateralmente e o fundo oceânico se afasta da dorsal. A fenda existente na crista da dorsal não continua a crescer porque o espaço deixado pelo material que saiu para formar a nova crosta oceânica é preenchido por novas lavas, que, ao se solidificarem, formam um novo fundo oceânico. A continuidade desse processo produziria, portanto, a expansão do assoalho oceânico. A deriva continental e a expansão do fundo dos oceanos seriam, então, uma consequência das correntes de convecção. Assim, em função da expansão dos fundos oceânicos, os continentes viajariam como passageiros, fixos em uma placa, como se estivessem em uma esteira rolante. Com a continuidade do processo de geração de crosta oceânica, em algum local deveria haver um consumo ou destruição dessa crosta, caso contrário a Terra expandiria. A destruição da crosta oceânica mais antiga ocorreria nas chamadas **zonas de subducção** ou **fossas**, que seriam locais onde a crosta oceânica mais densa mergulharia para o interior da Terra até

atingir condições de pressão e temperatura suficientes para sofrer fusão e ser incorporada novamente ao manto.

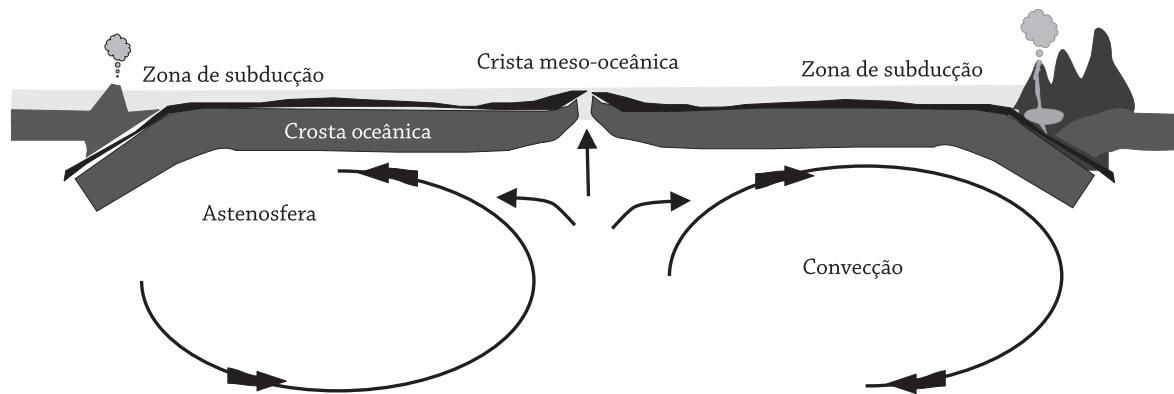


FIGURA 6.3 - Esquema mostrando um mecanismo de transporte das placas, análogo ao modelo animado de correntes de convecção térmica. Por exemplo, o calor radioativo acumulado no interior da Terra e não completamente dissipado pelo vulcanismo será suficiente para aquecer as camadas do manto e gerar correntes de convecção térmica ascendentes, semelhantes às que se formam com a água a ferver, que transportam as placas por arrastamento (**efeito de correia**).

A existência de uma “casca” rígida, a litosfera, diretamente assentada sobre uma camada de comportamento parcialmente fundida, capaz de fluir, a astenosfera, é a característica fundamental que define os processos da dinâmica interna da Terra. A litosfera está segmentada em diversas placas, que podem conter crosta oceânica e continental. Os processos da dinâmica interna afetam toda a litosfera, provocando movimentos horizontais das placas (**tectônica de placas**) e movimentos verticais (**isostáticos**) no interior delas.

Há quatro tipos de limites de placa:

- Limites divergentes - onde a nova crosta é gerada, enquanto as placas são “empurradas”, afastando-se.
- Limites convergentes - onde a crosta é destruída, enquanto uma placa “mergulha” sob outra.
- Limites transformantes - onde a crosta não está a ser produzida nem a ser destruída, enquanto as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra.
- Zonas dos limites entre placas - as largas bandas em que os limites entre placas não estão bem definidos e os efeitos da interação das placas não são claros.

Em princípio os interiores das placas são geologicamente calmos. Existem, contudo, algumas exceções. Por exemplo, uma observação a um mapa do Oceano Pacífico revela muitas ilhas na placa pacífica afastadas dos seus limites. Todas elas são ou foram vulcões, isto é, tiveram origem no vulcanismo do fundo do mar. As ilhas do Havaí são um exemplo típico, formando um arquipélago alinhado.

A datação de lavas da cadeia havaiana (e outras) mostrou que as suas idades aumentam à medida que nos afastamos do vulcão atualmente ativo. Os limites divergentes ocorrem ao longo das placas que estão em movimento de separação (afastamento; divergente), e a nova crosta é criada pelo magma que se eleva do manto. A imagem é a de duas “correias” gigantes transportadoras, semelhantes a tapetes rolantes, enfrentando-se, mas movendo-se, lentamente em sentidos opostos, transportando a crosta oceânica recentemente formada a partir da crista oceânica. Talvez, os limites divergentes mais conhecidos sejam os da crista oceânica médio-atlântica (meso-atlântica). Essa gigantesca montanha submersa estende-se desde o Oceano Ártico até o extremo sul da África. A velocidade de expansão (afastamento) das placas ao longo da crista oceânica médio-atlântica é de aproximadamente 2,5 cm/ano, ou de 25 km num milhão de anos. Essa velocidade de expansão pode parecer lenta para os padrões humanos, mas, como esse processo teve a sua origem há cerca de 200 milhões de anos, resultou num afastamento das placas da ordem de milhares de quilômetros. A expansão do fundo oceânico ao longo dos 200 milhões de anos passados fez com que o Oceano Atlântico crescesse a partir de uma minúscula entrada de água, entre os continentes da Europa, África e das Américas, dando origem ao vasto oceano que hoje existe. A Islândia é um país vulcânico que está sobre a dorsal médio-atlântica, oferecendo aos cientistas um laboratório natural para estudarem, em terra, os processos que ocorrem ao longo das partes submersas de uma crista médio-oceânica. A Islândia está se abrindo ao longo do centro, expandindo-se entre as placas norte-americana e euroasiática, dado que a América do Norte está em movimento para o Oeste, relativamente à Euro-Ásia.

Já anteriormente foi referido que o tamanho da Terra não mudou significativamente durante os últimos 600 milhões de anos, e muito provavelmente logo após sua formação, há 4,6 bilhões de anos. O tamanho da Terra, praticamente constante desde a sua formação, implica que a crosta tem de ser destruída segundo uma velocidade mais ou menos idêntica à que está a ser criada. Tal destruição (reciclagem) da crosta ocorre ao longo dos limites convergentes das placas que se movem uma contra a outra. Uma placa afunda-se (subdução) sob a outra. A região em que uma placa mergulha por baixo de outra é chamada zona de subdução. O tipo de convergência – chamada por alguns uma **colisão muito lenta** – que ocorre entre placas depende do tipo de litosfera envolvido. A convergência pode ocorrer entre uma placa oceânica e uma continental, entre duas placas oceânicas, ou entre duas placas continentais.

A zona entre duas placas que deslizam horizontalmente, uma em relação à outra, é chamada de um **limite de falha transformante**, ou simplesmente **um limite transformante**. A maioria das falhas transformantes são encontradas no fundo oceânico.

Deslocam, geralmente, as dorsais ativas (em expansão), originando margens da placa em “zig-zag”. Aqui, têm origem, geralmente, os tremores de terra de baixa profundidade, também designados sistemas rasos. Algumas falhas transformantes ocorrem nos continentes, por exemplo, a zona de falha de Santo André (San Andreas), na Califórnia, e a falha Alpina, na Nova Zelândia.

Nem todos os limites das placas são tão simples quanto os tipos principais discutidos. Em algumas regiões da Terra, os limites não estão bem definidos porque a deformação da placa em movimento que ali ocorre estende-se sobre uma larga região (chamada **uma zona do limite entre placas**). Uma dessas zonas marca a região mediterrânica-alpina entre as placas euro-asiática e africana, na qual diversos fragmentos menores das placas (microplacas) foram reconhecidos. Uma vez que as zonas dos limites entre placas envolvem pelo menos duas grandes placas e uma ou mais microplacas, tendem a ter estruturas complicadas.

## REFERÊNCIAS

---

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

TASSINARI, C.G. (2000). Tectônica global. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 1-24.

## SITES RECOMENDADOS

---

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher)

<[domingos.home.sapo.pt/tect\\_placas\\_1.html](http://domingos.home.sapo.pt/tect_placas_1.html)>. (Site de Luis Carlos Domingos)

## AUTO-AVALIAÇÃO

1- Vamos conhecer as placas da Terra? Acesse o *Google Earth* e:

- a) Identifique as placas separadas pelas cadeias meso-oceânicas. Elas são divergentes ou convergentes?
- b) Navegue na área da Cordilheira Andina e do Oceano Pacífico. Identifique a placa oceânica em encontro com a placa sul-americana. É possível enxergar a zona de subducção?
- c) Por que existem as Cadeias Andina e Alpina. Elas estão próximas de qual tipo de placa?



## Terremotos e deriva continental

### OBJETIVO

Compreender a causa dos terremotos;  
Entender que os continentes migram constantemente.

### INTRODUÇÃO

Esta aula é a continuação do tema da aula anterior e iremos tratar da localização dos terremotos e da deriva continental.

### TERREMOTOS

As regiões sísmicas bem como a maior parte das regiões com atividade vulcânica encontram-se, sobretudo, nas fronteiras das placas litosféricas. Existe uma sismicidade (termo que traduz a frequência dos sismos numa dada região) difusa fora daqueles limites denominada sismicidade intraplacas. Esses sismos são denominados sismos tectônicos. De um modo geral, os alinhamentos dos sismos indicam os limites das placas tectônicas. Tsunami é uma palavra japonesa representada por dois caracteres. O do topo lê-se *tsu* que significa “porto” e o da base *nami* que significa “onda”. Os tsunamis são enormes ondas oceânicas que, quando se abatem sobre as regiões costeiras, têm efeitos catastróficos. Essas ondas chegam a atingir alturas superiores a 15 m e, contrariamente às ondas causadas pelo vento, envolvem toda a massa de água, isto é, desde o fundo marinho à crista da onda. Constituem, pois, verdadeiras “montanhas de água” deslocando-se a velocidades que chegam a atingir 700 km por hora. Frequentemente avançam e recuam repetidamente sobre as regiões mais baixas com um enorme poder destruidor. Os tsunamis podem ser provocados por deslizamentos de terras nos fundos oceânicos, erupções vulcânicas, explosões, queda de meteoritos e sismos. Normalmente são provocados por abalos sísmicos com epicentro no oceano, os quais causam variações bruscas dos fundos oceânicos.

## DERIVA CONTINENTAL

---

Ao longo do Tempo Geológico, os continentes foram se formando, juntando e novamente se fragmentando (ciclo de Wilson). As primeiras áreas continentais originaram o continente UR, durante o Período Arqueano. No Período Proterozóico Inferior, formaram-se algumas áreas continentais, denominadas de **Ártica**, **Báltica** e **Atlântica**. No Período Proterozóico Médio, a Ártica e a Báltica uniram-se, formando o continente Nena que, por sua vez, no Proterozóico Superior, se uniu à Atlântica e ao UR formando o supercontinente Rodínia.

Ainda nesse período, o Rodínia se fragmentou em três continentes: E - Gondwana, W - Gondwana (Atlântica e outras placas da África) e Laurásia (Kazakistão, N - China, S - China e outras placas que formavam a Ásia).

No início do Paleozóico, Período Cambriano, uniram-se E - Gondwana e W - Gondwana, formando o continente Gondwana.

No Período Carbonífero, os continentes Gondwana e Laurásia uniram-se e formaram o segundo supercontinente, o Pangea, rodeado pelo mar Pantalassa.

No final do Período Permiano, esse supercontinente iniciou nova fragmentação que se concretizou no Período Triássico, resultando novamente em dois continentes: o Gondwana e a Laurásia e, entre eles, o mar de Thethys. Ainda nesse período, o Gondwana dividiu-se em quatro continentes: África-América do Sul, Austrália-Antártida, Índia e Madagascar.

Durante o Período Jurássico, o continente Laurásia dividiu-se e originou dois outros continentes: América do Norte e Eurásia (Europa e Ásia), e entre estes se instalou o Atlântico Norte. No final desse período, a América do Sul e a África começaram a se fragmentar e se separaram definitivamente no Período Cretáceo.

No Período Terciário, a Antártida separou-se da Austrália, a Índia chocou-se com a Ásia, formando a Cordilheira do Himalaia, e a América do Sul ligou-se à América do Norte pelo Istmo do Panamá. A **Tectônica de Placas** provou ser tão importante para as ciências da Terra como a descoberta da estrutura do átomo foi para a Física e a Química, assim como a Teoria da Evolução foi para as ciências da vida. Embora, atualmente, a Teoria da Tectônica de Placas seja aceita pela comunidade científica, existem várias vertentes da teoria que continuam a ser debatidas.

---

## REFERÊNCIAS

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

TASSINARI, C.G. (2000). Tectônica global. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 1-24.

---

## SITES RECOMENDADOS

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. Apostila de Carla Porcher. Acesso em: 15 jan. 2008.

<[www.domingos.home.sapo.pt/tect\\_placas\\_1.html](http://www.domingos.home.sapo.pt/tect_placas_1.html)>. (Site de Luis Carlos Domingos)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Pesquise os locais em que ocorrem os terremotos mais intensos do planeta. Nesses locais também tem vulcanismo, ativo ou não? Justifique sua resposta
- 2- Acesse o *Google Earth* e identifique a falha de Santo André, na Califórnia.

## O tempo geológico

### OBJETIVO

Entender o passado da Terra para compreender o presente e o futuro.

### INTRODUÇÃO

O Tempo Geológico vai do tempo decorrido desde o final da fase formativa da Terra até os nossos dias. Compreende-se a importância do parâmetro tempo nas Geociências, pois sem ele seria impossível situar as rochas em níveis de referência, permitindo, dessa forma, a reconstituição da história geológica de uma determinada área.

### LIMITES DO TEMPO

Antes da descoberta dos métodos de datação absoluta (radiometria), o tempo geológico foi dividido em intervalos diversos, os quais em ordem decrescente de importância hierárquica recebem a qualificação de éon, era, períodos, épocas e idades (Tabela 8.1). Tais subdivisões ainda se mantêm, só que agora se conhece sua amplitude cronológica absoluta, constituindo as unidades geocronológicas.

Dá-se o nome de escala do tempo geológico, ao arranjo das unidades geocronológicas por ordem de idade.

Os intervalos geológicos possuem um significado em termos de evolução da Terra. A escala do tempo geológico, cujo esqueleto rudimentar foi estabelecido ainda no século 19, está dividida em graus hierárquicos cada vez menores, da seguinte forma:

- Éons (Hadeano, Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico);
- Eras (apenas no Éon Fanerozóico: Paleozóica, Mesozóica e Cenozóica);
- Períodos (para cada uma das eras do Fanerozóico);
- Épocas (subdivisões existentes apenas para os períodos do Cenozóico).

As rochas constituintes da crosta terrestre sempre foram objeto de estudos, visando o estabelecimento de suas ordens originais de sequências.

## Datação

Para o estabelecimento das unidades geocronológicas, usa-se o princípio da superposição e outras datações que permitem determinar a idade de uma rocha, que constitui o objeto da Geocronologia. Nesse aspecto, distinguem-se duas modalidades de datações: relativa e absoluta.

A primeira estabelece idades apenas em termos posicionais (posição relativa); a segunda, em termos quantitativos (centenas, milhões ou bilhões de anos).

### Datação Relativa

Princípio da superposição – Postula esse princípio que, em qualquer sequência de camadas, as camadas de cima são mais jovens que as de baixo.

As camadas, via de regra, se dispõem horizontalmente, podendo sofrer deformações tectônicas pós-deposicionais (ex.: dobras), que invalidam o princípio da superposição, quando provocam posições inversas das camadas ou fora de ordem cronológica.

Tem-se, também, a datação com base na posição relativa, com referência à coluna estratigráfica. Por exemplo: a unidade B situa-se acima da C e abaixo da A; logo B será mais jovem que C e mais antiga que A. Se as idades de A e C forem conhecidas, a de B será intermediária (Figura 8.1).

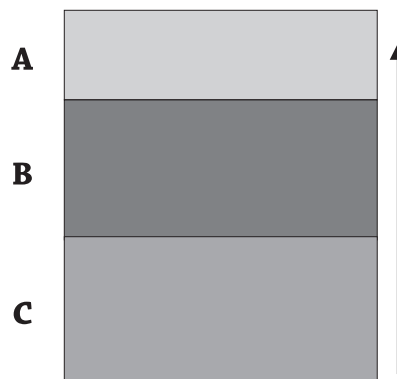


FIGURA 8.1 - Modelo mostrando o Princípio da Superposição das Camadas.

### Relações de interseção

Segundo esse princípio, uma rocha ígnea intrusiva, uma falha ou uma discordância que secciona uma rocha qualquer é sempre mais jovem que ela.

### Métodos Biocronológicos

Trata-se da datação relativa com base em elementos paleontológicos, ou seja, nos fósseis. Estes são encontrados nas rochas sedimentares e em alguns tipos de rochas metamórficas (as derivadas das sedimentares), que sofreram metamorfismo pouco intenso (Figura 8.1).



FIGURA 8.1 - Fóssil de Trilobita (primeiros animais marinhos de carapaça externa) com idade de 540 ma. Folhelho de Burgess, Canadá.

### Datação Absoluta

Este método baseia-se na radioatividade, ou seja, na propriedade que possuem os minerais radioativos de se desintegrarem periodicamente por meio da emissão de partículas e/ou radiações.

Na natureza, existem elementos que se transformam em outros em frações de segundo; outros, entretanto, levam milhares de anos para se transformar. São estes que interessam à Geocronologia.

### Idade Radiométrica

O nuclídeo radioativo original (nuclídeo-pai) quando se desintegra transforma-se em um nuclídeo-filho, referido como radiogênico.

Para calcular a idade de formação de uma rocha (idade radiométrica), é necessário conhecer a quantidade de átomos persistentes do nuclídeo radioativo (P), a quantidade de átomos do nuclídeo radiogênico (F) e a constante de desintegração. Esta última é específica para cada processo radioativo, é inversamente proporcional à meia-vida do nuclídeo-pai.

### Meia-vida

É o tempo de desintegração da metade do átomo “pai” radioativo em um sistema A, no qual metade será igual à massa original, e a outra metade transforma-se em outra (Figura 5.2). Cada nuclídeo possui uma meia-vida única.

O tempo de vida de um átomo “pai” radioativo em um dado sistema não pode ser especificado, em teoria é infinito.

A meia-vida do urânio é de  $4,6 \times 10^9$  anos.

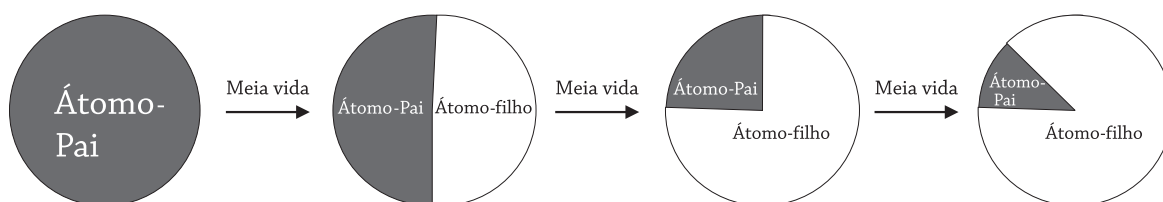


FIGURA 8.2 - Desintegração do átomo-pai e geração dos átomos-filhos.

A medição das quantidades de átomos em F e P, em minerais ou rochas, exige o recurso de equipamento de grande precisão, como os espectrômetros de massa, tendo-se em conta sua ocorrência em reduzidíssimas quantidades. Pressupõe-se, também, que o mineral ou rocha analisado corresponde a sistemas fechados, isto é, que não tenham sofrido alterações químicas tanto do elemento radioativo como do radiogênico.

Em Geocronologia, os radionuclídios mais comumente usados são os seguintes:

- a) K - Ar = Potássio – Argônio;
- b) Rb - Sr = Rubídio – Estrôncio;
- c) U - Pb = Urânio – Chumbo.

Métodos utilizados para a datação do passado geológico antigo:

- a) Método do U - Pb (urânio - chumbo);
- b) Método do K - Ar (potássio - argônio);
- c) Método do Rb - Sr (rubídio - estrôncio).

**Tabela 8.1**  
**Escala do tempo geológico**

Éon	Era	Unidades			Vida Animal/Vegetal	
		Período/Sistema	Época/Série	Ma		
	CENOZÓICO	Quaternário	Neógeno	Recente ou Holoceno	0,01	Primeiros hominídeos
				Pleistoceno	2	
		Terciário	Neógeno	Plioceno	5	Desenvolvimento dos mamíferos (dominantes)
				Mioceno	24	
			Paleógeno	Oligoceno	32	
				Eoceno	58	
	Paleoceno	65				
	MESOZÓICO	Cretácio			144	Extinção dos dinossauros, primeiras plantas com flores
		Jurássico			213	Primeiros pássaros, abundância dos dinossauros
		Triássico			248	Primeiros mamíferos, Primeiros dinossauros
	PALEOZÓICO	Permiano			286	Extinção dos trilobitas e outros animais marinhos
		Carbonífero	Pensilvaniano		320	Aumento das florestas de pântano, abundância de insetos, primeiros répteis
			Mississipiano		360	Aumento das árvores primitivas
Devoniano			408	Primeiros anfíbios		
Siluriano			438	Primeiras plantas fósseis continentais		
Ordoviciano			495	Primeiros peixes		
Cambriano			540	Primeiros organismos com conchas, domínio dos trilobitas		
Pré-Cambriano Superior	Proterozóico Superior			2500	Primeiros organismos pluricelulares	
	Médio					
	Inferior					
Pré-Cambriano Médio	Arqueano			3800	Primeiros organismos unicelulares	
Pré-Cambriano Inferior			Hadeano	4600	Origem da Terra	

## Datação do passado geológico recente

### Método do Carbono 14 (C14)

É um isótopo radioativo raro que ocorre naturalmente na atmosfera, em plantas e animais.

É criado na atmosfera (16 km acima da superfície terrestre), como um co-produto de bombardeamento de raios cósmicos. Na reação, um átomo de Nitrogênio 14 absorve um nêutron, emite um próton e se transforma em Carbono 14, que é rapidamente incorporado ao dióxido de carbono sendo assimilado no ciclo do carbono.

- A meia-vida é de 5.730 anos.
- Data somente até 30 mil anos.
- Tem sido utilizada na datação do recuo das últimas capas de gelo continental, mudança na circulação oceânica, elevação pós-glacial do mar, ascensão da civilização humana, madeira, turfa, carvão, ossos, folhas, manuscritos, roupa-gem de múmia e sambaquis.

### Tório 230

É utilizado na datação de sedimentos marinhos profundos até várias centenas de milhares de anos de idade.

### Tório 230 / Protactínio 231

É utilizado na datação de sedimentos marinhos profundos. Data até 150 mil anos.

## REFERÊNCIAS

---

FAIRCHILD, T.R.; TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M. (2000). Em busca do planeta: tempo geológico. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 306-326.

GARCIA, M.J.; BEDANI, E.F. (2006). *Geologia II*. Apostila da Universidade de Guarulhos – UNG. Laboratório de Geociências.

SALGADO LABOURIAU, M.L. (1994). *História ecológica da Terra*. Brasília: Edgard Blucher. 308 p.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1-Você consegue explicar com suas palavras o que é a **meia-vida**? Poderia exemplificar esse termo fazendo um desenho de uma vela se queimando?
- 2- Quais as principais divisões do tempo geológico?



## Principais acontecimentos ao longo do tempo geológico

### OBJETIVO

“Focar” sobre o passado do nosso planeta.

### INTRODUÇÃO

---

Muito se fala em modificações na Terra provocadas pelas atividades humanas. Algumas dessas modificações são consideradas prejudiciais ao planeta e à nossa raça. Por exemplo, temos o tão comentado aquecimento global. Assim como um médico necessita conhecer aspectos do passado de seu paciente para diagnosticar uma doença, precisamos conhecer o passado da Terra para avaliarmos todas as mudanças pelas quais ela já passou e passará. O interessante é sabermos que o ambiente da Terra já foi tão inóspito a ponto de não permitir a existência da vida e, certamente, não foi o homem o causador disso. Enquanto conhece sobre o passado de nosso planeta, pergunte-se: Quem irá sofrer mais com o aquecimento global? O homem ou a Terra?

Esta aula está no formato da Tabela 9.1. Vamos acompanhá-la?

Tabela 9.1

**Principais acontecimentos ao longo do tempo geológico**

(Continua)

**Pré-Cambriano: (4.600-544 ma)****Hadeano, Arqueano, Proterozóico**

- 4.600 ma:
  - Formação do sistema solar.
  - Intensa radiação (decaimento dos elementos radioativos –Th 232).
  - Maior número de microplacas constituindo a crosta da Terra.
  - Vulcanismo intenso – efeito estufa (CO<sub>2</sub> e NH<sub>4</sub>).
- 4.000 ma:
  - Redução do bombardeamento de meteoritos e constituição das planícies lunares escavadas.
- 3.500 ma:
  - Lagos e mares primitivos, formação de sedimentos, atmosfera sem oxigênio (CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub>) – organismos anaeróbicos.
- 3.000 ma:
  - Cianobactérias e bactérias nos oceanos, superfície Terrestre quente com ventos acelerados, água dos oceanos com ferro solúvel.
- 2.500 ma: (Proterozóico)
  - Fotossíntese – liberação de O<sub>2</sub> na água: ambiente redutor passa a oxidante.
- 2.000 ma:
  - Primeiros seres vivos pluricelulares, animais primitivos de corpo mole (cnidários e anelídeos) e algas verdes.
  - Filtro da radiação ultravioleta só nos oceanos.
- 1.800 ma:
  - Oxigênio livre na atmosfera.
- 1.400 ma:
  - Primeiros depósitos de carvão.
- 1.000 ma:
  - Glaciação.
  - Continente Rodínia.
- 590
  - Fauna Ediacara (anelídeos e celenterados).

(Continua)

**Era Paleozóica (544 ma)**

A era dos invertebrados e o aparecimento dos primeiros seres vivos terrestres. Fase rica em fósseis marinhos.

Abertura dos oceanos primitivos (Lapetus e Rheic)

- Cambriano, Ordoviciano e Siluriano (544-409 ma)
  - Domínio dos invertebrados primitivos (trilobitas, graptozoários, braquiópodes, nautilóides...), aparecimento dos peixes, plantas pteridófitas e artrópodes terrestres.
- 400 ma - desenvolvimento dos animais terrestres, atmosfera com O<sub>2</sub> e O<sub>3</sub> (filtro da radiação ultravioleta)
  - Apalaches, Urais.
- Devoniano, Carbonífero, Permiano (409-245 ma)
- Domínio dos peixes e braquiópodes no Devoniano. Domínio dos anfíbios e as primeiras florestas gimnospermas (sementes) no carbonífero. Domínio dos répteis primitivos e protomamíferos no Permiano.
- Constituição do Pangea.

**Era Mesozóica (245 ma)**

O mundo é dos dinossauros!

- Triássico, Jurássico, Cretáceo (245-65 ma)
  - A era dos dinossauros, amonites, répteis marinhos, gimnospermas pterossauros e aparecimento dos mamíferos, aves, angiospermas (plantas com flores) e corais modernos.
- 230 - Início da fragmentação do **Pangea**.
- 208 - Separação da Austrália + Antártida e Índia de Gondwana.
- 130 - Afastamento da Laurásia de Gondwana.
- 80 - (Cretácio) – Abertura do Atlântico Sul.
- 65 - Extinção dos dinossauros (irídio nos solos indica bombardeamento de meteoritos. Possível causa da extinção?).

**Era Cenozóica (65 ma)**

- A era dos mamíferos, aves, insetos e plantas com flores.
  - **Terciário**
    - Início do domínio dos mamíferos, aves, peixes.
  - **Paleógeno**
  - **Paleoceno, Eoceno, Oligoceno (65-24 ma)**
    - Mamíferos primitivos e o aparecimento das baleias e outros mamíferos modernos. Primeiros primatas.
    - Constituição do Continente Norte-Americano.
    - 56 - Abertura do Atlântico Norte.
    - 36 - Elevação dos Pirineus.
    - 34 - Separação da Austrália/Antártida.
  - **Neógeno**
  - **Mioceno, Plioceno (24-1,8 ma)**
    - Diversificação dos mamíferos modernos e aparecimento dos primeiros homens.
    - 5,3 - Fechamento do Mediterrâneo.
    - 3,0 - Ligação das duas Américas.
    - 2,0 - Elevação dos Himalaias.
    - Gênero Homo.
- 
- **Quaternário**
    - Fauna Moderna.
  - **Pleistoceno (1,8 – 0,01)**
    - Mamíferos gigantes da Idade do Gelo. Desenvolvimento da inteligência.
    - Eras Glaciais e Interglaciais.
  - **Holoceno (10 mil anos)**
    - Domínio do homem e dos animais atuais (Interglacial).

---

## REFERÊNCIAS

---

FAIRCHILD, T.R.; TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M. (2000). Em busca do planeta: Tempo geológico. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 306-326.

GARCIA, M.J.; BEDANI, E.F. (2006). *Geologia II – Apostila da Universidade de Guarulhos – UNB*. Laboratório de Geociências.

SALGADO LABOURIAU, M.L. (1994). *História ecológica da Terra*. Brasília: Edgard Blucher. 308 p.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Compare o Período Quaternário com o Proterozóico, quais as principais diferenças entre os dois?
- 2- Você poderia citar a relação entre a atmosfera e o aparecimento da vida terrestre?
- 3- Como eram os continentes da Terra durante o Arqueano?
- 4- Como eram os continentes da Terra durante o Mesozóico?
- 5- Procure ilustrações e mais textos sobre esses tempos. Em seguida, reconstrua a história da Terra com as informações que conseguir.

## Minerais

### OBJETIVO

Saber distinguir minerais de rochas e identificá-los.

### INTRODUÇÃO

Minerais são compostos químicos com composição definida dentro de certos limites, cristalizados e formados naturalmente por meio de processos geológicos inorgânicos, na Terra ou em corpos extra-terrestres. Quase todos os minerais se encontram no estado sólido e sob a forma cristalina. A composição química e as propriedades cristalográficas bem definidas do mineral fazem com que ele seja único dentro do reino mineral e, assim, receba um nome característico. De acordo com a definição, os minerais são elementos ou compostos químicos, podendo-se expressar por meio de fórmulas químicas que admitem uma pequena variação, mas conservam fixa a estrutura. Desse modo, os minerais são constituídos por átomos dispostos segundo um modelo regular tridimensional característico para cada mineral. Cada tipo mineral constitui uma espécie mineral, como, por exemplo, o quartzo ( $\text{SiO}_2$ ).

### MINERAIS, MINERALÓIDES E CRISTAL

O mineral corresponde à menor partícula, individualizável por métodos mecânicos, que compõe uma rocha e é caracterizado por propriedades físicas e químicas distintas. As rochas podem ser constituídas, ainda, por materiais orgânicos e inorgânicos, que não apresentam estrutura cristalina. *Strictu sensu*, esses materiais não podem ser chamados minerais, sendo então denominados de mineralóides.

Entende-se por Cristal o mineral que teve crescimento em condições geológicas ideais (tempo, temperatura, pressão), ocasionando uma organização interna que se manifesta em sua forma geométrica externa, com o aparecimento de faces, arestas e vértices naturais. Os cristais são sólidos geométricos limitados por faces planas

(poliedros) e de composição química definida. As faces planas de um cristal são paralelas aos planos da sua malha elementar.

A malha elementar ou cela unitária delimita uma porção de espaço dotado de uma certa quantidade de átomos (Figura 10.1). A malha elementar, repetindo-se periodicamente em três direções do espaço, define uma rede de três dimensões que será o suporte geométrico das estruturas atômicas dos cristais. As propriedades geométricas de um cristal, tais como as arestas, ângulos e planos das faces, estão diretamente ligadas à sua malha elementar, podendo ser descritas a partir de certo número de operações de simetria. Os elementos de simetria de um cristal são fundamentalmente o plano de simetria, o eixo de simetria e o centro de simetria. A combinação de todos os elementos de simetria origina 32 classes de simetria, pelas quais se repartem todos os cristais. De acordo com certas características comuns ou parecidas, pode-se distribuir estas 32 classes por sete grandes grupos, os chamados sistemas cristalinos – cúbico, romboédrico, hexagonal, tetragonal, ortorrômbico, monoclinico e triclinico.

A geminação e o crescimento de um cristal estão sempre dependentes das condições físico-químicas do meio. As condições físico-químicas que determinam a gênese dos minerais são, na maioria das vezes, muito complexas e, atualmente, impossíveis de reproduzir em laboratório. Os principais fatores condicionantes são a temperatura, a pressão e a concentração dos elementos químicos. Esses fatores não são independentes: numa solução, a solubilidade de um composto cresce com a temperatura, salvo raras exceções. Um cristal geminado a partir de uma solução hipersaturada cresce fixando as moléculas (unidades de crescimento) à sua superfície.

As propriedades químicas dos minerais estão estreitamente relacionadas, obviamente, à sua composição química, à natureza dos átomos e íons que os constituem. Mas dependem também, tal como as propriedades físicas, da sua estrutura, isto é, do arranjo das partículas elementares.

As características das ligações atômicas nos minerais são tais que podemos considerar uma estrutura como uma associação de esferas cujas dimensões são definidas pelo raio iônico do átomo. Os cátions, as esferas menores, seriam cercados por ânions, as esferas maiores. A associação cátion mais ânion forma, desse modo, um poliedro de coordenação (ver Figura 10.1).

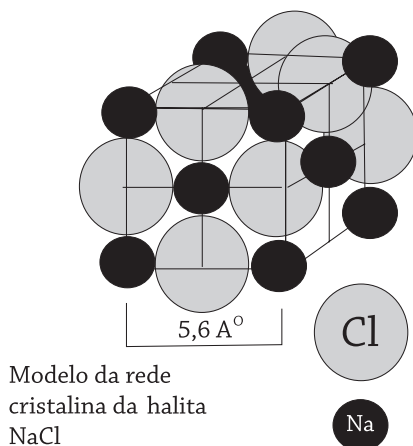


FIGURA 10.1 - Modelo da rede cristalina da halita NaCl.

Os poliedros de coordenação necessitam de uma neutralidade elétrica. De acordo com este modelo, poderíamos pensar que a cada mineral corresponderia uma única estrutura e uma única composição química, expressa por uma fórmula química perfeitamente definida. Acontece que a maioria dos minerais de igual composição química pertence a uma única classe de simetria e a um único sistema cristalino. Porém, as exceções são muitas devido às diferentes condições de pressão e temperatura em que se formam os minerais. Assim sendo, e a título de exemplo, vejamos o caso de um mineral chamado olivina. A sua composição química é  $(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)$ . Isto explica que o ferro (Fe) e o magnésio (Mg) são miscíveis em todas as proporções, logo a composição química da olivina não é definida. Quando se dá a substituição total do ferro pelo magnésio, passamos a ter a forsterita  $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$  com composição química definida, no caso inverso temos a fayalita  $\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)$ . Entre estes dois pólos todas as composições intermédias podem existir, mantendo-se a estrutura. Estamos perante um caso de isomorfismo. Podemos, então, dizer que dois elementos são isomorfos, caso do Fe e do Mg, se podem substituir-se mutuamente dentro da mesma estrutura. Como a estrutura não se altera, as substâncias isomorfas apresentam forma cristalina muito semelhante, independentemente da sua natureza química.

### Características físicas diagnósticas dos minerais

A estrutura cristalina e a composição química dos minerais são responsáveis por diversas propriedades físicas dos minerais, úteis para a sua determinação macroscópica.

A cor, uma das características importantes, apresenta variações. Por exemplo, o berilo pode ser incolor, branco, amarelo pálido, verde, rosa, azulado, roxo. Ele apresenta grande número de variedades, segundo a cor. A cor de um mineral depende da absorção de algumas das vibrações da luz branca e da reflexão de outras. A cor

resulta, normalmente, da composição química, isto é, da presença de átomos de um determinado elemento, na estrutura do mineral (exemplos: a esmeralda, variedade de berilo de cor verde que contém pequenas quantidades de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; a água marinha, outra variedade de berilo de cor azul esverdeado a azul claro, contém Mn e Cr em pequenas quantidades). Os minerais com Al, Na, K, Ca, Mg, Ba, apresentam cores claras ou são incolores, enquanto aqueles que contêm Fe, Cr, Mn, Co, Ni, Ti e Va são corados, apresentando, por vezes, cores intensas de acordo com os teores daqueles elementos na sua composição química. Da mesma forma, o modo como os elementos estão dispostos na rede cristalina do mineral e a valência que possuem afetam a cor.

A cor do risco dos minerais pode ser determinada de uma maneira simples: riscando o mineral num fragmento de porcelana não vidrada. A cor do pó deixado sobre a porcelana é a cor do risco.

A transparência é a propriedade que os minerais têm de se deixarem atravessar pela luz. Segundo o grau de transparência, podemos distinguir os minerais transparentes, semitransparentes, translúcidos, não transparentes e opacos.

O brilho é a propriedade que o mineral tem de refletir a luz. Depende de numerosos fatores, entre eles, o índice de refração, a dispersão cromática, a absorção da luz e as características da superfície estudada (lisa ou rugosa). Podemos distinguir vários tipos de brilho: metálico, adamantino, vítreo, gorduroso, nacarado.

A clivagem é a propriedade que os cristais têm de se partirem segundo planos reticulares bem definidos. Esses planos são paralelos a possíveis faces do cristal, existindo uma dependência entre a clivagem e a estrutura atômica do mineral. É bem conhecida a clivagem das micas e da calcita.



FIGURA 10.2 - Cristal de moscovita exibindo seus planos de clivagem.

Fatura é a superfície de quebra do mineral, independente do plano de clivagem, podendo ser do tipo irregular ou concóide (lembrando a forma da concha), esta última igual à do vidro.

Dureza é a resistência do mineral ao risco ou abrasão. É medida pela resistência que a superfície do mineral oferece ao risco por outro mineral ou por outra substância qualquer. A determinação dessa propriedade refere-se a uma escala padrão de 10 minerais, conhecida como escala de Mohs (Tabela 10.1).

**Tabela 10.1**  
**Escala de dureza de Mohs**

Escala de dureza	Minerais padrão
1	Talco
2	Gipso
3	Calcita
4	Fluorita
5	Apatita
6	Ortoclásio
7	Quartzo
8	Topázio
9	Coríndon
10	Diamante

A tenacidade é a resistência que os minerais oferecem à flexão, ao esmagamento, ao corte etc. Os minerais do grupo das micas são flexíveis e elásticos. O quartzo, os feldspatos e a calcita são quebradiços. O talco, o gipso e a serpentina são sécteis.

O peso específico corresponde ao peso do mineral em relação ao peso de igual volume de água, sendo assim calculado:

Peso específico =  $\frac{\text{peso do mineral no ar}}{\text{peso do mineral no ar} - \text{peso do mineral imerso na água}}$

O magnetismo ocorre quando os minerais que contêm o elemento Fe são afetados pelo campo magnético. Os diamagnéticos são repelidos, e os paramagnéticos são atraídos pelo ímã.

## REFERÊNCIAS

---

DANA, E.S.; HURLBUT, C.S. (1960). *Manual de mineralogia*. 2. ed. Nova York, USA: Reverté. 600 p.

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

MADUREIRA, J.B.F.; ATENCIO, D.; McREATH, I. (2000). Minerais e rochas: constituintes da Terra sólida. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 27-42.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

## SITES RECOMENDADOS

---

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher).

<[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos. Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Acesse os sites indicados nas referências e veja ilustrações de minerais de diversos sistemas cristalinos. Cite algumas formas geométricas dos minerais observados.
- 2- Qual a diferença entre mineral e cristal?
- 3- Por que o mineral não é rocha?
- 4- Qual a característica do diamante que o torna tão importante na indústria de materiais cortantes (brocas, serras etc.)?
- 5- Qual a característica do diamante que o torna tão importante nas indústrias de jóias?



## Classificação química dos minerais

### OBJETIVO

Aprender sobre os diversos grupos de minerais.

### INTRODUÇÃO

Muitos grupos de minerais apresentam um conjunto de elementos sempre presentes, formando poliedros de coordenação, diferenciando-se de outros minerais apenas pela presença de determinados cátions. Esses agrupamentos comuns são chamados de radicais químicos e constituem a base da classificação química dos minerais.

### CLASSES MINERAIS

Considerando os radicais químicos mais importantes, podemos classificar os minerais conforme exposto na Tabela 10.2.

**Tabela 11.1**  
**Classes minerais**

Classe	Íons principais
1. Elementos nativos	Metais, semimetais, não-metais. Ex.: ouro.
2. Sulfetos e sulfossais	(S) e semimetais. Ex.: galena (PbS), pirita (FeS <sub>2</sub> )
3. Óxidos e hidróxidos	(O); (OH). Ex.: hematita (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )
4. Haletos	Cl, F. Ex. halita (NaCl)
5. Carbonatos, nitratos e boratos	(CO <sub>3</sub> ), (NO <sub>3</sub> ), (BO <sub>3</sub> ). Ex.: calcita (CaCO <sub>3</sub> )
6. Sulfatos, cromatos, molibdatos, tungstatos	(SO <sub>4</sub> ); (CrO <sub>4</sub> ); (MoO <sub>4</sub> ); (WO <sub>4</sub> ). Ex.: scheelita CaWO <sub>4</sub>
7. Fosfatos, vandanatos, arseniotos	(PO <sub>4</sub> ); (VO <sub>4</sub> ); (AsO <sub>4</sub> ). Ex.: apatita → Ca <sub>5</sub> (F,Cl)-(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>
8. Silicatos e aluminossilicatos	(Si:O). Ex.: quartzo → SiO <sub>2</sub>

## SISTEMÁTICA DOS SILICATOS

Considerando a composição da crosta terrestre, facilmente se conclui que os principais e mais abundantes minerais formadores de rochas são compostos por oxigênio e silício. De fato, o radical  $\text{SiO}_4^{4-}$  ou  $\text{SiO}_2$ , chamado de sílica, é extremamente estável e constitui a porção fundamental característica de todos os silicatos. Como pode ser calculado no problema proposto anteriormente, o radical  $\text{SiO}_2$  tem a forma de um tetraedro regular, com o átomo de silício no centro circundado pelos quatro átomos de oxigênio nos vértices. O Si pode ser substituído por Al, que apresenta raio iônico similar e afinidade química similar ao Si e também forma tetraedros com o O. Nesse caso, os minerais são denominados de aluminossilicatos, sendo classificados segundo as mesmas regras que os silicatos *strictu sensu*.

Os silicatos podem formar estruturas cristalinas variadas, dependendo do arranjo dos tetraedros de sílica. Estes podem estar ligados entre si por cátions ou por oxigênios compartilhados. Cada oxigênio só pode ser compartilhado por dois tetraedros. Essas restrições definem seis arranjos estruturais possíveis para os silicatos, que podem ser utilizados para classificá-los.

1. Silicatos de tetraedros isolados (nesossilicatos) - os tetraedros de sílica são ligados uns aos outros por cátions de outra natureza (por exemplo,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  etc). Ex.: olivina -  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$ .
2. Silicatos em anel (ciclosilicatos) - os tetraedros apresentam dois vértices compartilhados, isto é, ligados diretamente a outros tetraedros de sílica formando anéis, e dois vértices ligados a cátions de outra natureza. Ex.: berílio -  $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ .
3. Silicatos em cadeia simples (inosilicatos) - este grupo também apresenta tetraedros de sílica com apenas dois vértices compartilhados, mas nesse caso formando cadeias "infinitas" que se ligam umas às outras por meio de cátions de outra espécie. Ex.: hiperstênio (grupo dos piroxênios) -  $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ .
4. Silicatos em cadeia dupla (inosilicatos) - similar aos inosilicatos de cadeia simples, mas nesse caso, apresentando sempre duas cadeias ligadas umas às outras diretamente e ligadas entre si por meio de cátions. Ex.: tremolita (grupo dos anfíbios):  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2$ .
5. Silicatos em folha (filossilicatos) - neste grupo, os tetraedros compartilham três vértices formando um plano. Cada um desses planos é ligado a outros por cátions de natureza diversa. Ex.: talco -  $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ; caolinita (argilo-mineral) -  $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ; muscovita (mica) -  $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ .

6. Silicatos em cadeias tridimensionais (tectosilicatos) - todos os vértices dos tetraedros são compartilhados formando uma estrutura tridimensional. Quando há substituição do  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  nos tetraedros, a carga elétrica do composto é neutralizada pela presença de cátions. Ex.: quartzo -  $\text{SiO}_2$  (Figura 11.1); ortoclásio (feldspato) -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ .



FIGURA 11.1 - Cristal de quartzo, tectosilicato do sistema cristalino hexagonal.

Essa classificação é de extrema utilidade para se entender os silicatos, já que silicatos de mesma classe estrutural apresentam uma série de características comuns. A classe estrutural define a proporção de Si para O no silicato (ver fórmulas dos exemplos anteriores), e algumas propriedades físicas gerais podem ser esperadas dentro de cada grupo (por exemplo, a presença de clivagem marcante em todos os filossilicatos).

Várias teorias foram propostas para explicar a formação dos minerais. Cita-se em muitos casos a intervenção de processos de resfriamento e progressiva solidificação do magma projetado das profundezas da Terra para o exterior, aos quais se segue uma cristalização gradual. Alguns minerais surgem a partir de fenômenos hidrotermais decorrentes da passagem da água quente procedente de lençóis relativamente profundos da crosta terrestre por meio de camadas superiores.

Alguns minerais têm origem sedimentar, enquanto outros resultam de processos metamórficos, nos quais determinadas rochas preexistentes foram submetidas aos efeitos de altas temperaturas e de altas pressões em zonas profundas do planeta.

## REFERÊNCIAS

---

DANA, E.S.; HURLBUT, C.S. (1960). *Manual de mineralogia*. 2. ed. Nova York: Reverté. 600 p.

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

MADUREIRA, J.B.F.; ATENCIO, D.; McREATH, I. (2000). Minerais e rochas: constituintes da Terra sólida. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 27-42.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

## SITES RECOMENDADOS

---

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher)

<[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos. Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- O que diferencia os silicatos dos óxidos?
- 2- Pesquise sobre as variedades de minerais do grupo do quartzo. Você tem alguma delas em casa?



## Ciclo das rochas

### OBJETIVO

Reconhecer as diferenças entre a origem das diversas rochas da Terra.

### INTRODUÇÃO

As rochas ocorrem por toda a superfície terrestre, no entanto, muitas vezes elas estão recobertas por solo, vegetação, correntes de água, gelo e construções, o que pode dificultar a sua observação direta. Elas estão presentes quase sempre em montanhas, rochedos e em cortes de estradas, e constituem o substrato da crosta terrestre; são o nosso suporte, fornecem-nos riquezas minerais, belezas naturais e propiciam a matéria prima para a formação dos solos. Além disso, apresentam os principais registros da história da Terra e sua dinâmica, fornecendo-nos a leitura de nosso passado.

Rocha pode ser definida como um agregado natural, sólido, multi-granular, composto de um ou mais minerais e/ou mineralóides e possuindo algum grau de constância química, mineralógica e espaço-temporal.

Ao estudarmos uma rocha, começamos com a caracterização de seus constituintes minerais. As espécies e quantidades desses constituintes, juntamente com a sua textura, que resulta do modo como os minerais estão dispostos geometricamente, são as mais importantes propriedades utilizadas na classificação das rochas.

As feições de uma rocha podem ser descritas segundo suas características macroscópicas e microscópicas. As feições macroscópicas são aquelas que podem ser percebidas pela vista desarmada, ou utilizando uma lente com aumento de 10 vezes. As feições microscópicas são aquelas que requerem aparelhos de grande aumento, além de processos especiais de preparação de amostra. A textura é o termo que se refere às características de tamanho, forma e arranjo dos grãos minerais que constituem a rocha. A característica textural de uma rocha é diretamente relacionada ao processo formador, sendo, portanto, um critério fundamental para sua classificação.

Entende-se por estrutura a ocorrência de agregados de minerais formando padrões bem definidos, muitas vezes geométricos, na

rocha. Embora nem sempre presentes, as estruturas refletem, em geral, as condições dinâmicas do ambiente de sua formação, sendo assim, um aspecto valioso na identificação e classificação das rochas. Rochas que não apresentam estruturas são ditas maciças.

Assim, podemos esperar que as rochas formadas por cada processo apresentem um conjunto de características texturais e estruturais, que, aliadas à composição mineral, permitam reconhecê-las e classificá-las.

## **AS FAMÍLIAS DAS ROCHAS**

---

Muitas rochas, com base no modo como foram formadas, podem ser agrupadas em uma das três grandes famílias:

- rochas ígneas ou magmáticas - formadas a partir da consolidação de um material fundido ou parcialmente fundido denominado magma.
- rochas sedimentares - formadas pela cimentação de materiais transportados e depositados, os quais são derivados do intemperismo físico-químico que atua nas rochas preexistentes, ou por processos químicos ou bioquímicos.
- rochas metamórficas - formadas como resultado de transformação em estado sólido de rochas preexistentes, sob condições de alta pressão e temperatura.

### **Ciclo das rochas**

As rochas terrestres não constituem massas estáticas. Elas fazem parte de um planeta cheio de dinâmica (variações de temperatura e pressão, abalos sísmicos e movimentos tectônicos). Da mesma forma, as atividades de intemperismo causam constantes alterações sobre as rochas.

Após a formação, as rochas passam a sofrer a ação físico-química e biológica dos agentes atmosféricos, causando a instabilização de seus minerais e a formação do solo residual. A esse processo, denominamos de intemperismo (Figura 12.1). Quaisquer das três classes de rochas, quando expostas ou próximas à superfície, estão sujeitas ao processo intempérico. O solo residual formado fica sujeito à ação de fluxo da água, do ar, do gelo, do impacto dos grãos e começa a sofrer erosão. O grão solto passa a ser transportado, por meio de um agente transportador, e deposita-se em regiões baixas e planas, passando a ser denominado de sedimento. Os sedimentos formados podem ser levados a grandes profundidades, de forma que ficam sujeitos à ação de altas temperaturas e pressão, processos de diagênese (compactação, cimentação, autigênese). Nesse caso, os sedimentos passam a sofrer o processo de litificação, tornando-se uma rocha sedimentar.

Caso haja a continuidade do choque de placas (subsidência), a rocha sedimentar, ígnea ou até mesmo metamórfica, poderá atingir profundidades de 5 a 20 km, em que as temperaturas e pressões provocam mudanças mineralógicas denominadas de metamorfismo. As rochas resultantes da ação desses processos são chamadas de **rochas metamórficas**. Tendo continuidade o aumento de profundidade, a rocha atingirá temperaturas e pressões tais que podem provocar a fusão parcial ou total de qualquer uma das rochas mencionadas, formando novamente o magma.

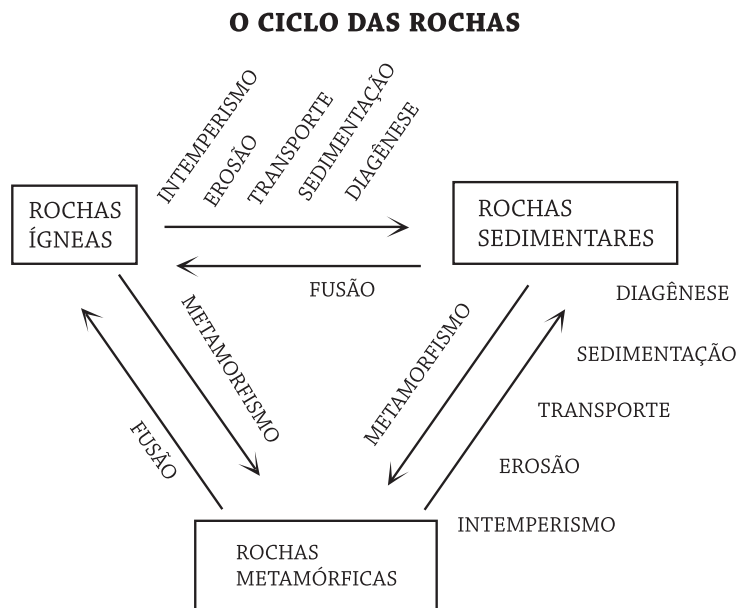


FIGURA 12.1 - Ciclo das rochas.

## REFERÊNCIAS

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

SZABÓ, G.A.J.; BABINSKI, M.; TEIXEIRA, W. (2000). Rochas ígneas. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 328-346.

## SITES RECOMENDADOS

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher)

<[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos. Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- O que você entende por textura e estrutura de uma rocha?
- 2- Diferencie os três tipos de rochas e explique o esquema do ciclo das rochas.

## Rochas ígneas

### OBJETIVO

Saber caracterizar e identificar os diversos tipos de rochas ígneas e diferenciá-las dos outros tipos de rochas.

### INTRODUÇÃO

As rochas ígneas são aquelas formadas por meio do resfriamento de magmas, sendo consideradas como rochas primárias, ou seja, de origem líquida. A energia formadora das rochas ígneas de magmas é o calor interno da Terra. O resfriamento dos magmas pode ocorrer tanto na superfície quanto no interior da Terra.

### RESFRIAMENTO DO MAGMA E CRISTALIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS

O termo geológico «magma» corresponde ao material subterrâneo de composição silicática em fusão devido à alta temperatura. Mesmo sendo um líquido subterrâneo, a água de fontes térmicas não é o magma, porque não é silicato.

Os termos ácido e básico são amplamente utilizados na classificação das rochas magmáticas e relacionam-se com o teor em sílica da rocha. Pode-se admitir a existência de um magma ácido, mais rico em sílica, muito viscoso, e outro básico, menos rico em sílica, mais fluido e escuro. O magma mais viscoso relaciona-se com as rochas graníticas, e o mais fluido, com as rochas basálticas. A crosta também é composta de silicatos sólidos. A crosta continental é constituída por rochas com muito baixo teor de Mg e Fe e com alto teor de Na, K, Al e Si, denominadas **rochas félsicas**. O granito é um bom exemplo dessas rochas. Por outro lado, a crosta oceânica é composta de rochas com teor relativamente elevado de Mg e Fe, e baixo teor de Na, K, Al e Si, mas não tanto quanto as rochas do manto, denominadas rochas máficas. O basalto é uma rocha máfica.

A cristalização das rochas ígneas segue uma sequência que obedece aos seguintes princípios:

- rochas de composição diferentes cristalizam-se em temperaturas diferentes;
- minerais formadores das rochas ígneas resultantes da solidificação de uma fusão magmática dependem da:
  - composição química da fusão magmática;
  - pressão total e temperatura da fusão magmática;
  - pressão parcial dos voláteis.

Os magmas encontram-se na crosta terrestre a diferentes profundidades, em câmaras magmáticas ou bolsões magmáticos, a diferentes temperaturas de fusão, as quais dependem da composição química do magma, da pressão a que está sujeita e da temperatura da rocha confinante.

Quando há condições de cristalização de fases minerais a partir do magma, esta se dá de forma sequenciada, seguindo a ordem dos pontos de fusão dos minerais. A sequência de cristalização é conhecida como a série de Bowen (Figura 13.1). A série indica que os minerais que se cristalizam nas altas temperaturas são os minerais enriquecidos em ferro e magnésio (série descontínua) e os minerais plagioclásios cálcicos (série contínua). Os últimos minerais a se cristalizarem, em temperaturas mais baixas, são os minerais enriquecidos em Si e Al, como o quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). A cristalização diferenciada dos minerais a partir do magma induz a uma diferenciação composicional do magma original, induzindo a origem de diferentes tipos de rochas ígneas dependentes da temperatura de cristalização e, conseqüentemente, da posição de cristalização na crosta.

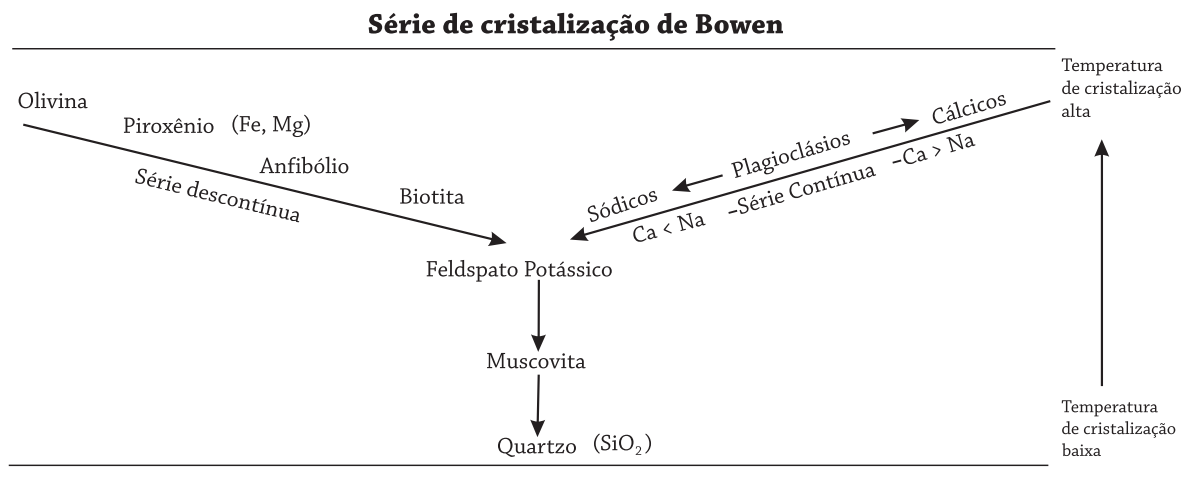


FIGURA 13.1 - Série de cristalização de Bowen.

Como já mencionado, as rochas ígneas são geradas pelo resfriamento do magma. Algumas vezes, o magma sobe até a superfície do planeta por meio de vulcões, por exemplo, e extravasa na forma de lava, que cristaliza muito rapidamente. A rocha assim originada é chamada **rocha vulcânica** ou **extrusiva** e apresenta uma textura com grãos minerais muito finos, indistinguíveis a olho nu, geralmente com cor homogênea, denominada afanítica.

A atividade vulcânica constrói depósitos de diferentes tipos (Tabela 13.1) na superfície do planeta. Se o derrame ocorre a partir de uma fonte pontual, o acúmulo progressivo de material vulcânico ao redor dessa fonte origina um corpo cônico com uma (ou mais) cratera central, que é denominado vulcão (por exemplo, vulcão Osorno, nos Andes, e vulcão de Santa Helena, nos USA, Figura 13.2).

Tabela 13.1

### Modo de ocorrência das rochas ígneas

---

#### Intrusivas: o resfriamento se dá no interior da crosta

**Plutônicas ou Abissais** - grandes profundidades. Ex.: granito, sienito;

**Hipoabissais** - médias profundidades. Ex.: diabásio;

#### Extrusivas: formadas na superfície terrestre

**Derrames vulcânicos** - extravasamento e resfriamento da lava.

Ex.: basalto, andesitos;

**Depósitos piroclásticos** - ocorrem explosões.

Ex.: brechas vulcânicas, tufos, cineritos.

---



FIGURA 13.2 - Vulcão de Santa Helena, nos EUA, e seu formato adquirido após a explosão e erupção de 1980.

Em alguns ambientes vulcânicos, entretanto, o vulcanismo ocorre ao longo de fissuras. A lava (ou material piroclástico) espalha-se lateralmente formando derrames vulcânicos (por exemplo, vulcanismo da Serra Geral, belamente exposto na Serra Gaúcha).

Quando o magma se resfria lentamente em áreas mais profundas da litosfera (longe da superfície) a rocha ígnea é chamada de **rocha plutônica** ou **intrusiva**. As rochas plutônicas apresentam textura com grãos minerais maiores, visíveis a olho nu, denominada fanerítica.

## FORMAS DAS INTRUSÕES MAGMÁTICAS

---

Existem diferentes formas de corpos intrusivos, as quais, muitas vezes, são deduzidas por mapeamento e por sondagens (Figura 13.2).

### Plútons

Corpos ígneos de grande porte que se formam em profundidade; dimensão: 1 km<sup>3</sup> a centenas de km<sup>3</sup>. Na área de contato do magma com as rochas encaixantes pode ocorrer:

- Fusão da rocha encaixante;
- Arqueamento das rochas encaixantes;
- Penetração do magma em fendas (apófises da câmara magmática);
- Blocos de rochas encaixantes podem ser assimilados pelo magma, modificando localmente sua composição e formando xenólitos.

### Tipos de Plútons

- Batólitos – grandes massas irregulares > 100 km<sup>2</sup> de extensão, geralmente com 10-15 km de espessura.
- Stocks – plútons menores.
- Apófises – intrusões de menor porte; projetam-se de plútons maiores, em fraturas da rocha encaixante.

Obs. Todos são intrusões discordantes.

- Sill ou Soleira – intrusão tabular formada pela injeção de magma entre camadas paralelas de rochas encaixantes com espessura de centímetros a centenas de metros e extensão de até dezenas de quilômetros. Os contatos são concordantes com o acamamento (Figura 13.2).
- Lacólito – formas intrusivas que se encaixam entre as camadas, como as soleiras, mas chegam a arquear as camadas superiores (Figura 13.3).

- Diques – correspondem à principal rota de transporte de magma na crosta. São tabulares e discordantes, cortando vertical ou obliquamente as rochas encaixantes, preenchem fraturas preexistentes ou criadas pela pressão da injeção magmática. Dimensões de cm a vários metros e comprimentos que podem chegar a vários km. Presença comum de xenólitos e, em geral, ocorrem em grande número numa determinada área (enxame de diques).

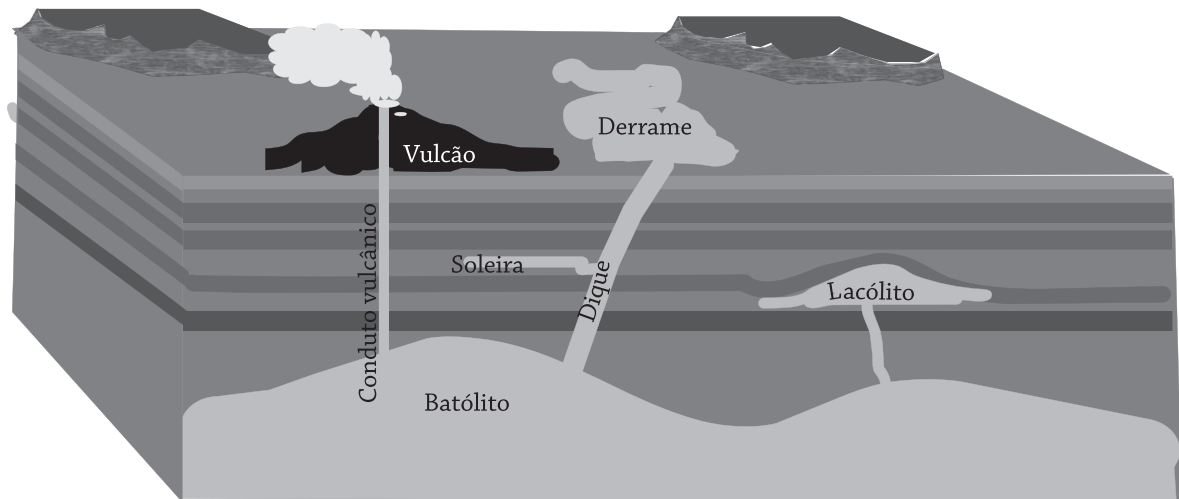


FIGURA 13.3 - Formas de ocorrência dos corpos ígneos.

Xenólitos são fragmentos de rocha encaixante que são incorporados ao magma em ascensão e depois ficam aprisionados na rocha ígnea gerada pelo resfriamento desse magma (Figura 13.4).



FIGURA 13.4 - Soleira de granito (rocha branca) intrudida em folhelhos (rocha escura) da Cordilheira Andina – Chile.



FIGURA 13.5 - Lacólito de granito arqueando as camadas de rochas sedimentares – montanhas rochosas, Canadá.



FIGURA 13.6 - Xenólito de granito incorporado em rocha ígnea extrusiva (andesito).

O índice colorimétrico das rochas ígneas refere-se à quantidade de minerais máficos presentes na rocha. Assim, utiliza-se a seguinte divisão relativa à porcentagem de minerais ferro-magnesianos (Tabela 13.2).

**Tabela 13.2**  
**Índice colorimétrico das rochas**

% de máficos	Índice colorimétrico	Exemplos de rochas
Até 30%	Rocha leucocrática	Granito, sienito, riolito
30% a 60%	Rocha mesocrática	Granodiorito
60% a 90%	Rocha melanocrática	Gabro, basalto, tonalito
Mais de 90%	Rocha ultramáfica ou ultramelanocrática	Peridotito, piroxenito

---

## REFERÊNCIAS

---

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15- 38.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

SZABÓ, G.A.J.; BABINSKI, M.; TEIXEIRA, W. (2000). Rochas ígneas. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 328-346

---

## SITES RECOMENDADOS

---

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher)

[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/). (Site de Luis Carlos Domingos. Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

1- Veja a série de Bowen e responda:

a) Você acha ser possível encontrar ao mesmo tempo em uma rocha olivina e quartzo? Justifique.

b) Explique a série contínua e a série descontínua dos minerais.

2- Você pode imaginar quais serão as principais diferenças texturais entre as rochas vulcânicas e as intrusivas?

## Textura, estrutura e classificação das rochas ígneas ou magmáticas

### OBJETIVO

Identificar e classificar as rochas ígneas por meio da análise de suas texturas e estruturas.

### INTRODUÇÃO

---

Textura é a aparência que a rocha assume em relação ao seu grau de cristalização, ao tamanho ou granulação dos minerais e ao arranjo geométrico de seus constituintes minerais. Estrutura é um termo petrográfico que se relaciona com aspectos, como orientação e posição dos constituintes na massa rochosa e com a presença de diáclases, vesículas e outras descontinuidades apresentadas pelas rochas. Veremos como são variadas as texturas e estruturas das rochas ígneas o que dá origem a diferentes classes de rochas.

### TEXTURA E O GRAU DE CRISTALIZAÇÃO

---

Com relação ao grau de cristalização, a rocha pode ser inteiramente formada por minerais, não havendo presença de vidro natural. A textura dessas rochas é denominada holocristalina, das quais são exemplos mais evidentes as rochas intrusivas, como o granito. Outras rochas, como as magmáticas extrusivas, podem ser formadas de substância amorfa natural, apresentando, então, textura holoalinalina. Algumas rochas apresentam uma mistura de minerais e vidro, caracterizando a textura hipocristalina.

### GRANULOMETRIA

---

Quanto ao tamanho dos constituintes, usa-se o termo afanítica, se esses componentes não podem ser distinguidos com a vista desarmada ou mesmo usando uma lente de mão. O resfriamento muito rápido da lava não permite crescimento de cristais maiores antes do extravasamento. O termo fanerítica é usado para designar a

textura na qual os constituintes minerais são distinguíveis sem o uso de microscópio. A textura fanerítica pode ser dividida em fina, média, grossa e pegmatóide, se o diâmetro da maioria dos grãos (dos minerais essenciais) é menor do que 1 mm, entre 1 e 5 mm, entre 5 mm e 3 cm, e maior do que 3 cm, respectivamente. Quanto às relações geométricas entre os constituintes, a rocha pode apresentar textura equigranular, se a maioria dos seus grãos possuem aproximadamente o mesmo tamanho. A textura pode ser inequigranular, se os componentes apresentam sensíveis variações em suas dimensões. A textura inequigranular pode ser seriada ou porfirítica. A textura seriada é caracterizada por variações irregulares de tamanho, enquanto que a porfirítica apresenta duas classes bem distintas de granulação. Aliás, o que caracteriza a textura porfirítica é a presença de uma classe de cristais anormalmente crescidos espalhados na massa da rocha. Essa textura indica que houve movimentação do magma após o início da cristalização. Os cristais de primeira geração são os fenocristais, e os posteriores, de granulação mais fina, formam a matriz, cristalizada com o resfriamento mais rápido da fusão.

### **ESTRUTURAS DAS ROCHAS ÍGNEAS**

---

O aspecto estrutural predominante nas rochas magmáticas é a ausência de orientação na disposição de seus constituintes minerais. Diz-se maciça a estrutura de uma rocha em que os minerais se distribuem caoticamente. Algumas rochas magmáticas, no entanto, podem apresentar orientação devido à disposição dos minerais prismáticos e tabulares, adquirindo, então, uma estrutura orientada ou fluidal (Tabela 14.1).

As erupções vulcânicas formam duas categorias de rochas vulcânicas: consolidação de derrames de lavas e de pedaços de lava durante erupções explosivas (piroclastos). As rochas magmáticas derivadas de derrames de lava podem apresentar uma estrutura vesicular, por ação de voláteis que se expandem da lava, dando origem a cavidades esféricas a subesféricas. A pedra púmice e o basalto vesicular são exemplos bem conhecidos. O preenchimento destas vesículas por minerais secundários origina a estrutura amigdalóide. Outro aspecto estrutural importante nas rochas magmáticas é a presença de planos de separação mecânica ou diáclases, que podem ser definidas como planos de fraqueza das rochas.

Tabela 14.1

### Descrição macroscópica das rochas ígneas

#### a) Textura:

- **Holohialina** - somente matéria vítrea;
- **Holocristalina** - somente matéria cristalina;
- **Hipocristalina** - ambos.

#### b) Tamanho comparativo dos grãos:

- **Equigranular** - grãos com tamanhos semelhantes;
- **Inequigranular** - grãos com tamanhos diferentes (três a quatro vezes);
- **Porfírica** - a rocha possui matriz holocristalina com cristais;
- **Pórfira** - a rocha possui matriz holohialina e cristais.

#### c) Estrutura:

- **Maciça** - minerais caoticamente distribuídos;
- **Vesicular** - presença de cavidades em formas esféricas ou irregulares, devido à presença de bolhas de vapor de água ou gases da lava em resfriamento. Ex.: pedra púmice;
- **Amigdalóide** - ocorrem quando as cavidades vesiculares estiverem preenchidas por minerais secundários;
- **Fluidal** - correspondem à orientação de minerais, vesículas ou mesmo à formação de bandas, devido ao fluxo da lava em consolidação.

### Outros tipos de texturas

**Porfírica-afanítica** - crescimento de cristais antes do extravasamento da lava.

**Piroclastos** - incluem cristais formados antes da explosão, fragmentos de lava que se consolidam durante erupção e pedaços de vidros vulcânicos que se quebram durante erupção. Podem ser muito finos (cinzas) a grossos (bombas).

### Classificação das rochas ígneas

A composição mineralógica das rochas ígneas é o quesito fundamental para a sua nomenclatura e classificação das rochas ígneas, porém é necessário acrescentar informações sobre o ambiente e a história de consolidação de cada rocha. Essas informações podem

ser obtidas a partir de texturas e estruturas apresentadas por diversas rochas ígneas, que se desenvolvem em resposta direta ao ambiente no qual um determinado magma finalmente se aloja e se consolida. A Tabela 14.2 apresenta classificação simplificada das rochas ígneas.

**Tabela 14.2**  
**Classificação simplificada das rochas ígneas**

← Cresce teor em sílica (sentido da seta)							
Ocorrência	Textura	Com quartzo		Sem quartzo			Deficiência em sílica ultramáfica
		Predominam feldspato K	Equivalem-se Feldspato K e plagioclásio Na	Predominam Feldspato K	Predominam Plagioclásio Na	Predominam Plagioclásio Ca	
Vulcânicas	Holohialina; pórfira; microcristalina; equigranular fina, afanítica	Riolito	Dacito		Andesito	Basalto	Olivina basalto
Plutônica hipo abissais	Pórfira; fanerítica, equigranular fina a média	Riolito pórfiro	Dacito pórfiro	Traquito pórfiro	Andesito pórfiro	Basalto pórfiro	
Plutônicas abissais	Fanerítica, Equigranular média a grossa, porfirítica	Granito	Granodiorito	Sienito	Diorito	Gabro	
Vitrea pegmatítica	Obsidiana ou vidro vulcânica Pegmatitos						
→ Tendência para cores escuras e maior proporção de Ca, Fe e Mg (sentido da seta)							

---

## REFERÊNCIAS

---

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

SZABÓ, G.A.J.; BABINSKI, M.; TEIXEIRA, W. (2000). Rochas ígneas. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 328-346.

---

## SITES RECOMENDADOS

---

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher)

<[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos – Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Acesse os sites indicados e outros que conhecer ou faça um trabalho de campo em sua região e procure por ilustrações e/ou amostras de todas as rochas ígneas citadas na Tabela 14.2.
- 2- Use as ilustrações ou amostras obtidas para a descrição das texturas e estruturas dessas rochas.

## Rochas sedimentares

### OBJETIVO

Saber caracterizar e identificar os diversos tipos de rochas sedimentares e diferenciá-las dos outros tipos de rochas.

### INTRODUÇÃO

Sedimentos são materiais derivados do intemperismo físico e químico que atua em rochas preexistentes e de diversos processos orgânicos. Esses materiais são transportados pela água, vento ou gelo, sendo então depositados, compactados e consolidados, originando as rochas sedimentares. Tais rochas perfazem menos de 10% da crosta terrestre em volume, mas cobrem cerca de 75% das superfícies continentais.

### ORIGEM DOS SEDIMENTOS

As rochas expostas à superfície da crosta terrestre ficam sujeitas às ações físicas e químicas exercidas pelo contacto com a atmosfera (temperatura e vento), hidrosfera (água) e biosfera (seres vivos). A meteorização não é mais que o resultado das ações físicas e químicas sobre as rochas. Como consequência, as rochas são gradualmente alteradas e desagregadas. Assim, temos a desintegração das rochas por meios mecânicos e sua decomposição por meios químicos. Evidentemente, esses dois processos não atuam separadamente, mas em função das diferentes condições climáticas poderá existir um que é predominante sobre o outro. A desagregação ou desintegração acontece pela contração e expansão provocadas pelas variações de temperatura, facilitada pela existência de fendas, as diáclases, resultantes quer das condições de arrefecimento das rochas ígneas, quer do relaxamento da pressão durante a ação das forças tectônicas. As diáclases enchem-se de água das chuvas e, sobretudo, à noite quando se dá o abaixamento da temperatura, a água gela e aumenta de volume, partindo as rochas por efeito da pressão. Quando a rocha é porosa, a água penetra mais profundamente e o aumento de volume por congelamento da água provoca tensões

internas capazes de fragmentá-la. Também, as variações de temperatura entre o dia e a noite implicam que os distintos coeficientes de dilatação dos minerais que formam as rochas se traduzam em tensões que tendem a aumentar as fissuras e diáclases existentes. Os seres vivos, sobretudo as raízes de árvores que se desenvolvem nas fissuras, ao crescerem, partem grandes blocos com facilidade.

A decomposição das rochas por meios químicos envolve, quase sempre, a presença de água que atua, particularmente, como dissolvente. A decomposição por dissolução é desigual nas distintas rochas, dependendo dos minerais que as constituem. O quartzo é dificilmente solúvel, ao contrário da calcita que é muito solúvel em águas ricas em  $\text{CO}_2$ . A dissolução efetua-se tanto à superfície, pelas águas de superfície, como em profundidade, pela ação das águas subterrâneas, bem como próximo da superfície pelas águas de infiltração. A água, ao realizar essa ação, atua ao mesmo tempo como agente de transporte das substâncias dissolvidas. Por sua natureza, os processos e produtos da meteorização química originados pelos diferentes agentes são complexos e interdependentes. A dissolução, hidratação, hidrólise, oxidação, redução e lixiviação dos compostos mais solúveis combinam-se de formas diferentes de acordo com o tipo de rocha, o clima, e a morfologia da região. Como consequência da ação dos agentes meteóricos sobre as rochas, estas vão se desagregando, originando fragmentos e grãos de diferentes dimensões, os chamados detritos ou clastos. A ação de desgaste e remoção dos diferentes detritos e soluções, que acontece a seguir ou simultaneamente à meteorização, chama-se erosão. Os agentes são, praticamente, os mesmos que atuam na meteorização.

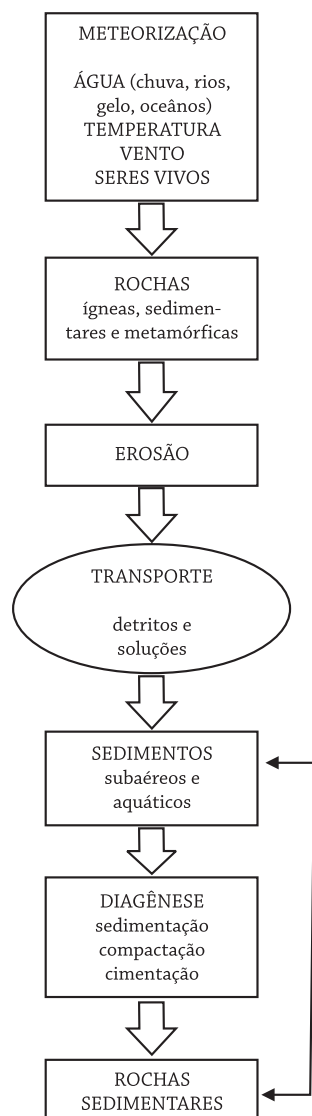


FIGURA 15.1 - Esquema dos processos envolvidos na formação das rochas sedimentares.

Como acabamos de ver, os materiais resultantes da meteorização, normalmente, não ficam no seu local de origem. São deslocados para outros locais pelos ventos, gravidade, águas (estado líquido e sólido) – dissolução e detritos ou clastos – e seres vivos, particularmente pelo homem. Dessa forma ocorre o transporte. Os materiais transportados por arraste, saltação ou suspensão são fragmentos de rochas preexistentes, minerais resistentes ao intemperismo ou alterados em graus variados e minerais formados pela alteração de outros preexistentes. Os materiais mantidos em solução na água constituem a fração solúvel, resultando do ataque químico dos agentes atmosféricos sobre as rochas preexistentes. Os primeiros materiais são denominados terrígenos, e os últimos, químicos. A sua deposição é simultânea, mas as velocidades de acumulação são variáveis, razão pela qual a relação da fração terrígena para a fração química de um sedimento é muito variável.

A sedimentação ou deposição ocorre em vários ambientes (deltaico, lagunar, marinho, torrencial etc.), denominados de bacias de sedimentação, sobretudo por ação da gravidade. O agente transportador perde a força de arraste e deposita os detritos que transportava,

segundo a dimensão e densidade dos detritos. Como resultado de sucessivos transportes e deposições, formam-se camadas ou estratos de sedimentos, disposição característica da grande maioria das rochas sedimentares.

A diagênese consiste nas mudanças ou transformações, químicas, físicas e biológicas, sofridas por um sedimento após a sua deposição. Inclui processos, tais como: compactação e rearranjo espacial dos grãos, consolidação, cimentação, autigênese, substituição, solução de pressão, precipitação, recristalização, oxidação, redução, desidratação, hidratação, lixiviação, polimerização, adsorção, ação bacteriológica, os quais são normais na parte superficial da crosta terrestre. Os processos diagenéticos não só se iniciam logo após a deposição do sedimento, como têm um tempo variável na sua ocorrência.

### **Classificação das rochas sedimentares**

A fração terrígena que é depositada na bacia de sedimentação é constituída por fragmentos de material sólido transportado mecanicamente de pontos exteriores à bacia e acumulados nesta sob a ação de gravidade. A maior parte dessa fração é de silicatos. Sua composição depende da litologia da área de origem, da intensidade e eficácia do intemperismo químico e da erosão na área de origem, a que se soma alguma modificação durante o transporte. A textura das rochas terrígenas se diz clástica (ou detrítica), porque essas rochas são constituídas principalmente por clastos (ou fragmentos, detritos).

A fração química é transportada sob a forma de soluto, sendo precipitada quimicamente com ou sem intervenção de agentes biológicos. Se o material precipitado quimicamente não sofrer remobilização mecânica, diz-se que a textura da rocha é cristalina. Se o material precipitado for revolvido por correntes, como no caso dos depósitos conchilíferos fragmentados, diz-se que a rocha tem textura clástica, à semelhança da textura das rochas terrígenas. Mais de três quartos da fração química dos sedimentos são constituídos por carbonatos; a sílica constitui o segundo componente mais abundante. Outros constituintes, contudo, podem ser abundantes localmente, tais como os sulfatos, halóides, fosfatos, óxidos e matéria orgânica.

### **Textura das rochas sedimentares**

De acordo com o item anterior, as rochas sedimentares dividem-se em dois grandes grupos texturais: o das rochas clásticas e o das rochas cristalinas ou químicas. Nas rochas cristalinas, os constituintes se justapõem, isto é, a superfície externa de cada um se encaixa na superfície externa de seus vizinhos. Nas rochas clásticas,

os constituintes não têm correspondência de forma e apenas se tocam imperfeitamente, deixando interstícios que podem permanecer vazios ou não. No último caso, os interstícios são preenchidos por substâncias precipitadas quimicamente, ou ainda por substâncias de origem terrígena e de granulometria mais fina do que a granulometria dos constituintes principais.

## REFERÊNCIAS

---

FANTINEL, L.M.; KNAUER, G. (1999). *Prática de rochas sedimentares*. Apostila de Prática de Petrografia Macroscópica. Curso de Geologia - UFMG

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

GIANNINI, P.C. (2000). Depósitos e rochas sedimentares. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 287-304.

GIANNINI, P.C.; RICCOMINI, C. (2000). Sedimentos e processos sedimentares. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 167-190.

## SITES RECOMENDADOS

---

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. Apostila de Carla Porcher)

<[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos – Terra, Planeta Vivo)

## Textura das rochas sedimentares

### OBJETIVO

Entender o aspecto ou aparência típica de uma rocha sedimentar

De acordo com o item anterior, as rochas sedimentares dividem-se em dois grandes grupos texturais: o das rochas clásticas e o das rochas cristalinas ou químicas. Nas rochas cristalinas, os constituintes se justapõem, isto é, a superfície externa de cada um se encaixa na superfície externa de seus vizinhos. Nas rochas clásticas, os constituintes não têm correspondência de forma e apenas se tocam imperfeitamente, deixando interstícios que podem permanecer vazios ou não. No último caso, os interstícios são preenchidos por substâncias precipitadas quimicamente, ou ainda por substâncias de origem terrígena e de granulometria mais fina do que a granulometria dos constituintes principais.

**Tabela 16.1**  
**Escala granulométrica de Wentworth**

Diâmetro das partículas em milímetros (mm)	Nome da partícula	Nome do sedimento (não consolidado)	Termo textural genérico do sedimento ou rocha	Nome das rochas mais comuns	Exemplos de rochas (definidas segundo aspectos específicos)	
256	Matacão (Boulder)	Cascalho	Psefito ou Rudito	Conglomerado (predominam partículas arredondadas a subarredondadas) Brecha (predominam partículas angulosas)	Paraconglomerado Ortoconglomerado Tilito Diamictito Fanglomerado	
64	Bloco (Cobble)					
	Seixo (Pebble)					
4	Microseixo ou Grânulo					
2	Areia muito grossa	Areia	Psamito ou Arenito	Arenito	Arcóseo Litoarenito Grauvaca Quartzoarenito	
	1					Areia grossa
	1					Areia média
	½					Areia fina
	¼					Areia muito fina
1/8	Silte	Silte		Siltito		
1/16	Argila	Argila	Pelito ou Lutito	Argilito	Lamito Folhelho	
1/256						

Na textura clástica, portanto, há que se reconhecer três componentes texturais: as partículas, que são os grãos de maiores dimensões, a matriz, que é constituída por material clástico fino que preenche os interstícios, e o cimento, de origem química, que liga entre si as partículas e os elementos da matriz.

Um parâmetro importante da textura clástica é o tamanho dos constituintes detríticos das rochas. Wentworth estabeleceu uma escala para definir a ordem de grandeza desses constituintes, e na Tabela 16.1, ao lado das classes granulométricas vêm representados também os tipos granulométricos de sedimentos, estabelecidos de acordo com as classes granulométricas que neles predominam. Os tipos mais comuns de rochas sedimentares detríticas são:

- **Conglomerado** – rocha sedimentar formada pela cimentação/compactação de cascalho com mistura de partículas de tamanhos variados, predominando aquelas maiores que 2 mm, na maioria arredondadas pelo desgaste sofrido durante o transporte. Areia, silte e argila podem ocupar os espaços entre os grãos maiores. Pode existir ainda um cimento natural, por exemplo, de carbonato de cálcio. Os conglomerados podem formar-se em ambientes fluvial (no canal fluvial), litorâneo e até marinho.
- **Brecha Sedimentar** – rocha formada predominantemente de grãos maiores que 2 mm, mas que se distingue dos conglomerados por ter a maioria dos grãos pouco ou não arredondados, manifestando o pequeno transporte de suas partículas. Forma-se em áreas muito próximas da área-fonte dos sedimentos.



FIGURA 16.1 - Bloco de brecha sedimentar, matriz arenítica e grãos angulosos de silito.

- **Arenito** – rocha sedimentar constituída pela agregação de grãos de areia. Tem aparência mais homogênea que as rochas anteriores, textura mais fina, com grãos de areia perceptíveis a olho nu (arenito grosso e muito grosso) ou com auxílio de lupa de bolso (arenito fino ao tato é, em geral, áspero). Os grãos de areia podem ser só apenas de quartzo ou de misturas de quartzo com outros minerais, porém, geralmente o quartzo predomina. Pode formar-se em ambientes diversos como fluvial, de praia, dunas de deserto, marinho.
- **Siltito** – rocha de aparência homogênea, muito fina, com aspereza muito leve ao tato, percebendo-se grãos por desagregação ao canivete ou ao dente. Os grãos não são visíveis à vista desarmada.
- **Argilito** – rocha sedimentar de granulometria extremamente fina, imperceptível a olho nu, geralmente lisa ao tato, e frequentemente de odor semelhante ao de moringa, quando molhada. Forma-se em ambiente fluvial – nas planícies de inundação dos rios, lacustre, lagunar, paludal e marinho, entre outros. Quando físsil, recebe o nome de **folhelho**. Rochas formadas pela mistura de argila, silte e um pouco de areia são denominadas **lamitos**.

As rochas sedimentares podem ser formadas também pela precipitação dos materiais que foram transportados em solução, rochas químicas, e pela acumulação de matéria orgânica, rochas orgânicas. Como exemplo do primeiro tipo citam-se:

- **Calcário** – rocha sedimentar formada pela precipitação de carbonato de cálcio, frequentemente, em condições marinhas. É facilmente reconhecida por apresentar efervescência ao ácido clorídrico diluído. O calcário pode apresentar textura clástica. Outros tipos de sedimentos químicos são: **Evaporito, Jaspilito, Silexito, Fosforito**.
- **Carvão** – é formado pela acumulação de detritos vegetais sob condições não-oxidantes, geralmente em condições pantanosas. É constituído de uma mistura de compostos orgânicos complexos, quantidades variáveis, porém pequenas, de substâncias minerais (chamada **cinza do carvão**) e água. Os principais tipos de rochas carbonosas da série do carvão são: **turfa, linhito, hulha, carvão**.

### Estrutura das rochas sedimentares

Os elementos estruturais (Figura 16.2) mais característicos das rochas sedimentares são os planos correspondentes às superfícies deposicionais, geralmente de atitude horizontal a pouco inclinada. Embora a sedimentação seja contínua, os fatores físicos durante

a sedimentação variam, produzindo mudanças na natureza dos materiais depositados. Cada unidade deposicional diferenciada constitui um estrato ou camada (Figura 16.2), e o depósito diz-se estratificado.



FIGURA 16.2 - Estratos horizontais das rochas sedimentares do Grand Canyon – EUA.

O acamamento pode apresentar-se inclinado em relação à principal superfície deposicional, caracterizando a estratificação cruzada (Figura 16.3 e Figura 16.2). Essa inclinação pode chegar a 30° e aponta no sentido do movimento local da corrente, permitindo a identificação da direção e do sentido do transporte dos sedimentos.

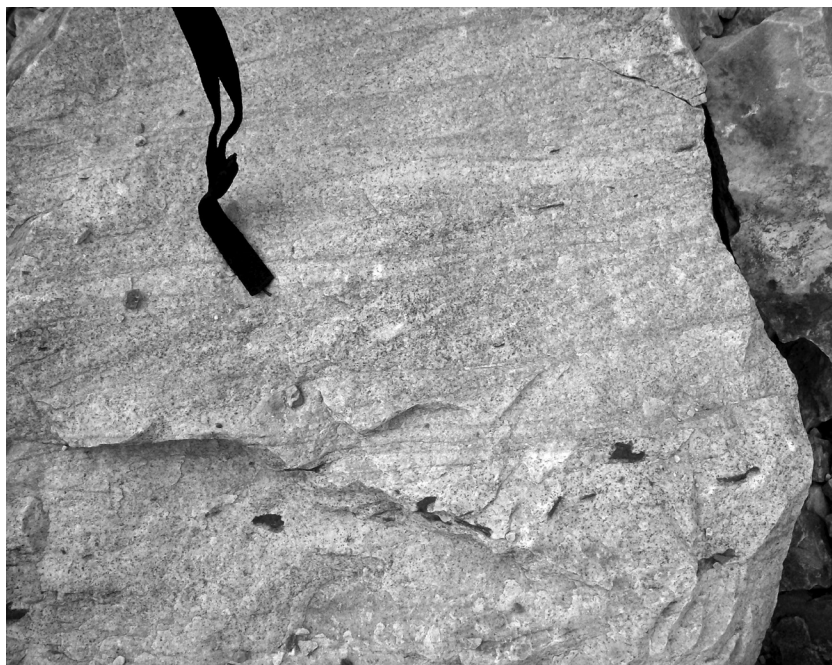


FIGURA 16.3 - Estratificação cruzada de pequeno porte em quartzito.



FIGURA 16.4 - Estratificação cruzada de grande porte em quartzitos.

Outra estrutura típica das rochas sedimentares é a marca ondulada (*ripple marks*) (Figura 16.5 e Figura 16.2). A superfície de sedimentos incoerentes pode adquirir aparência ondulada por ação de correntes aquosas ou de ventos. Quando a corrente move-se uniformemente em sentidos preferenciais, as marcas onduladas serão assimétricas, com os lados mais íngremes apontando para jusante; correntes oscilatórias formarão marcas onduladas simétricas. Essas feições assim como a estratificação cruzada podem ser usadas para inferir os sentidos de paleocorrentes.



FIGURA 16.5 - Marcas de onda em quartzito.

Sedimentos de granulometria argila, quando são depositados em meio aquoso e posteriormente expostos ao ar, geralmente se contraem e se fendam por ressecamento (Fig 16.2). Essas fendas de dissecação (*mud cracks*) formam polígonos de forma irregular, cujo tamanho é relacionado à espessura da camada sedimentar que está sendo desidratada.

Concreções são segregações de matéria mineral que crescem interna ou intersticialmente na rocha. Elas podem se formar logo após a deposição de um sedimento, por precipitação de substâncias dissolvidas na água que ocupa seus poros, ou consideravelmente mais tarde, na diagênese. Variam de tamanho, de milímetros até metros, da forma esférica até a altamente irregular, e a estrutura, de concêntrica até radial (Figura 16.6). As concreções mais comuns são de calcita, sílex, óxidos de ferro, siderita, barita, pirita e calcedônia.

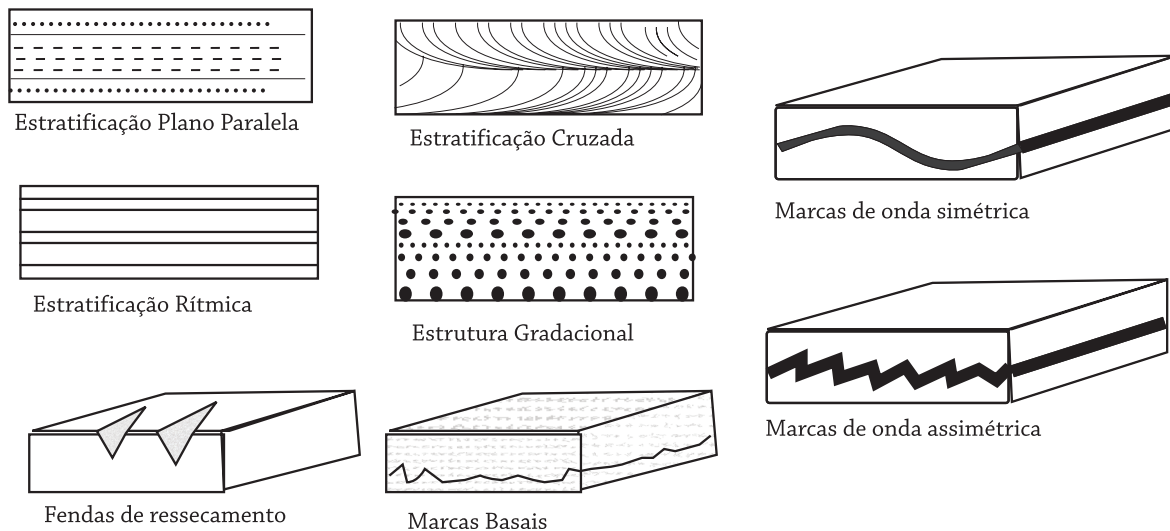


FIGURA 16.6 Estruturas primárias sedimentares.



FIGURA 16.7 - Rocha calcárea com concreções arredondadas de calcita.



FIGURA 16.8 - Rocha sedimentar exibindo estrutura gradacional – sequência sucessiva de grãos mais grosseiros que gradam para grãos mais finos.

## REFERÊNCIAS

- FANTINEL, L.M.; KNAUER, G. (1999). *Prática de rochas sedimentares*. Apostila de Prática de Petrografia Macroscópica. Curso de Geologia - UFMG
- FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.
- GIANNINI, P.C. (2000). Depósitos e rochas sedimentares. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 287-304.
- GIANNINI, P.C.; RICCOMINI, C. (2000). Sedimentos e processos sedimentares. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 167-190.

## SITES RECOMENDADOS

- <[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. Apostila de Carla Porcher)
- <[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos – Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Acesse os sites indicados e outros que conhecer ou faça um trabalho de campo em sua região e procure por ilustrações e/ou amostras de todas as rochas sedimentares citadas nesta aula.
- 2- Use as ilustrações ou amostras obtidas para a descrição das texturas e estruturas dessas rochas

## Rochas metamórficas

### OBJETIVO

Saber caracterizar e identificar os diversos tipos de rochas metamórficas e diferenciá-las dos outros tipos de rochas.

### INTRODUÇÃO

---

Rochas metamórficas são aquelas que resultam da transformação de rochas preexistentes em condições de temperatura e pressão diferentes das condições de formação da rocha e superiores àquelas que prevalecem na superfície terrestre. As transformações metamórficas têm lugar no interior da crosta terrestre e em presença de fluidos que preenchem os poros e as fendas das rochas. A modificação pode ser relativa à textura da rocha, estrutura e/ou composição mineralógica, aspectos abordados nesta aula.

### CONDIÇÕES PARA O METAMORFISMO

---

Do ponto de vista químico, as rochas são sistemas de determinado número de fases (minerais, substâncias amorfas e fluidos dos espaços intergranulares), as quais estão em equilíbrio estável nas condições de T e P em que a rocha se formou, mas que se afastam tanto mais desse estado de equilíbrio quanto maiores forem as variações de T e P das rochas, ou da natureza e pressão dos fluidos que elas contêm. Uma rocha afastada das condições de equilíbrio torna-se sede de reações químicas que tendem a restabelecer o equilíbrio. A Figura 17.1 exhibe os campos de T e P responsáveis pela formação dos três tipos de rochas da crosta.

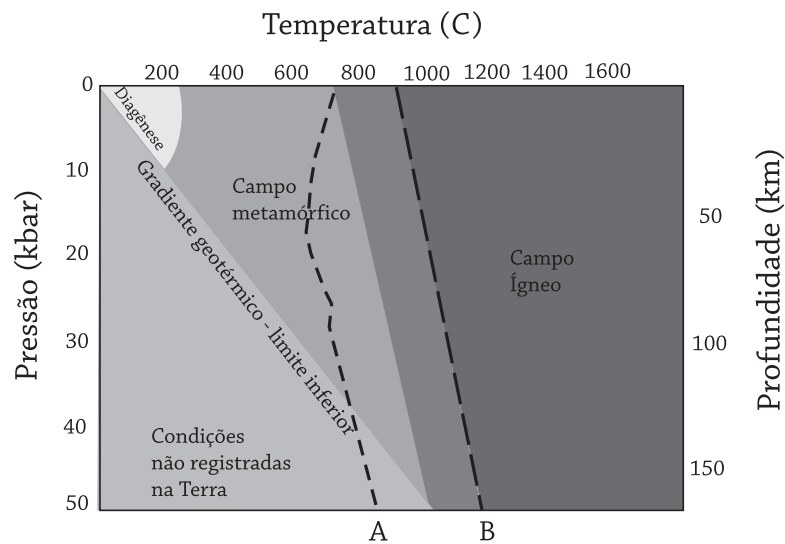


FIGURA 17.1 - Campos que delimitam as temperaturas, pressões e profundidades da crosta onde se formam as rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. A) Curva de fusão para granitos sob condições hidratadas ( $P_{tot} = PH_2O$ ); B) curva de fusão para granitos sob condições anidras ( $PH_2O = 0$ ). (Adaptado de RUBERT *et al.* 2000.)

Os processos metamórficos ocorrem no âmago da crosta e sua atuação é inacessível à observação direta. A pressão, na crosta da Terra, cresce com a profundidade e é representada pelo peso da coluna de rocha acima do ponto considerado. A temperatura também aumenta com a profundidade, pois a Terra possui um gradiente de temperatura estimado em cerca de  $30^{\circ}\text{C}$  por quilômetro de profundidade. Compreende-se, portanto, que quando uma rocha sedimentar é sepultada sob camadas sucessivas de sedimentos, ela experimenta temperaturas e pressões cada vez mais elevadas. Ao contrário, nas regiões desgastadas pela erosão, as rochas intrusivas ali existentes vão sendo aliviadas do peso das rochas sobrejacentes e, ao mesmo tempo, vão se resfriando em virtude de sua maior proximidade com a superfície do terreno. Em ambos os casos, as rochas afastam-se de suas condições originais de equilíbrio.

Há dois tipos principais de variações dos fatores físicos capazes de afetar sensivelmente o equilíbrio no interior da crosta. Como já mencionado, a crosta da Terra se desloca constantemente devido à tectônica de placas e às correntes de convecções. Por causa desse deslocamento, as placas se chocam fazendo com que as pressões se elevem nas áreas de impacto. O gradiente geotérmico contribui para a variação de temperaturas com a profundidade e, assim, é possível a existência de locais com pressões e temperaturas diferenciadas ao longo da crosta. Outro aspecto que afeta a temperatura da crosta localmente é a intrusão de câmara magmática em rochas preexistentes, ditas como encaixantes. O primeiro tipo de

metamorfismo ocorre pela elevação da temperatura das rochas que são intrudidas por um magma. A modificação correspondente é denominada metamorfismo térmico ou de contato. Na maioria dos casos de metamorfismo, não há troca de substâncias com o exterior, isto é, a composição química da rocha metamorfisada permanece essencialmente a mesma. Entretanto, os líquidos e gases que escapam de certos magmas podem participar das reações e operar modificações sensíveis na composição química das rochas vizinhas, quer pela adição de certas substâncias, como álcalis e sílica, quer pela remoção de outras. Os processos em que há mudanças de substâncias são reunidos sob o nome de metassomatismo. Outro tipo de transformação fundamental é aquele em que, em virtude de deslocamento da crosta terrestre, como em áreas de encontro de placas, as rochas acham-se sujeitas ao mesmo tempo a elevadas temperaturas e a grandes pressões. A transformação resultante é denominada metamorfismo termodinâmico ou regional, pois, ao contrário do metamorfismo de contato, ele atinge regiões extensas, cobrindo milhares de quilômetros quadrados.

### TEXTURAS E ESTRUTURAS DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

A textura das rochas metamórficas se desenvolvem por blastese, que implica a nucleação e crescimento mineral no estado sólido. Texturas granulares isótópicas, sem o predomínio de uma ou outra dimensão nos minerais são denominadas **granoblásticas**, nas quais os grãos adquirem dimensões similares entre si com interfaces retas e junções tríplexes. Rochas com o predomínio de minerais micáceos orientados, como muscovita e biotita, apresentam textura **lepidoblástica**. Quando os minerais orientados forem prismáticos, como feldspatos e anfibólios, a textura é referida como **nematoblástica**. Algumas espécies minerais podem destacar-se no tamanho por, pelo menos, uma ordem de grandeza: nesse caso, são denominados **porfiroblastos**, e o conjunto de granulometria mais fina que o cerca, de **matriz**.

As rochas metamórficas apresentam várias peculiaridades estruturais. A mais notável e que abrange grande número dessas rochas é a foliação, que consiste na presença de planos de separação mecânica mais ou menos contínuos e resultantes da orientação planar-paralela dos minerais tabulares e prismáticos. As rochas metamórficas foliadas são facilmente cliváveis paralelamente aos planos de foliação.

As rochas metamórficas foliadas são denominadas **ardósias**, **filitos** e **xistos**, dependendo da granulação dos minerais e das características da foliação. Uma variedade de estrutura foliada é a clivagem ardosiana, na qual os constituintes minerais têm granulação muito fina ou são visíveis apenas ao microscópio. A rocha apresenta uma

perfeita partição segundo superfícies paralelas notavelmente planas. As rochas que apresentam essa estrutura são denominadas **ardósias**. A granulação fina se deve a um grau de metamorfismo menor que o dos xistos.

Certos minerais dos xistos têm a propriedade de formar cristais muito maiores e mais perfeitos do que o resto dos constituintes da rocha. Esses cristais, quando tabulares ou prismáticos, crescem em todas as direções, ao contrário dos outros, que se orientam segundo os planos de foliação. Os minerais em questão são denominados porfiroblastos, e a textura da rocha é dita porfiroblástica, em virtude da analogia que apresenta com a textura porfirítica das rochas eruptivas.

Quando a rocha metamórfica tem granulação grossa e apresenta bandas ou faixas com predominância de constituintes minerais máficos orientados alternadas com faixas claras, quartzo-feldspáticas (não orientados), a estrutura é denominada bandamento metamórfico (Figura 9.2) ou estrutura gnáissica e as rochas que a exibem são classificadas como gnaisses.

Com base na estrutura e na composição, é possível adotar uma classificação macroscópica das rochas metamórficas mais comuns:

1. rochas com clivagem ardosiana: ardósias;
2. rochas maciças ou foliadas:
  - a) com quartzo como mineral principal: quartzitos;
  - b) com micas como minerais principais: filitos, micaxistos (sempre foliadas);
  - c) com carbonatos como minerais principais: mármore (dolomíticos e calcíticos);
  - d) com hematita e quartzo: itabiritos;
  - e) com excesso de MgO: serpentinito, anfibolito, cloritaxistos.
3. Rochas com bandamento gnáissico: gnaisses.

**Tabela 17.1**  
**Rochas metamórficas comuns**

<b>Estrutura - textura - composição</b>	<b>Rocha</b>
<b>Estrutura foliada = clivagem ardósiana</b> - grão mineral individual <b>não</b> visível macroscopicamente. Textura lepidoblástica (identificada ao microscópio). Mica muito fina, pouco quartzo. Cor cinza, cinza escuro, cinza esverdeado, ocre, vermelho, quando alterado.	Ardósia
<b>Estrutura foliada</b> - grão mineral individual <b>não</b> visível macroscopicamente. Textura lepidoblástica (ao microscópio). Brilho acetinado. Mica (principalmente sericita) é o mineral predominante. Pode ter quartzo, grafita (filito grafitoso), hematita (filito hematítico), carbonatos e outros minerais em menor proporção. Cor cinza, preto, bege, rosa, vermelho.	Filito
<b>Estrutura xistosa</b> - textura lepidoblástica, grão mineral <b>visível</b> . Predominam minerais micáceos com disposição planar-paralela e proporções variadas de quartzo e feldspato. Cores variadas: preto (biotita-xisto), verde (clorita-xisto ou xisto-verde), cinza, marrom etc.	Xisto
<b>Bandamento metamórfico</b> - textura granoblástica e lepidoblástica. Grão mineral <b>visível</b> . Bandamento composicional definido por níveis escuros, com predominância de minerais máficos alternados, com níveis de cor clara e predominância de quartzo e feldspato.	Gnaisse
<b>Estrutura maciça</b> - comumente. Textura granoblástica, granulação fina a grossa. Quartzo é o mineral predominante, podendo conter mica, hematita e outros minerais que dão a variedade da rocha: quartzito micácio, quartzito hematítico. Cor geralmente clara.	Quartzito
<b>Estrutura maciça</b> - comumente. Textura granoblástica. Pode ser constituída predominantemente de calcita (mármore calcítico), ou de dolomita (mármore dolomítico). Todas as cores, do branco ao preto.	Mármore

### REFERÊNCIAS

FANTINEL, L.M.; KNAUER, G. (1999). *Prática de rochas metamórficas*. Apostila de Prática de Petrografia Macroscópica. Curso de Geologia da UFMG.

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

RUBERTI, E.; SZABÓ, G.A.J.; MACHADO, R. (2000). Rochas metamórficas. In: *Decifrando a Terra*. GUERRA, W.T. (Org.). São Paulo: Oficina de Textos. p. 381- 398.

### SITES RECOMENDADOS

<[www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas\\_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/Dados%20fisicos.htm)>. (Apostila de Carla Porcher)

<[www.domingos.home.sapo.pt/](http://www.domingos.home.sapo.pt/)>. (Site de Luis Carlos Domingos. Terra, Planeta Vivo)

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Acesse os sites indicados e outros que conhecer ou faça um trabalho de campo em sua região e procure por ilustrações e/ou amostras de todas as rochas metamórficas citadas nesta aula.
- 2- Use as ilustrações ou amostras obtidas para a descrição das texturas e das estruturas dessas rochas.

## Estrutura das rochas – fraturas

### OBJETIVO

Compreender as estruturas geradas nas rochas por deformações da crosta terrestre com especial atenção às fraturas.

### INTRODUÇÃO

A Geologia Estrutural estuda os processos deformacionais da litosfera e as estruturas decorrentes dessa deformação.

A crosta é dotada de dinamismo gerado por esforços resultantes de forças endógenas, as quais provocam deslocamentos de massas rochosas denominadas de **movimentos tectônicos**. As espessuras nas regiões continentais são de aproximadamente 30 km (mas nas regiões oceânicas podem variar de 5 a 70 km nas cadeias orogênicas). Os movimentos tectônicos produzem modificações de posição, atitude, forma e volume dos corpos rochosos, traduzidas pelas deformações, cujos resultados são as estruturas.

### DEFORMAÇÃO DA CROSTA

As rochas sedimentares são depositadas originalmente como camadas horizontais. Contudo, devido aos movimentos das placas litosféricas constantes na crosta, em alguns locais a posição original dessas camadas são modificadas, passando a ser inclinadas, quebradas ou deformadas.

Os principais fatores que determinam a rocha a se romper ou apenas sofrer flexão são:

- pressão hidrostática - pressão vertical de confinamento exercida em um determinado ponto da crosta, que é igual à pressão exercida pelas rochas subjacentes. Rochas submetidas a pressões elevadas por longos períodos de tempo não apresentam grandes resistências aos esforços, ao contrário, fluem como se fossem um líquido extremamente viscoso;
- temperatura - com o aumento da temperatura, a rocha se deforma mais facilmente;

- profundidade - influencia nos valores de pressão e de temperatura;
- velocidade ou taxa de deformação - a deformação ocorrida em uma rocha durante um intervalo de tempo.

Podem-se distinguir dois grandes campos de deformação (Figura 18.1):

- campo rúptil - envolve a deformação com ruptura, quebra e descontinuidades das camadas rochosas. Ocorrem em áreas da crosta com baixas temperaturas, baixas tensões confinantes, e alta taxa de deformação. Essas são áreas no domínio mais superficial;
- campo dúctil - envolve a deformação sem ruptura ou perda de continuidade das camadas rochosas conhecidas como deformação plástica. Ocorrem em áreas com altas temperaturas, altas pressões confinantes e baixas taxas de deformação. Essas são áreas no domínio mais profundo.

Campos rúptil-dúcteis normalmente são as zonas equivalentes em profundidades intermediárias.

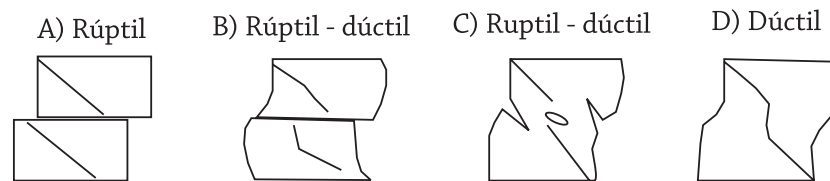


FIGURA 18.1 - Exemplos de deformações nos diferentes campos.

## Estruturas do Campo Rúptil

### Fraturas, juntas e falhas

Existem três caminhos pelos quais as rochas sofrem deformações:

- apresentam um fluxo, ao sofrer deformações mais ou menos distribuídas (cisalhamento dúctil);
- dobram-se, flexionando as camadas, podendo haver um encurtamento acentuado e deformação interna moderada;
- apresentam descontinuidades de um bloco em relação a outro ao longo de discretas superfícies ou zonas com pequena ou intensa deformação e/ou deslocamento entre os blocos. Tais descontinuidades são chamadas de **fraturas**.

As fraturas podem ser diferenciadas como:

- junta - fratura extensional natural.
- veio - fratura preenchida por precipitados minerais ou lamas.
- dique - fratura preenchida por rochas ígneas ou rochas sedimentares clásticas remobilizadas.

- falha - é uma descontinuidade planar entre blocos de rocha, os quais se apresentam deslocados entre si, paralelamente à descontinuidade.

### Juntas

Juntas são fraturas ao longo das quais não houve movimento. Formam famílias (superfícies, paralelas ou subparalelas) ou sistemas.

- Família - conjunto de juntas paralelas com padrão regular. Quando ocorrem duas ou mais famílias de juntas, estas compõem os chamados sistemas de juntas.
- Sistemas - conjunto de famílias entrecruzadas.

A origem das juntas (Tabela 18.1) está ligada tanto a processos/ esforços adiastróficos (ou primários), ou seja, não-tectônicos (juntas de resfriamento, disjunção colunar no basalto – Figura 18.2, *mud cracks*), quanto diastróficos (ou secundários), juntas de origem tectônica, provenientes de uma estruturação regional.

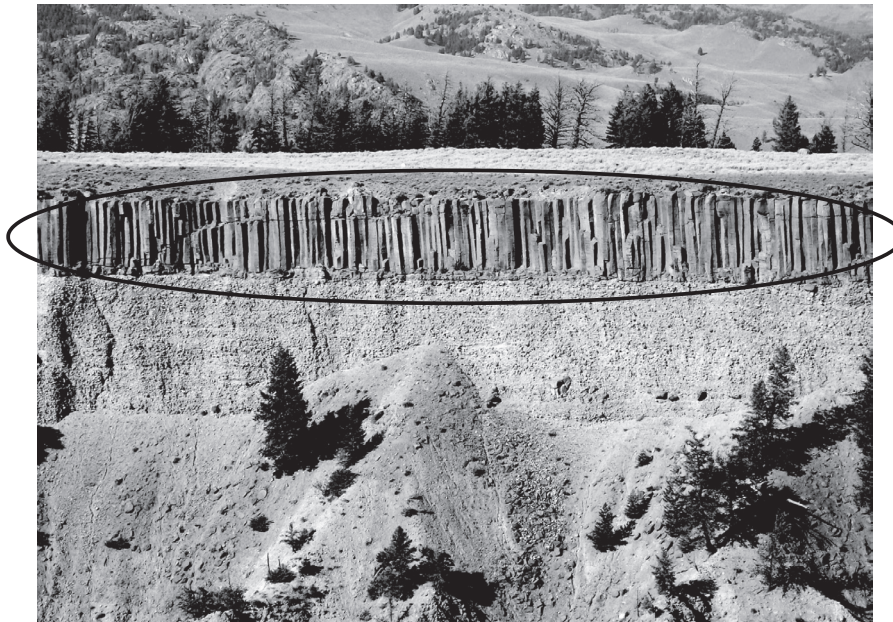


FIGURA 18.2 - Disjunção colunar no basalto.

### Tabela 18.1

#### **Classificação geométrica das juntas**

Em relação às estrutura planares (acamamento, xistosidade, bandamento gnáissico), ocorrem:

- juntas direcionais - paralelas à estrutura planar (Figura 17.2);
- juntas de mergulho - paralelas à direção de mergulho;
- juntas horizontais - concordantes a planos horizontais;
- juntas diagonais - oblíquas à direção da camada.



FIGURA 18.3 - Juntas paralelas às camadas.

### Falhas

O que caracteriza uma falha é a ocorrência de movimento diferencial entre os blocos. Uma falha é o resultado de extensão, distensão ou torção. Suas dimensões variam da escala mineralógica às escalas continentais (Falha da Lancinha, Falha de San Andreas).

### Zona de Falha

É uma região em que há muitas falhas paralelas ou anastomosadas. É frequente sua localização em zonas de deformação dúctil.

Elementos geométricos das falhas (Figura 17.2):

- plano de falha;
- capa ou teto - bloco que se situa sobre o plano de falha;
- lapa ou muro - bloco que se situa sob o plano de falha;
- espelho de falha - superfície lisa, brilhante, normalmente cheia de estrias de atrito situada sobre o plano de falha;

- traço ou linha de falha - a linha formada pela interseção do plano de falha com a superfície terrestre ou o plano horizontal.

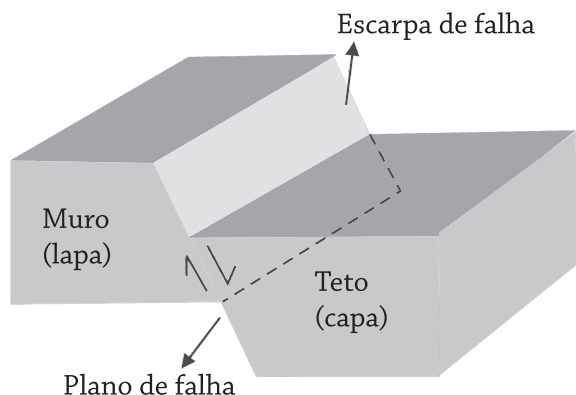


FIGURA 18.4 - Elementos geométricos de uma falha: blocos de falha: muro ou lapa e teto ou capa; escarpa e plano de falha.

### Classes ou tipos de falhas fundamentais

Com base no movimento relativo entre os blocos, existem quatro principais classes de falhas (Figura 18.5):

- a) normal (ou de gravidade) - muro se desloca para cima, e o teto, para baixo;
- b) inversa (ou reversa) - muro se desloca para baixo, e o teto, para cima;
- c) transcorrente (ou direcional) - movimento horizontal;
- d) oblíqua - deslocamento vertical e lateral simultâneo.

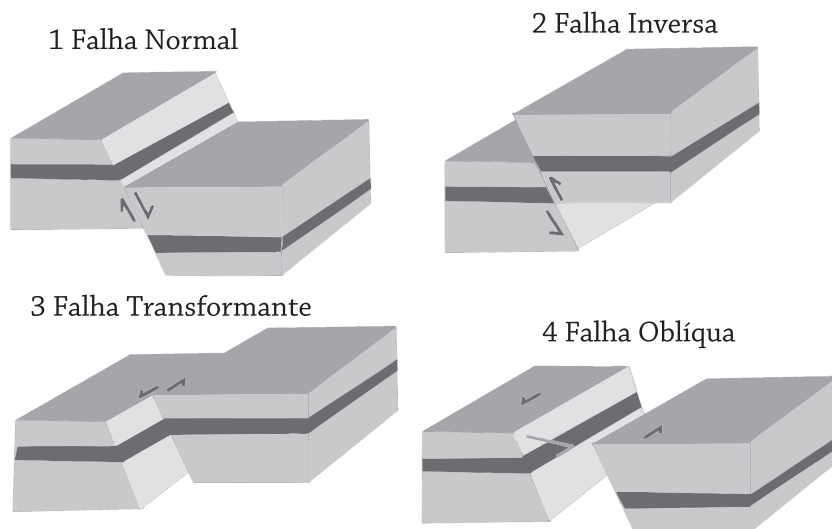


FIGURA 18.5 - Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes.

### Elementos de reconhecimento de falhas: critérios geológicos e geomorfológicos

Falhas podem ser observadas em excelente exposição natural, mas na maioria das vezes não são observadas diretamente. São inferidas a partir de descontinuidade geológicas, por meio de uma zona não exposta, que se presume ser a expressão da zona de rejeito da falha na superfície – Tabela 18.2.

Tabela 18.2

#### Critérios de reconhecimento de falhas

##### Critérios geológicos

- Reconhecimento pelo espelho de falha: superfície lisa, normalmente escura e brilhante que contém as estrias de atrito.
- Ocorrência de estrias de atrito ao longo do plano de falha (*slickensides*).
- Mudança brusca de litotipos.
- Mudança brusca de estruturas/texturas metamórficas.
- Mudança brusca de estilo estrutural.
- Mudança brusca de estruturas/texturas sedimentares.
- Truncamento de estruturas.
- Ocorrência de dobras de arrasto.
- Repetição ou omissão de camadas.

##### Critérios geomorfológicos

- Deslocamentos de terra.
- Desvios e anomalias no padrão de drenagem.
- Facetas trapezoidais ou triangulares.
- Presença de escarpas.

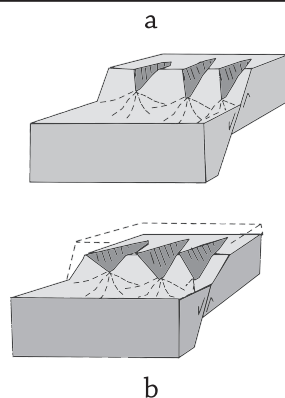


FIGURA 18.6 - Evolução do relevo a partir de falhamento normal e geração de escarpa: a) erosão e facetas triangulares; b) avanço do processo erosivo e suavização da escarpa.

---

## REFERÊNCIAS

---

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. (1976). *Geologia estrutural e introdução à geotectônica*. São Paulo: Edgard Blucher/CNPq.

MACHADO, R.; SILVA, M. E. (2000). Estruturas em rochas. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 400-401.

MAGALHÃES, F.S.; CELLA, P.R.C. (1998). Estrutura dos maciços rochosos. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N. (Org.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE, p. 39-55.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

---

## SITE RECOMENDADO

---

<<http://www.geosci.unc.edu/faculty>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Acesse a internet e busque ilustrações de falhas normais e inversas, juntas e disjunções em rochas. Explique cada uma.
- 2- Acesse o *Google Earth* e encontre falhas transformantes na crosta terrestre.
- 3- Qual a importância das falhas para a formação do relevo?
- 4- Qual a influência da tectônica de placas para a geração de falhas?

## Estrutura das rochas – dobras

### OBJETIVO

Compreender as estruturas geradas nas rochas por deformações da crosta terrestre com especial atenção às dobras.

### INTRODUÇÃO

Uma das feições estruturais mais evidentes (desde a escala microscópica até a quilométrica) em regiões submetidas a tensões compressivas é a **Dobra**, ou seja, uma superfície qualquer de referência curvada no sentido côncavo ou convexo, em relação à linha do horizonte.

Dobras são ondulações tanto convexas quanto côncavas existentes em corpos originalmente planos, podendo ocorrer em rochas sedimentares, ígneas ou metamórficas. Em geral, é uma manifestação de deformação dúctil das rochas. Formam-se sob condições variadas de *stress*, pressão hidrostática e temperatura.

### ELEMENTOS GEOMÉTRICOS DE UMA DOBRA

Uma dobra é caracterizada por uma geometria específica que contém vários elementos que a descrevem (Fig 19.1). As mudanças possíveis na geometria destes elementos podem mudar o estilo da dobra. Estes elementos são descritos a seguir:

- flancos (A) - partes laterais da dobra entre a charneira;
- ponto de charneira (B) - onde a dobra atinge sua máxima curvatura;
- plano ou superfície axial (C) - a superfície que une os pontos de charneira das dobras;
- linha de charneira (D) - união dos diversos pontos de charneira;
- ângulo de mergulho da linha de charneira (E).

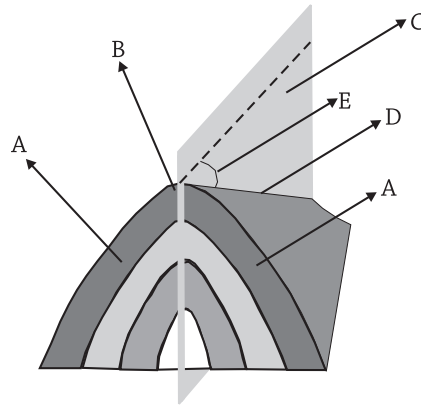


FIGURA 19.1 - Elementos geométricos de uma dobra.

### CLASSIFICAÇÃO GEOMÉTRICA DAS DOBRAS

Quando as relações estratigráficas entre suas rochas são desconhecidas, podem ser subdivididas em:

- a) Sinformas - dobra que converge ou se fecha para baixo.
- b) Antiformas - dobra que converge ou se fecha para cima.

#### Dobras com linha de charneira reta

Dobras horizontais (linha de charneira inclinada entre 0 a 10 graus), dobras verticais (linha de charneira inclinada entre 80 a 90 graus) e dobras com caimento (linha de charneira entre 10 a 80 graus - Figura 19.2A).

De acordo com a superfície axial, as dobras podem ser normais (superfície axial vertical entre 80 a 90 graus), recumbentes (superfície axial horizontal entre 0 a 10 graus) e inversas (superfície axial inclinada entre 10 a 80 graus) (Figura 19.2B).

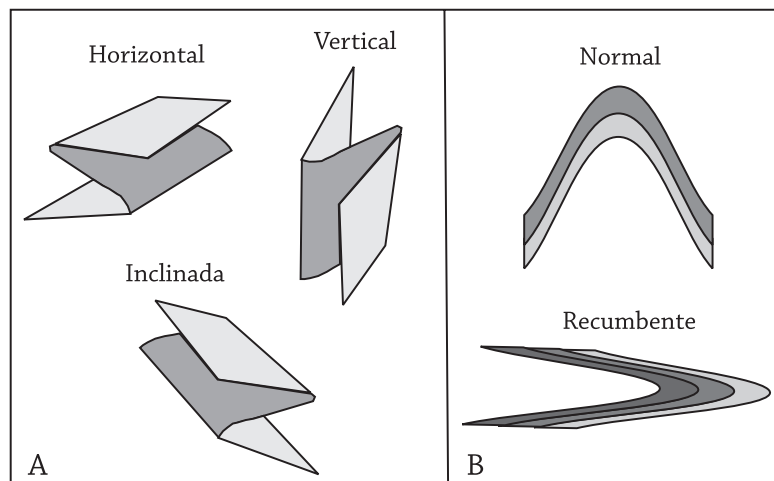


FIGURA 19.2 - Classificação de dobras com base: A) na linha de charneira: horizontais; B) com base na superfície axial.

Existem inúmeros outros tipos de dobras que geram formas mais complexas, como pode ser observado na Figura 19.3. A linha de charneira pode não ser retilínea assim como os planos ou superfícies axiais. Os flancos também podem ter inclinações variadas como exibe a Figura 19.4.

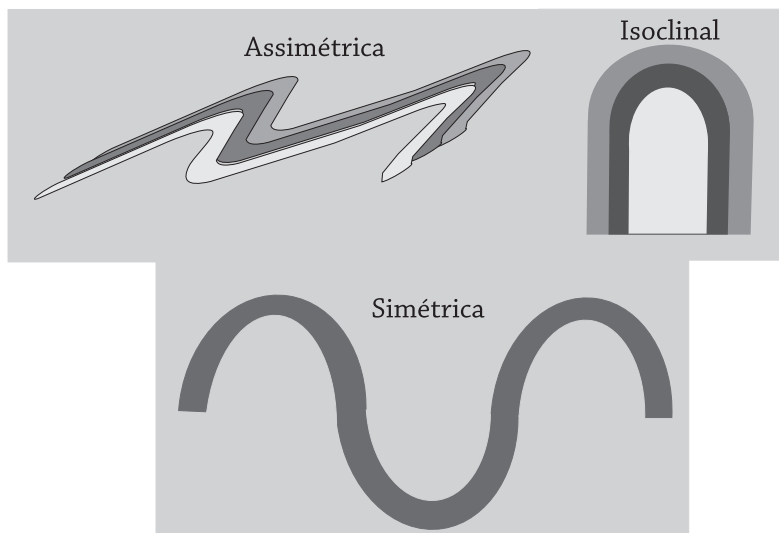


FIGURA 19.3 - Variações de dobras devido à inclinação dos flancos.

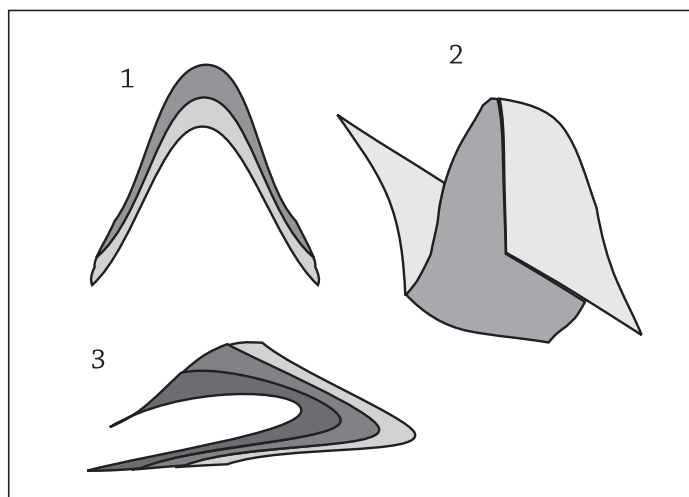


FIGURA 19.4 - Outras possibilidades de formas de dobras.

As dobras também são responsáveis pela elaboração de relevos na crosta terrestre. A Figura 19.5 apresenta rochas calcárias dobradas na base da Cordilheira Alpina.



Dobras da Cadeia Alpina



Dobra nas montanhas rochosas, Canadá



Dobras nos Andes Argentinos

FIGURA 19.5 - Dobras. (Fotos: Parizzi, MG.)

## REFERÊNCIAS

---

FRASCA, M.H.B.O.; SARTORI, P.L.P. (1998). Minerais e rochas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 15-38.

LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. (1976). *Geologia estrutural e introdução à geotectônica*. São Paulo: Edgard Blucher/CNPq.

MACHADO, R.; SILVA, M.E. (2000). Estruturas em rochas. In: GUERRA, W.T. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 400-401.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

## SITE RECOMENDADO

---

<<http://www.geosci.unc.edu/faculty>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- Acesse a internet e busque ilustrações de dobras diversas e explique cada uma.
- 2- Acesse o *Google Earth* e encontre dobras na crosta terrestre.
- 3- Qual a importância das dobras para a formação do relevo?
- 4- Qual a influência da tectônica de placas para a geração de dobras?

## Água subterrânea

### OBJETIVO

Compreender como é armazenada e transmitida a água subterrânea na crosta da Terra.

### INTRODUÇÃO

O volume de água subterrânea corresponde a 22% do volume de águas continentais, contra 0,3% correspondentes a rios e lagos de água doce. Descontando-se as calotas polares e geleiras, 96,5% das águas continentais aproveitáveis ocorrem como água subterrânea e apenas 1,3% como água doce de superfície. Por isso, é muito importante a preservação desse precioso recurso hídrico. Sem conhecermos sobre a gênese e armazenamento da água subterrânea, não poderemos preservá-la, assim, nesta aula vamos entender um pouco da água subterrânea para contribuirmos com a preservação de sua qualidade.

### O CICLO HIDROLÓGICO

O conceito de ciclo hidrológico está ligado ao movimento e à troca de água nos seus diferentes estados físicos, que ocorrem na hidrosfera, entre os oceanos, as calotas de gelo, as águas superficiais, as águas subterrâneas e a atmosfera. Esse movimento permanente deve-se ao Sol, que fornece a energia para elevar a água da superfície terrestre para a atmosfera (evaporação). Ali a gravidade, que faz com que a água condensada caia (precipitação) e, uma vez na superfície, circule por meio de linhas de água que se reúnem em rios até atingir os oceanos (escoamento superficial) ou se infiltre nos solos e nas rochas, por meio dos seus poros, fissuras e fraturas (escoamento subterrâneo).

Nem toda a água precipitada alcança a superfície terrestre, já que uma parte, na sua queda, volta a evaporar-se. A água que se infiltra no solo é sujeita a evaporação direta para a atmosfera e é retida pela vegetação, que, por meio da transpiração, a devolve à atmosfera. Esse processo chamado evapotranspiração ocorre no topo da zona

não saturada, ou seja, na zona em que os espaços entre as partículas de solo contêm tanto ar quanto água.

A água que continua a infiltrar-se e atinge a zona saturada das rochas entra na circulação subterrânea e contribui para um aumento da água armazenada (recarga dos aquíferos). Como você pode ver na Figura 20.1, na zona saturada (aquífero), os poros ou fraturas das formações rochosas estão completamente preenchidos por água (saturados). O topo da zona saturada corresponde ao nível freático. A água subterrânea pode ressurgir à superfície (nascentes) e alimentar as linhas de água ou ser descarregada diretamente no oceano.

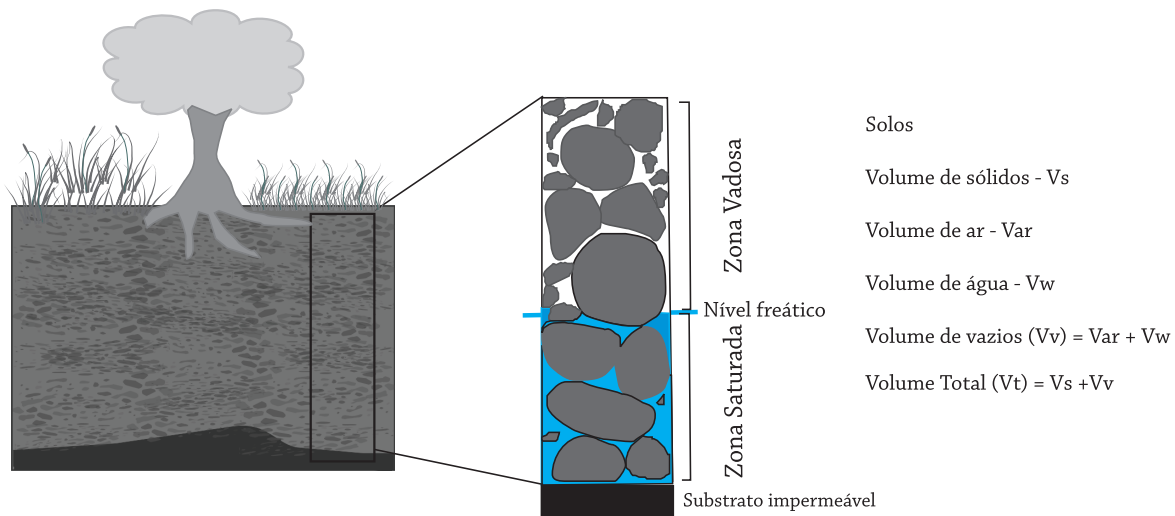


FIGURA 20.1 - Compartimentalização do perfil de água subterrânea no solo.

A quantidade de água e a velocidade com que esta circula nas diferentes etapas do ciclo hidrológico são influenciadas por diversos fatores, como, por exemplo, a cobertura vegetal, altitude, topografia, temperatura, tipo de solo e geologia.

Um reservatório de água subterrânea, também designado por aquífero, pode ser definido como toda a formação geológica com capacidade de armazenar e transmitir a água e cuja exploração seja economicamente rentável.

Existem essencialmente dois tipos de aquíferos:

- aquífero livre - formação geológica permeável e parcialmente saturada de água. É limitado na base por uma camada impermeável. O nível da água no aquífero está submetido à pressão atmosférica;
- aquífero confinado - formação geológica permeável e completamente saturada de água. É limitado no topo e na base por camadas impermeáveis. A pressão da água no aquífero é superior à pressão atmosférica.

Se as formações geológicas não são aquíferas, então, podem ser definidas como:

- aquitarde - formação geológica que pode armazenar água, mas que a transmite lentamente, não sendo rentável o seu aproveitamento a partir de poços;
- aquioclude - formação geológica que pode armazenar água, mas não a transmite (a água não circula);
- aquífugo - formação geológica impermeável que não armazena nem transmite água.

Na Figura 20.2 estão representados um aquífero confinado e um livre. Repare que o aquífero confinado, camada B, é limitado no topo e na base por camadas impermeáveis C e A, respectivamente. O aquífero livre é formado pela camada D e limitado na base pela camada impermeável C.

Na natureza, as camadas impermeáveis nem sempre se apresentam como as observadas na Figura 20.2. Elas podem ser descontínuas e irregulares e, do mesmo modo, confinarem os aquíferos.

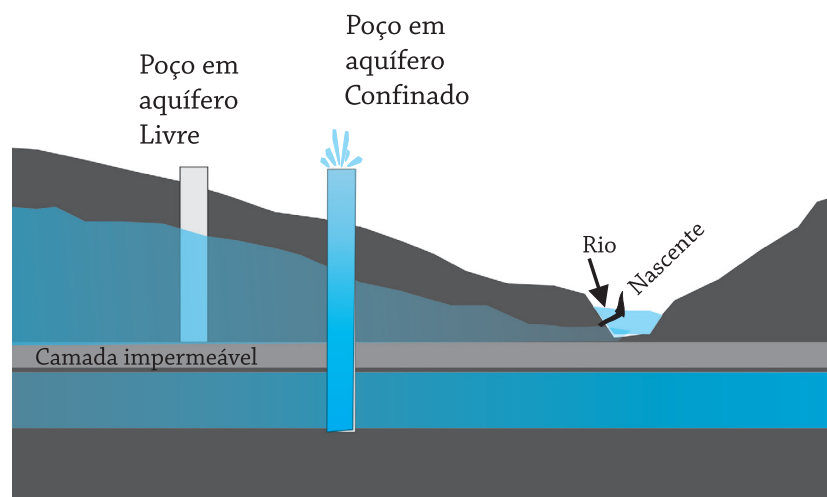


FIGURA 20.2 - Formas de ocorrência dos aquíferos Livre e Confinado.

Se construirmos poços nesses dois tipos de aquíferos, podemos verificar que:

- no poço do aquífero confinado, a água subirá acima do teto do aquífero devido à pressão exercida pelo peso das camadas confinantes subjacentes. A altura a que a água sobe chama-se nível piezométrico, e o poço é artesiano;
- no poço do aquífero livre o nível da água não sobe e corresponde ao nível da água no aquífero, pois a água está à mesma pressão que a pressão atmosférica. O nível da água designa-se por nível freático.

O nível da água nos aquíferos não é estático e varia com:

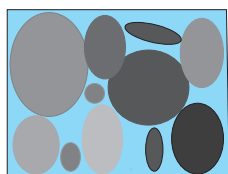
- a precipitação ocorrida;
- a extração de água subterrânea;
- os efeitos de maré nos aquíferos costeiros;
- a variação súbita da pressão atmosférica, principalmente no inverno;
- as alterações do regime de escoamento de rios influentes (que recarregam os aquíferos);
- a evapotranspiração etc.

### Propriedades associadas ao tipo de aquíferos

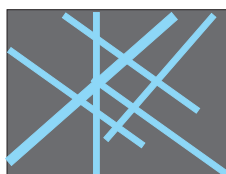
Para existir água subterrânea, ela terá de conseguir atravessar e circular por meio das formações geológicas que têm de ser porosas e permeáveis.

Diz-se que uma formação é porosa quando é formada por um agregado de grãos entre os quais existem espaços vazios que podem ser ocupados pela água. Aos espaços vazios chamamos **poros**. Existem outras formações formadas por material rochoso, nas quais os espaços vazios correspondem a diáclases ou juntas e fraturas, e não propriamente a poros.

A porosidade das formações será então a razão entre o volume de vazios e o volume da formação. Os espaços vazios podem estar conectados ou semifechados, condicionando a passagem de água por meio da formação, esta característica designa-se por permeabilidade.



Aquífero poroso



Aquífero fraturado



Aquífero cárstico

FIGURA 20.3 - Circulação de água nos meios porosos, fraturados e cársticos.

Um terreno muito poroso pode ser muito permeável se os seus poros são grandes e bem interconectados, tal como sucede nas areias limpas, ou pode ser quase impermeável se apesar de ter muitos poros, eles forem pequenos e se encontrarem semifechados, como sucede nas argilas ou em certos materiais vulcânicos.

Em geral, os terrenos de baixa porosidade tendem a ser pouco permeáveis uma vez que as conexões entre os poros são difíceis de estabelecer, como sucede nas rochas metamórficas e nas ígneas.

Se por um lado o armazenamento e circulação de água subterrânea dependem da porosidade e da permeabilidade das formações, por outro, esta ao circular vai interferir nessas propriedades porque ao longo do seu percurso vai interagindo com as rochas que atravessa, dissolvendo determinadas substâncias e precipitando outras. Por exemplo, as grutas são antigos condutos nos quais a água, ao circular, foi dissolvendo minerais, como a calcita e a dolomita, alargando cada vez mais o conduto. A canalização das habitações muitas vezes está entupida porque a água foi, ao longo do tempo, precipitando calcita nos canos.

### Aquíferos em diferentes formações

Podemos dizer que existem essencialmente três tipos de aquíferos (Figura 20.3):

- porosos - a água circula por meio de poros. As formações geológicas são areias limpas, areias consolidadas por um cimento, também chamadas **arenitos, conglomerados** etc.;
- fraturados e/ou fissurados - a água circula por meio de fraturas ou pequenas fissuras. As formações são granitos, gabros, veios de quartzo etc.;
- cársticos - a água circula em condutas que resultaram do alargamento de juntas por dissolução. As formações são os calcários e os dolomitos.

Muitas vezes, os aquíferos são simultaneamente de mais de um tipo. Por exemplo, um granito pode ter uma zona superior muito alterada, onde a circulação é feita por meio dos poros e uma zona inferior de rocha sã em que a circulação é feita por fraturas.

Os calcários e os dolomitos podem ser cársticos e fissurados, circulando a água por meio de fissuras da própria rocha e de condutos cársticos.

### Contaminação da água subterrânea

A água é um excelente solvente e pode conter inúmeras substâncias dissolvidas. Ao longo do seu percurso, a água vai interagindo com o solo e formações geológicas, dissolvendo e incorporando substâncias. Por essa razão a água subterrânea é mais mineralizada (tem mais minerais) que a água de superfície.

Apesar de o solo e de a zona não saturada apresentarem excelentes mecanismos de filtragem, podendo reter inúmeras partículas e bactérias patogênicas, existem substâncias e gases dissolvidos que dificilmente deixarão a água subterrânea, podendo ser responsáveis pela sua poluição.

Uma água está poluída quando a sua composição foi alterada de tal maneira que a torna imprópria para um determinado fim.

A deterioração da qualidade da água subterrânea pode ser provocada de maneira direta ou indireta, por atividades humanas ou por processos naturais, sendo mais frequente a ação combinada de ambos os fatores.

Os tipos mais comuns de fontes de contaminantes da água subterrânea são:

- descarga de efluentes domésticos não tratados na rede hidrográfica, fossas sépticas e lixeiras;
- práticas agrícolas como o uso de fertilizantes, pesticidas e indiretamente as práticas de irrigação;
- eliminação de resíduos industriais de produção por meio da atmosfera, do solo, das águas superficiais e subterrâneas e de derrames durante o seu armazenamento e transporte;
- a intrusão salina que é um fenômeno que ocorre em regiões costeiras, onde os aquíferos são bombeados em grandes volumes de água doce subterrânea provocando o avanço da água salgada no interior do aquífero e a consequente salinização da água dos poços;
- interação entre água superficial e subterrânea. Como muitos rios são alimentadores ou alimentados por aquíferos, muitas vezes, a má qualidade das águas superficiais pode ser transmitida às águas subterrâneas, e vice-versa.

## O AQUÍFERO GUARANI

---

A Bacia do Paraná, compreendendo o ramo argentino, é uma área de sedimentação fanerozóica com cerca de 1.750.000 km<sup>2</sup>, sendo que 1.150.000 km<sup>2</sup> pertencem ao território brasileiro. É uma bacia geológica tipicamente intracratônica na qual sua zona mais deprimida acumulou mais de 6.000 m de espessura de sedimentos, lavas, diques e sills. O Aquífero Guarani está situado nessa bacia e encontra-se intercalado entre as camadas permianas do Grupo Passa Dois e os derrames basálticos cretácicos da Formação Serra Geral. É constituído de arenitos eólicos e fluviais bem selecionados, com espessura média de 300 m, atingindo profundidades de até 1.500 m. Trata-se de um aquífero livre apenas nas bordas da Bacia do Paraná e é confinado em 90% de sua extensão.

Graças às suas excelentes características hidrogeológicas, esse reservatório constitui-se na principal reserva de água subterrânea da maior província hidrogeológica brasileira, a Paraná. Nessa reserva existem dezenas de poços com profundidades superiores aos 1.000 m e cujas vazões variam de 300 a 600 m<sup>3</sup>/h. Na região Centro-Oeste do estado de São Paulo, o número de poços e a vazão

explotada (extraída) do aquífero, por hora, são assim distribuídos: área aflorante com 200 poços (6.000 m<sup>3</sup>/h), área de médio confinamento com 700 poços (105.000 m<sup>3</sup>/h), e área confinada com 100 poços (30.000 m<sup>3</sup>/h). É de fundamental importância aprofundar o estudo do aquífero em região com escassez de informação ou onde ele é superexplotado e extremamente frágil à contaminação, como é o caso do município de Ribeirão Preto. A incorporação de novos dados de poços e de análises químicas das águas é uma necessidade para a atualização e aperfeiçoamento das pesquisas em áreas pouco cartografadas. Dessa maneira, um banco de dados alimentado em tempo real e com acesso pelos usuários por meio da internet pode ser o primeiro passo para um processo participativo de investigação, utilização, gestão e governança desse reservatório, tanto em escala regional quanto em escala municipal.

---

## REFERÊNCIAS

INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO (2001). *Água subterrânea: conhecer para preservar o futuro*. Instituto Geológico e Mineiro. Versão On-line no site do INETI:

<[http://e-eo.ineti.pt/geociencias/edicoes\\_online/diversos/agua\\_subterranea/indice.htm](http://e-eo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/agua_subterranea/indice.htm)>. Acesso em: 15 jan. 2008.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINDER, J.; JORDAN, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. Trad. Rualdo Menegati. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

---

## SOBRE O AQUÍFERO GUARANI

Figura e textos extraídos da revista *Super Interessante*, ano 13, n. 07. Entrevista com Heraldo Campos. <<http://www.sigrh.sp.gov.br/>>. Acesso em: 15 jan. 2008.

## AUTO-AVALIAÇÃO

- 1- O que se entende por nível freático? Qual sua relação com a zona de saturação?
- 2- O que se entende por aquífero?
- 3- Qual a diferença entre poço livre e poço artesiano?
- 4- Quais os tipos de aquíferos principais e a diferença entre eles?
- 5- Que tipos de rochas caracterizam os aquíferos?
- 6- Qual a importância do Aquífero Guarani?

## **Sobre a autora**

*Maria Giovana Parizzi* é doutora em Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais pela Universidade Federal de Ouro Preto (2004), professora adjunta da Universidade Federal de Minas Gerais. Atua principalmente em análise de processos geológicos em áreas de risco das cidades, como escorregamentos e erosões de encostas, e em análise e avaliação geológico-geotécnica e geoambiental na bacia do Rio das Velhas.



Para obter mais  
informações sobre  
outros títulos da  
EDITORIA UFMG,  
visite o site

[www.editora.ufmg.br](http://www.editora.ufmg.br)

A presente edição foi composta pela Editora UFMG, em caracteres Chaparral Pro e Optima Std, e impressa pela Imprensa Universitária da UFMG, em sistema offset 90g (miolo) e cartão supremo 250g (capa), em 2011.

ISBN 978-85-7041-674-2



CENTRO DE APOIO  
À EDUCAÇÃO A  
DISTÂNCIA UFMG

**PRÓ-REITORIA DE GRADUAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**

Secretaria de Educação a Distância  
Ministério da Educação

