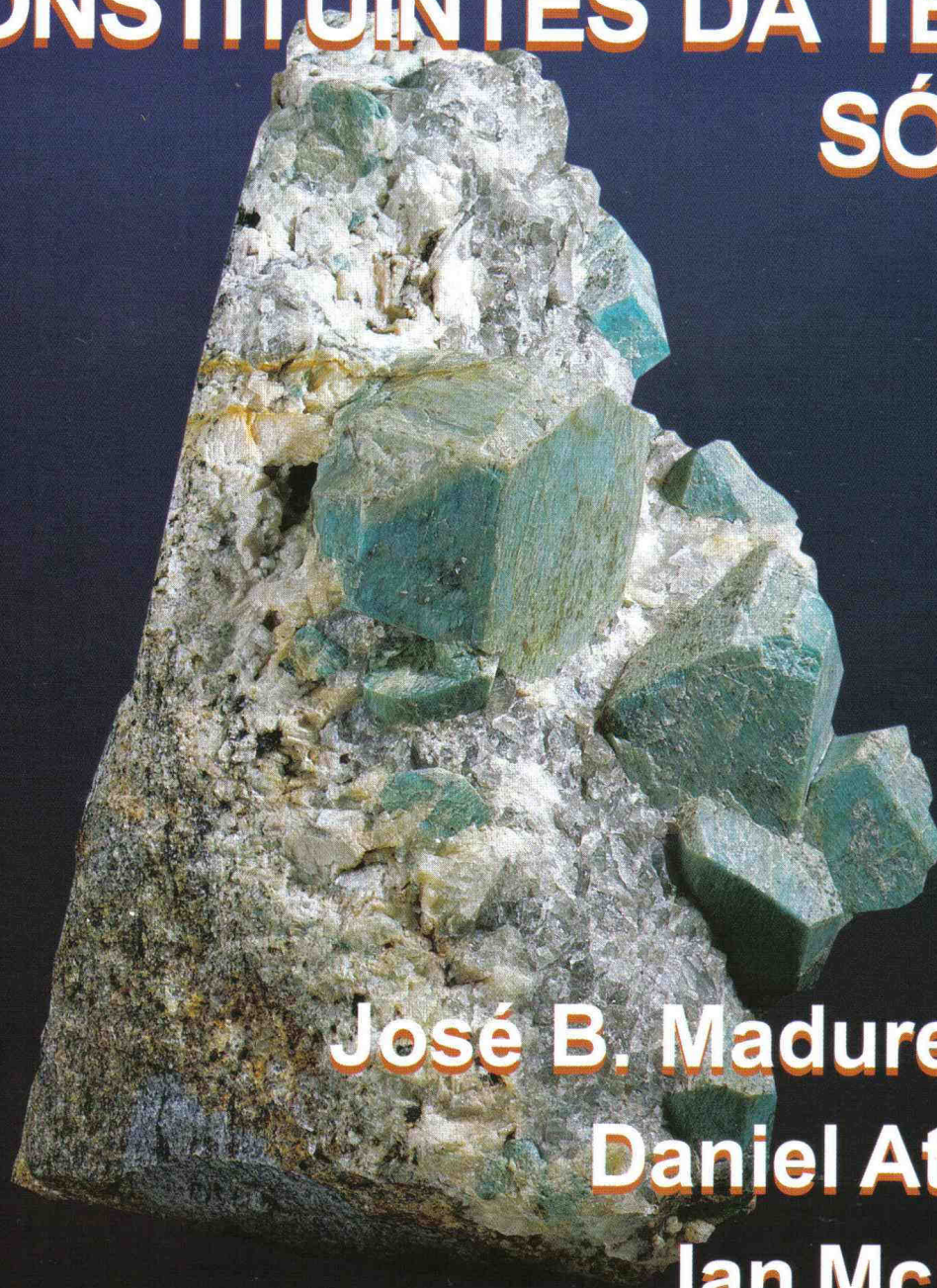


2

MINERAIS E ROCHAS: CONSTITUINTES DA TERRA SÓLIDA



José B. Madureira F^o
Daniel Atencio
Ian McReath

Para estudarmos o planeta Terra é necessário, inicialmente, conhecer as características dos materiais que o constituem, especialmente os mais superficiais e com os quais temos maior contato. Na superfície terrestre, podem ser observados materiais inconsolidados (por exemplo, os solos dos nossos jardins, as areias dos rios e das praias) e rochas consolidadas, ambos constituídos por associações mais ou menos características de minerais.

Os principais usos atuais dos minerais e rochas mais comuns são apresentados no Cap. 21. A importância dos minerais e rochas no desenvolvimento tecnológico da humanidade cresceu continuamente desde a época da pedra lascada. Entre outras coisas, a sociedade tecnológica não teria conseguido chegar à Lua não fosse o seu conhecimento sobre as características e propriedades dos minerais. A dureza excepcional do diamante, por exemplo, foi responsável pela fabricação de peças mecânicas de altíssima precisão que auxiliaram a ida do homem à Lua. Além dessas aplicações muito especializadas, muita coisa que usamos no nosso dia-a-dia vem do reino mineral.

2.1 Minerais: Unidades Constituintes das Rochas

2.1.1 O que são minerais e rochas?

Minerais são elementos ou compostos químicos com composição definida dentro de certos limites, cristalizados e formados naturalmente por meio de processos geológicos inorgânicos, na Terra ou em corpos extraterrestres. 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.

Cada tipo de mineral, tal como o quartzo (SiO_2), constitui uma **espécie mineral**. Sempre que a sua cristalização se der em condições geológicas ideais, a sua organização atômica interna se manifestará em uma forma geométrica externa, com o aparecimento de faces, arestas e vértices naturais. Nesta situação, a amostra do mineral será chamada também de **cristal**.

O termo **rocha** é usado para descrever uma associação de minerais que, por diferentes motivos geológicos, acabam ficando intimamente unidos.

Embora coesa e, muitas vezes, dura, a rocha não é homogênea. Ela não tem a continuidade física de um mineral e, portanto, pode ser subdividida em todos os seus minerais constituintes.

Já o termo **minério** é utilizado apenas quando o mineral ou a rocha apresentar uma importância econômica (Cap. 21).

Para conhecer mais sobre os minerais, vamos detalhar os principais conceitos usados na definição apresentada. Como será visto, a tradição estabelecida pelo uso e, às vezes, o abuso dos termos, conduz a algumas inconsistências. Conseqüentemente, a utilização do termo mineral nem sempre é completamente consistente.

a) Quanto à definição “... *elemento ou composto químico com composição definida dentro de certos limites.* . .”

Alguns poucos minerais têm uma composição química muito simples, dada por átomos de um mesmo elemento químico. São exemplos o diamante (átomos de carbono), o enxofre (átomos de enxofre) e o ouro (átomos de ouro). A grande maioria dos minerais, entretanto, é formada por compostos químicos que resultam da combinação de diferentes elementos químicos; sua composição química pode ser fixa ou variar dentro de limites bem definidos. Na composição química do quartzo (SiO_2), um átomo de silício combina com dois de oxigênio, qualquer que seja o tipo de ambiente geológico em que o quartzo se forme.

Já na composição do mineral olivina ($\text{Mg, Fe}_2 \text{SiO}_4$ – mineral incomum nas rochas da superfície terrestre, cujo membro magnésiano, no entanto, deve formar parte importante das rochas do interior da Terra (Cap. 5) – as relações que se mantêm fixas são a soma das quantidades de ferro e magnésio, com dois átomos, a quantidade de silício, com um átomo, e a de oxigênio, com quatro átomos. A composição química das olivinas pode variar entre dois átomos de ferro e zero de magnésio e dois de magnésio e zero de ferro, sempre com um átomo de silício e quatro de oxigênio, formando uma série de minerais que fazem o grupo das olivinas.

b) Quanto à definição “... *cristalizado.* . .”

O fato de a definição de mineral destacar o termo cristalizado, para esses materiais, significa que eles têm um arranjo atômico interno tridimensional. Os áto-

◀ Veio pegmatítico no qual se destacam cristais centimétricos de Amazonita (cor esverdeada), intrusivo em rocha gnáissica, cuja estrutura orientada típica é visível no canto inferior esquerdo. Foto: Museu de Geociências/IG-USP.

mos constituintes de um mineral encontram-se distribuídos ordenadamente, formando uma rede tridimensional (o **retículo cristalino**), gerada pela repetição de uma unidade atômica ou iônica fundamental que já tem as propriedades físico-químicas do mineral completo. Esta unidade que se repete é a **cela unitária**, o “tijolo” que vai servir de base para a construção do retículo cristalino onde cada átomo ocupa uma posição definida dentro da cela unitária (Fig. 2.1).

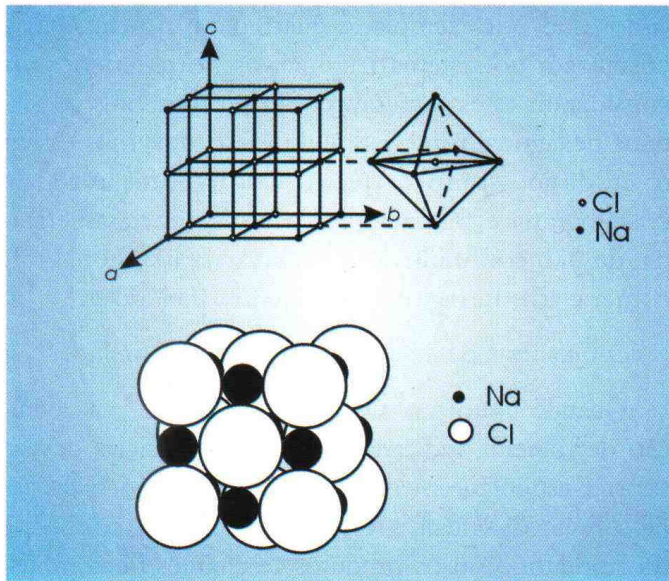


Fig. 2.1 Arranjo espacial dos íons de Na^+ e Cl^- no composto NaCl (halita), mostrando a cela unitária que resulta no hábito cristalino em cubos geralmente apresentados pelo mineral.

Dois propriedades físicas que por si só atestam esta organização interna são o **hábito cristalino** e a **clivagem**. O hábito cristalino é a forma geométrica externa natural do mineral, desenvolvida sempre que a cristalização se der sob condições calmas e ideais. Já a clivagem é a quebra sistemática da massa mineral em planos preestabelecidos que reúnem as ligações químicas mais fracas oferecidas pela estrutura do mineral.

Na natureza, os cristais perfeitos dos minerais são raros e conseqüentemente constituem as jóias do reino mineral. Mais comumente os minerais se apresentam como massas irregulares. No entanto, a cristalinidade destas amostras de minerais também pode ser reconhecida de outras formas, por meio de suas propriedades ópticas, por exemplo.

O mercúrio (elemento nativo), é o único líquido considerado espécie mineral. O gelo formado naturalmente (nas calotas polares, por exemplo) é considerado mineral, mas a água líquida, não.

Substâncias sólidas amorfas, tais como géis, vidros e carvões naturais, não são cristalinas e, portanto, não satisfazem às exigências da definição de mineral. Estas substâncias formam parte da classe dos **mineralóides**.

A repetição sistemática dos motivos estruturais formados de átomos, íons ou moléculas sustenta o conceito de **simetria cristalográfica**. A **Cristalografia** estuda a origem, desenvolvimento e classificação dos cristais naturais - os minerais que exibem formas externas geométricas - e artificiais.

O estudo da simetria externa dos cristais é feito com auxílio dos **elementos abstratos de simetria** (planos, eixos e centro) e as suas respectivas **operações de simetria** (reflexão, rotação e inversão). Assim, reconhecer a existência de um plano de simetria no cristal é visualizar uma superfície que o corta em duas metades iguais, simétricas (Fig. 2.2).

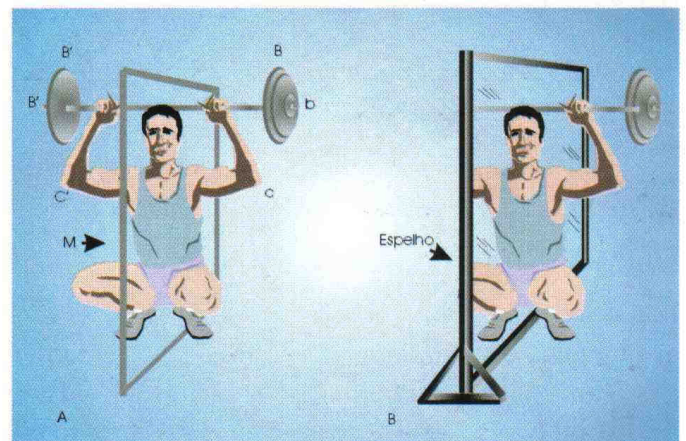


Fig. 2.2 Plano de simetria, que corta o objeto em duas partes iguais, simétricas, como um objeto e sua imagem refletida num espelho.

O eixo de simetria é uma reta imaginária que passa pelo centro geométrico do cristal e ao redor da qual, num giro total de 360° , uma feição geométrica do cristal se repete certo número de vezes (Fig. 2.3).

O centro de simetria é um ponto de simetria coincidente com o centro geométrico do cristal, em relação ao qual as feições geométricas do cristal se invertem (Fig. 2.4).

O conjunto dos possíveis elementos de simetria encontrados em um cristal é chamado de grau ou classe de simetria ou grupo pontual. Existem, na natureza, apenas 32 graus de simetria, agrupados de acordo com a similaridade de seus elementos de simetria em sete **sistemas cristalinos**, do “mais simétrico” ao “menos simétrico”: cúbico, tetragonal, trigonal, hexagonal,

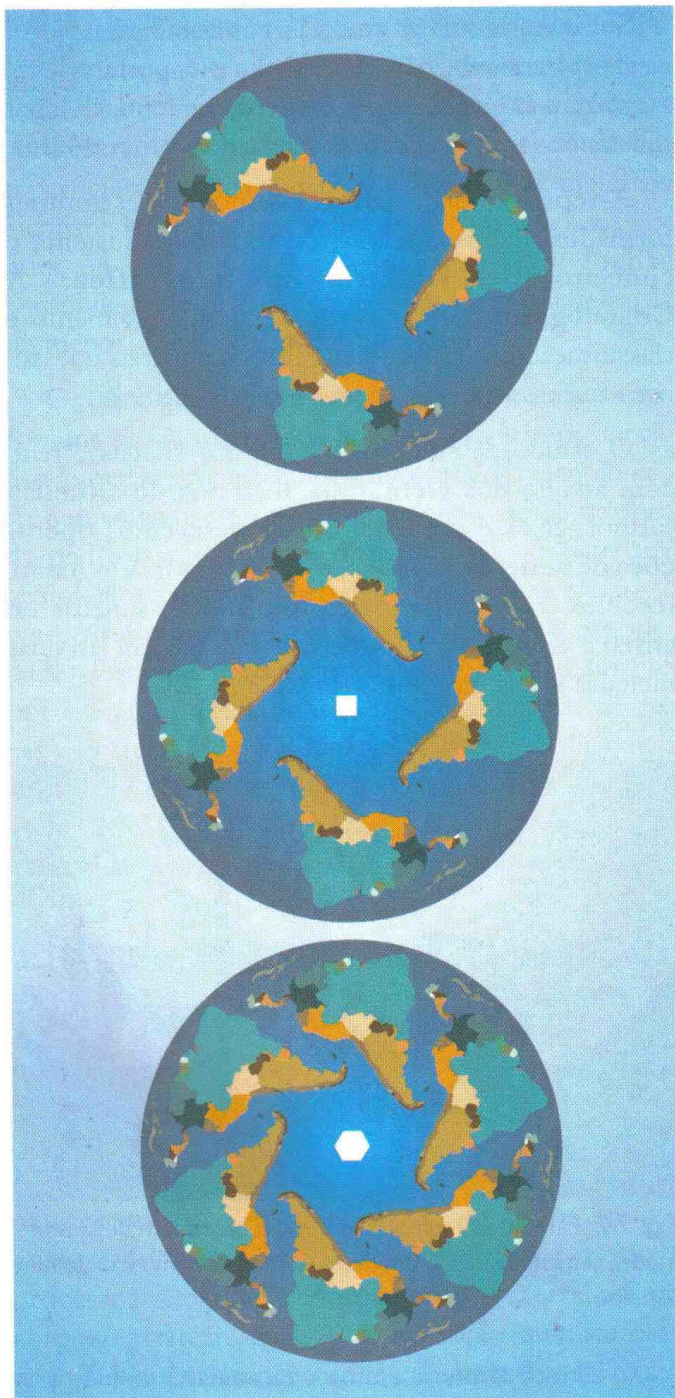


Fig. 2.3 Eixos de simetria: ternário, quaternário e senário.

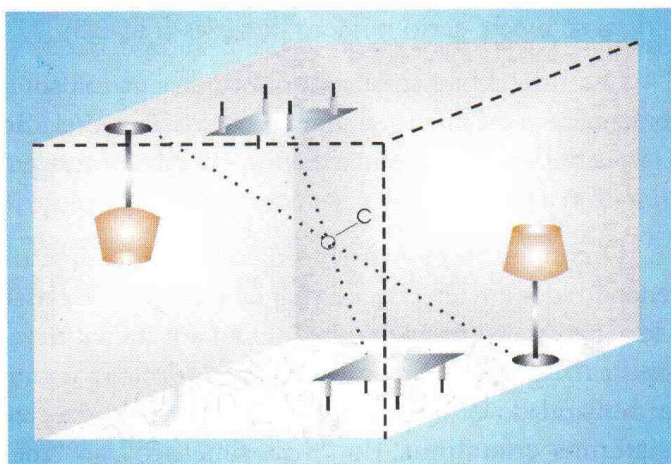


Fig. 2.4 Centro de simetria (C).

ortorrômbico, monoclínico e triclínico. Os sete sistemas cristalinos são usados para a classificação cristalográfica de todas as substâncias, naturais ou não, que apresentam estrutura cristalina (Tabela 2.1).

A escola norte-americana de cristalografia considera a existência de apenas seis sistemas cristalinos, uma vez que coloca o nosso sistema trigonal como uma subdivisão do sistema hexagonal, chamada de hexagonal romboedral. Assim, enquanto nós, brasileiros (que seguimos a escola européia de cristalografia), falamos que, por exemplo, o quartzo e a turmalina se cristalizam no sistema trigonal, os norte-americanos consideram estes minerais como pertencentes ao sistema hexagonal romboedral. Por isso, devemos tomar o cuidado, sempre que usarmos um livro de cristalografia e mineralogia da escola norte-americana, de não confundir o nosso sistema hexagonal (H) com a classe hexagonal romboedral (Hr) deles.

c) Quanto à definição “. . . *formado naturalmente*. . .”

Quando usamos o termo “naturalmente” na definição de mineral, indicamos que as substâncias devam ocorrer espontaneamente na natureza. Como regra geral, substâncias sintéticas feitas pelo ser humano por síntese no laboratório ou os produtos resultantes de combustão ou os formados a partir de materiais artificiais, mesmo com a ação do ar ou de água, não são considerados minerais embora apresentem todas as características de seus equivalentes naturais, e sua síntese possa ajudar a entender o processo da formação dos minerais nos diferentes ambientes geológicos. Por exemplo, enquanto o rubi natural é mineral, o rubi sintético não o é. Entretanto, como se vê, na prática os compostos sintéticos recebem os mesmos nomes dos equivalentes naturais. Em alguns textos, vê-se o termo “mineral sintético” o que é, estritamente, um contrasenso.

d) Quanto à definição “. . . *processos inorgânicos*. . .”

O uso do termo inorgânico na definição de mineral impede que as substâncias puramente biogênicas sejam minerais. A pérola, o âmbar, os recifes de corais e o carvão são algumas substâncias biogênicas que não podem ser consideradas minerais, por um motivo ou outro. São todas mineralóides. No caso do coral, embora possamos reconhecer compostos químicos idênticos às formas naturais de carbonato de cálcio sólido, o organismo vivo tem intervenção essencial na produção do composto - que é uma secreção gerada por seu metabolismo.

Tabela 2.1 Sistemas cristalinos, constantes cristalográficas e simetria principal de alguns minerais.

Sistema	Constantes cristalográficas	Simetria principal	Exemplos de minerais
Cúbico (Isométrico)	$a_1 = a_2 = a_3$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	4 eixos ternários	Diamante, granada, espinélio
Tetragonal	$a_1 = a_2 \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	1 eixo quaternário (eixo c)	Zircão, cassiterita, rutilo
Hexagonal	$a_1 = a_2 = a_3 \neq c$ $\alpha = \beta = \delta = 90^\circ$ e $\gamma = 120^\circ$	1 eixo senário (eixo c)	Quartzo β , berilo
Trigonal	$a_1 = a_2 = a_3 \neq c$ $\alpha = \beta = \delta = 90^\circ$ e $\gamma = 120^\circ$	1 eixo ternário (eixo c)	Quartzo α , turmalina, coríndon
Ortorrômbico	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	1 eixo binário (eixo c); pode ter mais 2 eixos binários e até 3 planos	Olivina, ortopiroxênio, topázio
Monoclínico	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90^\circ$ e $\beta \neq 90^\circ$	1 eixo binário (eixo b); 1 plano contendo os eixos a e c	Ortoclásio, mica, clinopiroxênio, clinoanfíbólio
Triclínico	$a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	um centro de simetria ou sem simetria	Microclínio, plagioclásio

(a, b e c: dimensões da cela unitária; α , β , γ e δ : ângulos entre seus eixos. Nos sistemas hexagonal e trigonal, há quatro eixos, três no mesmo plano.)

2.1.2 A origem dos minerais

A origem de um mineral está condicionada aos “ingredientes químicos” e às condições físicas (temperatura e pressão) reinantes no seu ambiente de formação. Assim sendo, minerais originados no interior da Terra são geralmente diferentes daqueles formados na sua superfície. As informações sobre minerais presentes em corpos extraterrestres são inferidas a partir de amostras desses corpos; no caso da Lua, coletadas diretamente de sua superfície e no caso de Marte e alguns asteróides maiores, a partir de amostras de meteoritos caídos na Terra.

Um mineral pode se formar de diferentes maneiras, por exemplo, a partir de uma solução, de material em estado de fusão ou vapor. O processo de cristalização tem início com a formação de um núcleo, um diminuto cristal que funciona como uma semente, ao qual o material vai aderindo, com o conseqüente crescimento do cristal. O estado cristalino pode ser conseguido pela passagem da matéria do estado físico amorfo para o cristalino, em ambiente geológico quente. Isto ocorre na cristalização de **magma**, material rochoso fundido

(Cap. 16). Ocorre também pela condensação de materiais rochosos em estado de vapor, quando os cristais se formam diretamente do vapor sem passar pelo estágio intermediário do estado líquido. A condensação de minerais a partir da nebulosa solar (Cap. 1) deve ter sido um processo importante durante a formação dos planetas. Atualmente, podemos ver na Terra a formação de cristais de enxofre a partir das fumarolas de atividades ígneas vulcânicas.

A cristalização de substâncias a partir de soluções aquosas a baixas temperaturas ($< 100^\circ\text{C}$) é um processo importante na formação das rochas sedimentares químicas (Cap. 14).

Na passagem de matéria de um para outro estado cristalino, os materiais rochosos que já estão cristalizados podem, por modificações nas condições de pressão e/ou temperatura, tornar-se instáveis e se recrystalizar em uma nova estrutura cristalina mais estável para as novas condições, sem que haja fusão do mineral inicial. Este processo é importante na formação de alguns dos minerais das rochas metamórficas (Cap. 18).

2.1 Ligações químicas no reino mineral

Os minerais apresentam composição química constante dentro de certos limites, o que permite, portanto, que se atribua fórmulas químicas aos minerais. Os elementos químicos constituintes dos minerais estão unidos através de diferentes tipos de ligação, sendo as mais comuns as ligações iônicas, covalentes, metálicas e de Van der Waals.

Nas ligações iônicas, cátions (íons com carga positiva) e ânions (íons com carga negativa) se unem. Por exemplo, no mineral halita, de fórmula NaCl, o cátion Na, de valência 1+, une-se ao ânion Cl, de valência 1-. Ao invés de um ânion simples, como o Cl, pode se constituir um grupo aniônico (“radical aniônico”), como o SiO_4^{4-} , que é a unidade fundamental de todos os silicatos. Nas ligações covalentes, ocorre o compartilhamento de elétrons, a exemplo da ligação entre os átomos de carbono no diamante. As ligações metálicas são aquelas em que se formam “nuvens de elétrons”, como nos elementos nativos (ouro, prata, cobre etc.). A mais fraca das ligações químicas é a de Van der Waals, que une moléculas e unidades estruturais praticamente neutras, ou seja, com pequenas cargas residuais. É rara nos minerais e um exemplo é a grafita, onde as camadas de átomos de carbono ligadas de modo covalente são unidas entre si por ligações de Van der Waals. Em decorrência da força de ligação entre os átomos de um mineral, formam-se “empacotamentos” de átomos, às vezes mais outras vezes menos compactos. Obviamente, isto vai influenciar sobremaneira as propriedades dos minerais. A substituição de íons em um determinado sítio catiônico é favorecida por semelhanças de raio e valência. Os átomos constituintes de um mineral podem ser imaginados como “esferas” com carga positiva ou negativa. Assim, Mg^{2+} e Fe^{2+} apresentam carga 2+ e volumes relativamente semelhantes (caracterizados pelo raio iônico, respectivamente 0,74 Å e 0,80 Å; 1Å = 0,1 nm = 10^{-10} m), enquanto Na^+ (raio 0,98 Å) e K^+ (1,33 Å), ambos com carga 1+, são íons maiores. Assim, as substituições entre Na e K, e entre Mg e Fe são mais frequentes que entre Na e Mg, Na e Fe, K e Mg, e K e Fe, por exemplo.

Nos silicatos, a unidade estrutural é o tetraedro SiO_4^{4-} com quatro O^{2-} (raio 1,36 Å) unidos a um Si^{4+} central (raio 0,39 Å), que pode ser parcialmente substituído por Al^{3+} (raio 0,57 Å). Essa unidade fundamental, que constitui um “poliedro de coordenação”, ou seja, uma figura geométrica definida pela união dos átomos de oxigênio, pode aparecer isolada (evidentemente rodeada por cátions, para neutralizar sua carga negativa), constituindo os silicatos chamados de nesossilicatos, ou, muito frequentemente, associada, formando substâncias tais como os sorossilicatos etc. A polimerização é a união entre estes poliedros (no caso tetraedros), que origina associações entre 2, 3, ... infinitos poliedros (Quadro 2.3). Quanto maior o grau de polimerização, menor fica a razão entre o número de átomos do Si e o do O no ânion polimerizado.

2.2 Polimorfismo e solução sólida

Minerais **polimorfos** (de “poli”, muitos, e “morphos”, forma) são aqueles que têm essencialmente a mesma composição química mas estruturas cristalinas diferentes, o que se reflete em suas propriedades físicas e morfológicas diferenciadas. Por exemplo, grafita e diamante são polimorfos de carbono. Ambos têm a mesma composição química mas suas estruturas são diferentes, e como tal são considerados como espécies separadas. Assim ocorre também com a calcita e a aragonita, polimorfos de CaCO_3 . Quartzo α e quartzo β (Tabela 2.1) são dois dos polimorfos de sílica SiO_2 .

Minerais **isomorfos** (de “iso”, igual, e “morphos”, forma) são os que possuem estrutura cristalina semelhante mas composição química diferente ou variável dentro de determinados limites (e.g. calcita - CaCO_3 , magnesita - MgCO_3 e siderita - FeCO_3). Em diversos casos, pode ocorrer um intercâmbio de determinados elementos na estrutura, dando origem a substâncias de composição intermediária entre dois (ou mais) termos finais, resultando em um fenômeno conhecido como solução sólida, por exemplo, olivinas: forsterita (Mg_2SiO_4) e faiálita (Fe_2SiO_4), nas quais Mg e Fe^{2+} se substituem mutuamente; e plagioclásios: albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), nas quais a solução sólida se realiza através da substituição acoplada (assim chamada porque envolve dois pares de elementos) de (Na,Si) por (Ca,Al).

2.1.3 Classificação sistemática de minerais

O estudo sistemático dos minerais fica facilitado quando se usam critérios que permitam agrupá-los em conjuntos com características similares. Alguns dos critérios mais usados são resumidos na Tabela 2.2.

Nos livros de mineralogia descritiva, exposições mineralógicas em museus e em coleções em geral usa-se o critério químico baseado na natureza do radical aniônico do mineral. Por exemplo, no mineral barita (BaSO_4), o radical aniônico é o SO_4^{2-} e, portanto, a barita será classificada como sulfato.

Esta última classificação dos minerais se assemelha à de compostos químicos utilizada pela Química Inorgânica e apresenta as seguintes vantagens:

a) minerais com o mesmo radical aniônico possuem propriedades físicas e morfológicas muito mais semelhantes entre si que minerais com o mesmo cátion. Por

Tabela 2.2 Alguns dos critérios usados para classificar os minerais.

Crítérios usados	Exemplos
Sistema de cristalização	Minerais monoclinicos, cúbicos
Usos	Minérios, gemas, minerais formadores de rochas
Composição química	Elementos nativos, óxidos, sulfetos

exemplo, a siderita (FeCO_3) tem mais afinidades com a calcita (CaCO_3), ou com a magnesita (MgCO_3) do que com a pirita (FeS_2) ou com a hematita (Fe_2O_3);

b) minerais com o mesmo radical aniônico tendem a se formar por processos físico-químicos semelhantes e a ocorrer associados uns aos outros na natureza.

2.3 Classificação sistemática dos minerais

As espécies minerais conhecidas são agrupadas em classes minerais com base no ânion ou radical aniônico dominante em sua fórmula química. James D. Dana (1813-1895) teve papel fundamental na elaboração desta classificação. Assim, tem-se, de maneira simplificada, as seguintes classes, e no caso dos silicatos, as subclasses, seguidas de alguns exemplos e suas fórmulas químicas:

- Elementos nativos: ouro (Au), enxofre (S).
- Sulfetos: galena (PbS), esfalerita (ZnS), pirita (FeS_2).
- Sulfossais: tetraedrita ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), enargita (Cu_3AsS_4).
- Óxidos: gelo (H_2O), hematita (Fe_2O_3), cassiterita (SnO_2).
- Halóides: halita (NaCl), fluorita (CaF_2).
- Carbonatos: calcita (CaCO_3), dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$].
- Nitratos: salitre (KNO_3), salitre-do-chile (NaNO_3).
- Boratos: bórax $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.
- Sulfatos e cromatos: barita (BaSO_4), gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).
- Fosfatos, arseniados e vanadatos: apatita [$\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})(\text{PO}_4)_3$].
- Tungstos e molibdatos: scheelita (CaWO_4).

Silicatos: Devido a sua grande importância, os silicatos são subdivididos de acordo com o grau de polimerização dos tetraedros SiO_4^{4-} e conseqüentemente pela razão Si:O dos ânions:

- tetraedros isolados (nesossilicatos) - Si:O = 1:4. olivina [$\text{Mg,Fe}_2\text{SiO}_4$], granada, zircão, topázio.
- duplas de tetraedros (sorossilicatos) - Si:O = 2:7. hemimorfita [$\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$], epídoto.
- anéis de tetraedros (ciclossilicatos) - Si:O = 1:3. berilo [$\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$], turmalina.
- cadeias de tetraedros (inossilicatos)
 - a) cadeias simples de tetraedros - Si:O = 1:3. piroxênios: enstatita [$\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$].
 - b) cadeias duplas de tetraedros - Si:O = 4:11. anfibólios: tremolita [$\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$].
- folhas de tetraedros (filossilicatos) - Si:O = 2:5. argilominerais (caulinita, esmectita), micas (muscovita, biotita).
- estruturas tridimensionais (tectossilicatos) - Si:O = 1:2. quartzo SiO_2
- feldspatos:
 - a) potássicos: microclínio (KAlSi_3O_8), ortoclásio (KAlSi_3O_8).
 - b) plagioclásios: albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Das várias classes minerais existentes, apenas uma, a dos silicatos, é responsável pela constituição de aproximadamente 97% em volume da crosta continental. Esta, como veremos no Cap. 5, configura a parte externa da Terra em regiões continentais, com espessura de algumas dezenas de quilômetros (Tabela 2.3). Minerais das demais classes, embora menos abundantes, também são importantes pelo seu interesse econômico e científico.

Tabela 2.3 Constituição mineralógica da crosta continental.

Classe mineral	Espécie ou grupo mineral	% em vol.
Silicatos	feldspatos	58
	piroxênios e anfibólios	13
	quartzo	11
	micas, clorita, argilominerais	10
	olivina	3
	epídoto, cianita, andaluzita, sillimanita, granadas, zeólitas etc.	2
Carbonatos, Óxidos, Sulfetos, Halóides etc.		3
Total		100

2.1.4 Nomenclatura dos minerais

A nomenclatura dos minerais é hoje controlada pela Comissão de Novos Minerais e Números de Minerais (CNMNM) da Associação Mineralógica Internacional (IMA), criada em 1959. Os nomes de novos minerais devem ter, no caso brasileiro, a terminação “ita”. Em contraposição, a terminação “ito” é usada para nomes de rochas. Os minerais conhecidos desde épocas remotas e cujos nomes já têm uso consagrado podem não respeitar esta regra.

Outras recomendações para a criação de um nome para um novo mineral são:

- que o nome indique a localização geográfica de sua descoberta.
- que o nome indique uma de suas propriedades físicas.

Exemplos: tetraedrita (devido ao seu hábito tetraédrico), cianita (devido a sua cor mais comum, azul).

- que o nome indique a presença de um elemento químico predominante.

Exemplos: molibdenita, cuprita, arsenopirita, lantanita.

- que o nome homenageie uma pessoa proeminente. Exemplos: andradita (em homenagem a José Bonifácio de Andrada e Silva, 1763-1838, geólogo e patriarca da independência brasileira); arrojadita (em homenagem a Miguel Arrojado Ribeiro Lisboa, 1872-1932, geólogo brasileiro).

Quando ocorrem apenas pequenas variações químicas na composição de um mineral, utiliza-se o termo **variedade** em contraposição a “espécie mineral”. Por exemplo, quando parte do zinco da espécie mineral esfalerita (ZnS) é substituído por ferro, gerando assim a fórmula $(Zn,Fe)S$, origina-se uma variedade de esfalerita enriquecida em Fe, e não uma outra espécie e, portanto, não recebe um novo nome.

2.1.5 Identificação dos minerais

Os minerais mais comuns podem, muitas vezes, ser identificados simplesmente com a observação de suas propriedades físicas e morfológicas, que são decorrentes de suas composições químicas e de suas estruturas cristalinas. Utilizamos para fins de identificação rápida de minerais as seguintes propriedades: hábito cristalino, transparência, brilho, cor, traço, dureza, fratura, clivagem, densidade relativa, geminação, propriedades elétricas e magnéticas.

Hábito cristalino

É a forma geométrica externa, habitual, exibida pelos cristais dos minerais, que reflete a sua estrutura cristalina (Fig. 2.5). É chamada simplesmente hábito do mineral e pode ser observada, sobretudo, quando o mineral cresce em condições geológicas ideais. Os hábitos mais comuns são: o laminar, o prismático (os cristais aparecem alongados como prismas), o fibroso, o acicular, o tabular (em forma de tábuas ou tijolos) e o equidimensional.

Transparência

Os minerais que não absorvem ou absorvem pouco a luz são ditos transparentes. Os que absorvem a luz consideravelmente são translúcidos e dificultam que imagens sejam reconhecidas através deles. Obviamente, estas características dependem da espessura do mineral: a maioria dos minerais translúcidos torna-se transparente quando em lâminas muito finas (Fig. 2.6). Existem, contudo, os elementos nativos metálicos, óxidos e sulfetos que absorvem totalmente a luz, independentemente da espessura. São os minerais **opacos**.

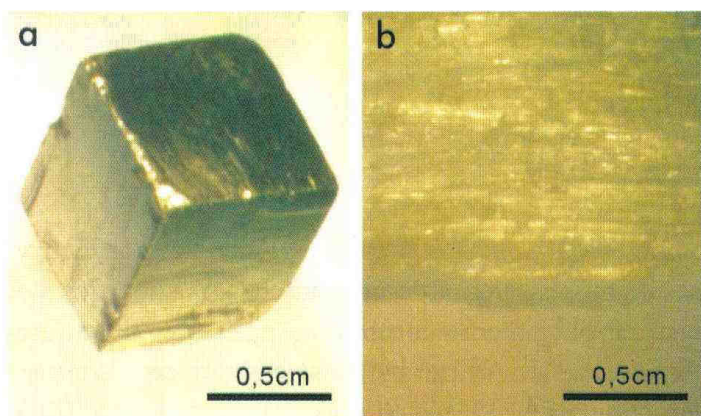


Fig. 2.5 Exemplos de hábitos cristalinos: (a) cubo de pirita (FeS_2) visto por um eixo ternário, mostrando também sua cor amarela e seu brilho metálico; (b) fibras de gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Foto: I. McReath.

Brilho

É a quantidade de luz refletida pela superfície de um mineral. Os minerais que refletem mais de 75% da luz incidente exibem **brilho** metálico (Fig. 2.7a). É o caso da maioria dos minerais opacos.

Os que não atingem esta reflexão têm brilho não-metálico. Entre os tipos de brilho não-metálico, é usual distinguir alguns característicos, como o vítreo (o brilho da fratura fresca do vidro), o gorduroso (o brilho do azeite), o sedoso etc. (Fig. 2.7b).

O brilho metálico, como o nome diz, é o brilho dos metais polidos, que todos estamos acostumados a ver em objetos de uso comum. Por causa disso, alguns esquemas sistemáticos de identificação de minerais utilizam o tipo de brilho - metálico ou não-metálico - como o primeiro critério de identificação. Entretanto, é bom lembrar que alguns minerais (a pirita, por exemplo) podem sofrer leve oxidação superficial, o que resulta na perda pelo menos parcial do brilho metálico natural.

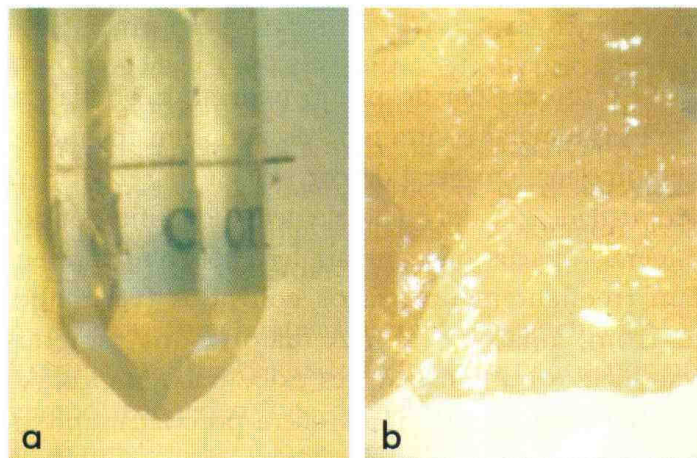


Fig. 2.6 Transparência e translucidez: (a) escala vista através do quartzo (SiO_2) transparente, variedade cristal de rocha; (b) a luz é parcialmente transmitida pelo quartzo translúcido, variedade leitosa, porém a escala embaixo da amostra, na parte inferior, não é visível. Foto: I. McReath.

Cor

A cor de um mineral resulta da absorção seletiva da luz. O simples fato de o mineral absorver mais um determinado comprimento de onda do que os outros faz com que os comprimentos de onda restantes se componham numa cor diferente da luz branca que chegou ao mineral. Os principais fatores que colaboram para a absorção seletiva são a presença de elementos químicos de transição (ferro, cobre, níquel, cromo, vanádio etc.) na composição química do mineral, os defeitos na sua estrutura atômica, e a presença de pequeníssimas inclusões de minerais, dispersas através dos cristais. Alguns minerais têm cores bastante características, sendo chamados de idiocromáticos (por exemplo, o enxofre, amarelo). Outros são alocromáticos, isto é, sua cor varia amplamente. A turmalina e o quartzo, por exemplo, ocorrem em muitas cores. Conseqüentemente, a cor do mineral nem sempre é propriedade confiável na sua identificação.

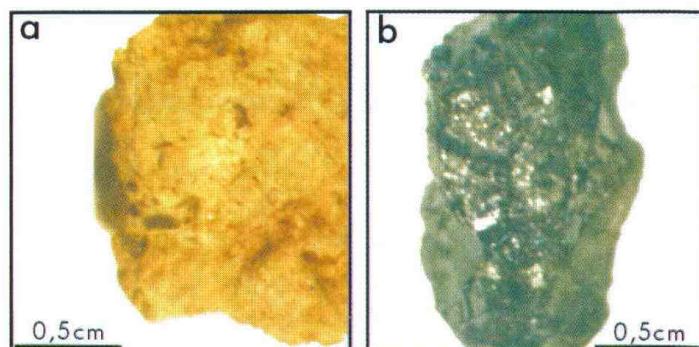


Fig. 2.7 Brilhos: a) não metálico, tipo terroso no minério bauxita (oxi-hidróxido de Al); b) metálico [galena (PbS)]. Foto: I. McReath.

Traço

O **traço** é a cor do pó do mineral. É obtida riscando o mineral contra uma placa ou um fragmento de porcelana, em geral de cor branca (Fig. 2.8). Esta propriedade só é útil como elemento identificador dos minerais opacos ou minerais ferrosos, que apresentam freqüentemente traços coloridos (vermelho, marrom, amarelo etc.). A maioria dos minerais translúcidos ou transparentes exibe traço branco. Ao provar minerais mais duros que a porcelana (aproximadamente 7 na escala de Mohs - ver a seguir), o traço resultante não é do mineral, mas sim da porcelana. A cor do pó destes minerais somente pode ser observada por moagem do mineral.



Fig. 2.8 Traço vermelho (risco de comprimento de 1 cm, aproximadamente, na parte superior sobre placa de porcelana) da hematita (Fe_2O_3), mineral de cor cinza escura e brilho metálico. Foto: I. McReath.

Dureza

A **dureza** é a resistência que o mineral apresenta ao ser riscado. Para classificá-la, utiliza-se a **escala de Mohs**, em homenagem ao mineralogista australiano F. Mohs, que a elaborou com base na dureza de minerais relativamente comuns utilizados como padrões e que varia de 1 a 10, em ordem crescente de dureza. Na falta destes, podem ser usadas algumas alternativas apresentadas na coluna à direita da Tabela 2.4. A lâmina de aço risca todos os materiais com dureza menor que 5 e, por sua vez, é riscada por todos os materiais com dureza maior que 5,5.

Tabela 2.4 Escala de Mohs e padrões secundários.

Mineral padrão	Dureza	Padrão secundário
talco	1	
gipsita	2	unha (2,5)
calcita	3	alfinete (3,5)
fluorita	4	
apatita	5	lâmina de aço (5 - 5,5)
ortoclásio	6	
quartzo	7	porcelana (~7)
topázio	8	
coríndon	9	
diamante	10	

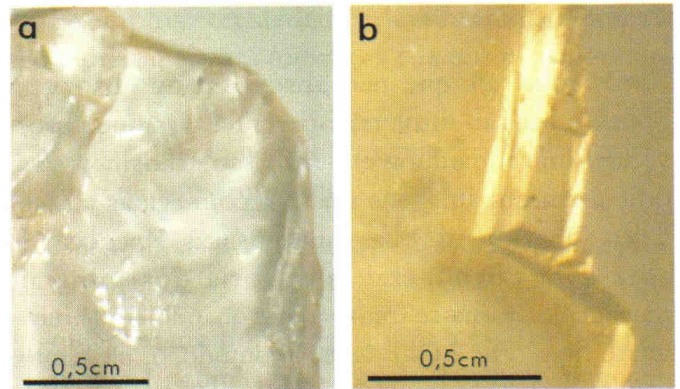


Fig. 2.9 Fratura e clivagem: a) fratura conchooidal do quartzo; b) três clivagens perfeitas, em padrão romboedral, cujos planos se destacam pela iluminação, de brilhante a bastante escuro; cristal de calcita (CaCO_3), variedade de espato da Islândia. Foto: I. McReath.

Fratura

Denomina-se **fratura** a superfície irregular e curva resultante da quebra de um mineral. As superfícies de fratura, obviamente controladas pela estrutura atômica interna do mineral, podem ser irregulares ou conchoidais (são estes os tipos mais comuns de fratura) (Fig. 2.9a).

Clivagem

Muito freqüentemente, ocorrem superfícies de quebra que constituem planos de notável regularidade. Neste caso, a quebra passa a ser denominada clivagem, que pode ser perfeita, boa ou imperfeita. A maioria dos minerais, além de mostrar superfícies de fratura, apresenta uma ou mais superfícies de clivagem, nomeadas segundo sua orientação com referência a faces de sólidos geométricos (por exemplo, clivagem cúbica, clivagem romboédrica etc., Fig. 2.9b).

Densidade relativa

É o número que indica quantas vezes certo volume do mineral é mais pesado que o mesmo volume de água (a 4°C). A **densidade relativa** da maioria dos minerais formadores de rocha oscila entre 2,5 e 3,3. Alguns minerais que contêm elementos de alto peso atômico (por exemplo, Ba, Pb, Sr etc.) apresentam densidade superior a 4. Com alguma prática, pode-se avaliar manualmente, de forma qualitativa, a maior ou menor densidade do mineral ou seu agregado. No entanto, a determinação precisa deste valor é feita utilizando-se uma balança especial.

Geminação

É a propriedade de certos cristais de aparecerem intercrescidos de maneira regular. Os diferentes indivíduos de um cristal geminado relacionam-se por operações geométricas. A **geminação** pode ser simples (dois indivíduos intercrescidos) ou múltipla (polissintética). O tipo de geminação é, muitas vezes, uma propriedade diagnóstica do mineral (Fig. 2.10).

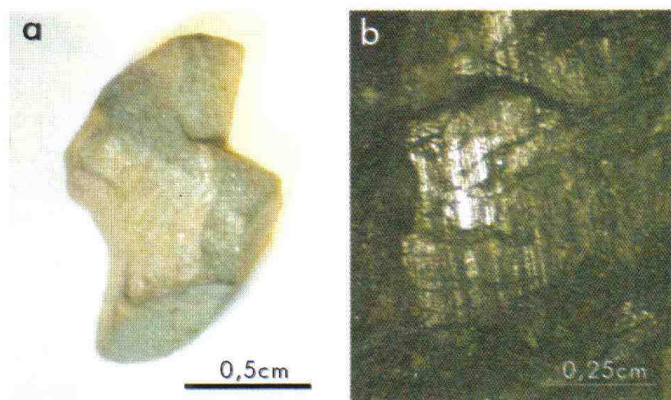


Fig. 2.10 Exemplos de geminados: (a) geminado simples em cruz da estauroilita (mineral da família dos silicatos); (b) geminação polissintética (repetida) na labradorita, da família silicática dos plagioclásios; o padrão destaca-se pela alternância de finas bandas que apresentam reflexões alternadamente mais e menos fortes; este padrão de geminação, quando visível, serve para distinguir os plagioclásios dos feldspatos alcalinos. Foto: I. McReath.

Propriedades elétricas e magnéticas

Muitos minerais são maus condutores de eletricidade. Exceções a esta regra se devem à presença de ligações atômicas totalmente metálicas, como é o caso dos metais nativos ouro, prata, e cobre, todos excelentes condutores. Nas estruturas em que as ligações atômicas são apenas parcialmente metálicas, por exemplo, sulfetos, os minerais são semicondutores. No caso dos minerais considerados não-condutores, as ligações iônicas e covalentes predominam.

Piezoelectricidade e piroelectricidade são propriedades elétricas especiais. Elas aparecem em minerais que se cristalizam em classes de simetria sem centro de simetria. Piezoelectricidade é a propriedade que um mineral tem de transformar uma pressão mecânica em carga elétrica. Se uma placa de quartzo, convenientemente cortada, for pressionada, surgirão cargas positivas e negativas extremamente regulares. Esta característica faz com que o quartzo seja muito usado pela indústria eletroeletrônica, no controle das rádio-freqüências. O Brasil tem grande importância como

fornecedor de quartzo para esta finalidade. Piroelectricidade é a eletricidade originada pelo aumento de calor. Os minerais sem centro de simetria, quando aquecidos, emitem uma corrente elétrica. Os primeiros pirômetros, usados para medida de temperaturas em altos fornos, foram fabricados explorando a elevada piroelectricidade das turmalinas.

Entre os minerais mais comuns, a magnetita (Fe_3O_4) e a pirrotita (Fe_{1-x}S) são os únicos atraídos por um campo magnético (ímã de mão). Este “1-x” na fórmula química da pirrotita significa que a relação Fe:S é menor que 1; ficam vazias, então, algumas posições destinadas ao Fe.

A orientação dos minerais magnéticos nas rochas ígneas é importante no estudo do paleomagnetismo terrestre (Caps. 4 e 6). Sua presença é de grande valor para as explorações minerais baseadas em técnicas de sensoriamento remoto, uma vez que os minérios associados à magnetita são mais facilmente localizados, mesmo em subsuperfície, por meio de magnetômetros especiais.

2.2 Rochas: Unidades Formadoras da Crosta

2.2.1 O que são rochas?

Por definição, as rochas são produtos consolidados, resultantes da união natural de minerais. Diferente dos sedimentos, por exemplo areia de praia (um conjunto de minerais soltos), as rochas têm os seus cristais ou grãos constituintes muito bem unidos. Dependendo do processo de formação, a força de ligação dos grãos constituintes varia, resultando em rochas “duas” e rochas “brandas”.

Chama-se **estrutura** da rocha o seu aspecto geral externo, que pode ser maciço, com cavidades, orientado ou não etc. A **textura** se revela por meio da observação mais detalhada do tamanho, forma e relacionamento entre os cristais ou grãos constituintes da rocha.

Outra informação importante no estudo das rochas é a determinação dos seus minerais constituintes. Na agregação mineralógica constituinte das rochas, reconhecemos os minerais **essenciais** e minerais **acessórios**. Os essenciais estão sempre presentes e são os mais abundantes numa determinada rocha, e as suas proporções determinam o nome dado à rocha. Os

acessórios podem ou não estar presentes, sem que isto modifique a classificação da rocha em questão. Quando os minerais agregados pertencerem à mesma espécie mineralógica, a rocha será considerada monomineralica. Quando forem de espécies diferentes, ela será plurimineralica (Tabela 2.5).

Tabela 2.5 Rochas monomineralicas e plurimineralicas.

Rochas monomineralicas	Rochas plurimineralicas
Calcário	Gnaisse
Mármore	Gabro
Quartzito	Granito

2.2.2 Classificação genética das rochas

Classificar as rochas significa usar critérios que permitam agrupá-las segundo características semelhantes. Uma das principais classificações é a genética, em que as rochas são agrupadas de acordo com o seu modo de formação na natureza. Sob este aspecto, as rochas se dividem em três grandes grupos:

Ígneas ou magmáticas

Estas rochas resultam do resfriamento de material rochoso fundido, chamado magma (Fig. 2.12a). Quando o resfriamento ocorrer no interior do globo terrestre, a rocha resultante será do tipo **ígnea intrusiva**. Se o magma conseguir chegar à superfície, a rocha resultante será do tipo **ígnea extrusiva**, também chamada de **vulcânica** (Fig. 2.12b). A rocha vulcânica mais abundante é o **basalto**, cuja composição química é rica em piroxênios e plagioclásio cálcico. O Cap. 16 trata especificamente dos magmas e rochas ígneas.

Para reconhecer se a rocha é intrusiva ou extrusiva é necessário avaliar sua textura. O resfriamento dos magmas intrusivos é lento, dando tempo para que os minerais em formação cresçam o suficiente para serem facilmente visíveis. Alguns cristais podem chegar a vários centímetros. O **granito** (Fig. 2.11) é a rocha ígnea intrusiva mais abundante na crosta terrestre.

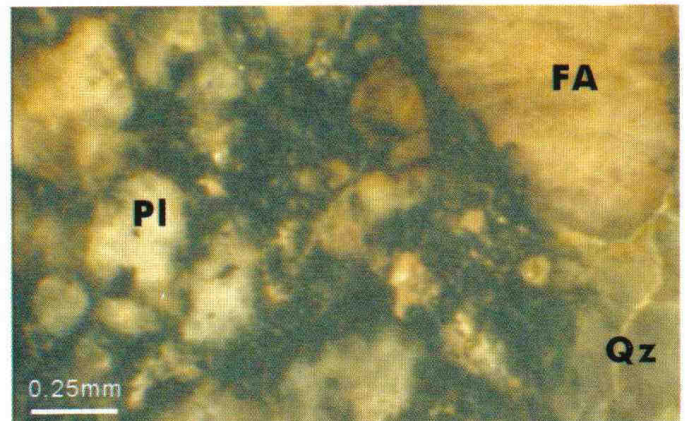


Fig. 2.11 Detalhe de uma chapa de granito polida. As massas róseas (por exemplo, FA) são o feldspato alcalino, as brancas (por exemplo, PL), o plagioclásio. Junto ao quartzo (as massas levemente esbranquiçadas, por exemplo, QZ), os feldspatos formam os minerais essenciais que somam em torno de 80% do volume da rocha. A mica preta (biotita) e o anfibólio (hornblenda) compõem a maior parte das áreas escuras.

O resfriamento dos magmas extrusivos é muito mais rápido. Muitas vezes, não há tempo suficiente para os cristais crescerem muito. A rocha extrusiva tende a ter, portanto, uma textura de granulação fina.

Outro fato que chama a atenção no estudo das rochas ígneas é que a sua cor é bastante variável. As rochas ígneas escuras são mais ricas em minerais contendo magnésio e ferro (daí o nome "**máfico**"). O **gabro**, de composição equivalente ao basalto, é uma rocha ígnea, intrusiva, plutônica e máfica. As rochas ígneas claras são mais ricas em minerais contendo silício e alumínio (**siálicas**), que incluem os feldspatos e o quartzo, ou sílica (daí, o nome **félsico**). O granito é uma rocha ígnea, intrusiva, plutônica, siálica e félsica. Esta diferença na constituição química dos magmas indica que existem diferentes tipos de magmas (Cap. 16).

Sedimentares

Parte das rochas **sedimentares** é formada a partir da compactação e/ou cimentação de fragmentos produzidos pela ação dos agentes de intemperismo e pedogênese (Cap. 8) sobre uma rocha preexistente (protólito) (Fig. 2.12b), e após serem transportados pela ação dos ventos, das águas que escoam pela superfície, ou pelo gelo, do ponto de origem até o ponto de deposição (Fig. 2.12c). Para que se forme uma rocha sedimentar é necessário, portanto, que exista uma rocha anterior, que pode ser ígnea, metamórfica e mes-

mo outra sedimentar, fornecendo, pelo intemperismo, **sedimentos** (partículas e/ou compostos químicos dissolvidos) que serão as matérias-primas usadas na formação da futura rocha sedimentar. Os compostos químicos dissolvidos representam a matéria-prima para os sedimentos químicos. Os sedimentos (Fig. 2.12c) sempre se depositam em camadas sobre a superfície terrestre.

Quando a rocha sedimentar é constituída por partículas (clastos) preexistentes, ela é classificada como clástica. O processo geológico que une as partículas sedimentares é conhecido como litificação ou diagênese, e compreende uma combinação entre os processos de compactação e cimentação. A litificação ocorre em condições geológicas de baixa pressão (peso dos sedimentos posteriores) e baixa temperatura ($\sim 250^{\circ}\text{C}$) e, por isso, as rochas clásticas não têm, salvo raras exceções, a mesma consistência dura das rochas ígneas.

As rochas sedimentares clásticas são classificadas de acordo com o tamanho de suas partículas constituintes, como veremos no Cap. 14. Elas são facilmente reconhecidas, pela seqüência de camadas horizontais com espessuras variáveis que normalmente exibem.

As rochas sedimentares químicas ou não-clásticas são formadas pela precipitação dos radicais salinos, que foram produzidos pelo intemperismo químico, e agora encontram-se dissolvidos nas águas dos rios, lagos e mares. Entre os principais ânions salinos estão os carbonatos, cloretos e sulfatos, enquanto os principais cátions são os mais solúveis, os alcalinos Na e K, e os alcalino terrosos Mg e Ca.

Os depósitos sedimentares de origem orgânica são acúmulos de matéria orgânica tais como restos de vegetais, conchas de animais, excrementos de aves etc. que, por compactação, acabam gerando, respectivamente, turfa, coquina e guano. São pseudo-rochas porque as suas partículas agregadas não são minerais.

Metamórficas

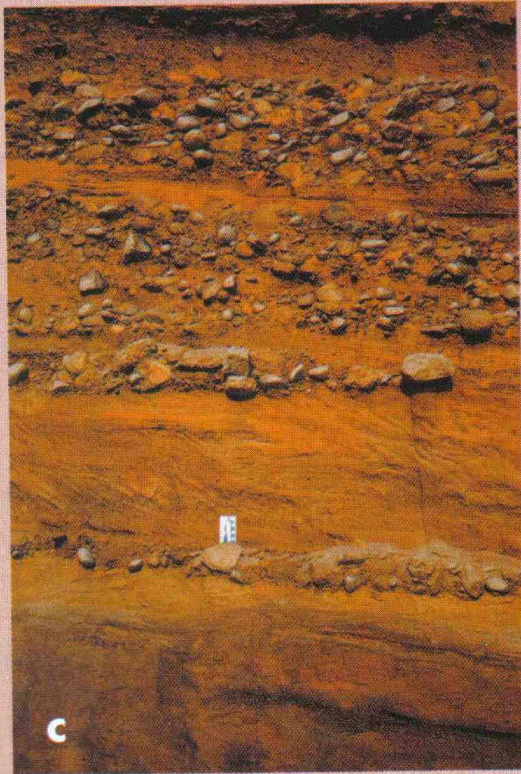
As rochas **metamórficas** (Cap. 18) resultam da transformação de uma rocha preexistente (protólito) no estado sólido. O processo geológico de transformação se dá por aumento de pressão e/ou temperatura sobre a rocha preexistente, sem que o ponto de fusão dos seus minerais seja atingido. Os geólogos não consideram transformações metamórficas aquelas que ocorrem durante os processos de intemperismo e de litificação.

O metamorfismo regional ocorre em grandes extensões da subsuperfície do globo terrestre, em conseqüência de eventos geológicos de grande porte como, por exemplo, na edificação de cadeias de montanhas. Dependendo dos valores alcançados pela variação de pressão e temperatura têm-se os metamorfismos regionais de baixo, médio e alto grau. As principais rochas metamórficas formam-se no metamorfismo regional. Muitas rochas metamórficas são reconhecidas graças a sua estrutura de **foliação**, ou seja, a orientação preferencial que os minerais placóides assumem, bem como a sua estrutura de camadas dobradas (Fig. 2.12d), devido às deformações que acompanham o metamorfismo regional (Cap. 19). O metamorfismo local restringe-se a domínios de terreno que variam entre centímetros e dezenas de metros de extensão. Quando, no metamorfismo local, o aumento de temperatura predomina, fala-se em metamorfismo termal ou de contato. Por exemplo, as rochas regionais submetidas ao contato com uma câmara magmática podem sofrer este tipo de metamorfismo. As rochas resultantes são chamadas hornfels. No metamorfismo dinâmico predomina o aumento de pressão no fenômeno da transformação das rochas, como em zonas de falhas.

Quando a temperatura do metamorfismo ultrapassa um certo limite, determinado pela natureza química da rocha e pela pressão vigente, freqüentemente na faixa de $700\text{-}800^{\circ}\text{C}$, as rochas começam a se fundir, produzindo novamente um magma (Fig. 2.12e).

2.2.3 Distribuição e relações das rochas na crosta terrestre

A crosta terrestre representa a camada sólida externa do planeta. Ela está dividida em crosta continental, que corresponde às áreas continentais emersas, e crosta oceânica, que constitui os assoalhos oceânicos (Cap. 5). Tanto uma como outra são formadas por rochas. Estudos da distribuição litológica da crosta continental indicam que 95% do seu volume total correspondem a rochas cristalinas, ou seja, rochas ígneas e metamórficas e apenas 5% a rochas sedimentares. Entretanto, considerando a distribuição destas rochas em área de exposição rochosa superficial, os números se modificam para 75% de rochas sedimentares e apenas 25% de rochas cristalinas. Isto indica que as rochas sedimentares representam uma fina lâmina rochosa que se dispõe sobre as ígneas e metamórficas, consideradas principais na constituição litológica da crosta continental.



Os agentes de erosão podem movimentar o material que forma o manto de intemperismo, incluindo o solo. A falta de vegetação contribui para a erosão. A deposição dos sedimentos (foto c) ocorre nas zonas mais baixas, em bacias de sedimentação. Com o tempo, este material pode ser soterrado, compactado e transformado em rocha sedimentar (Litificação).

Qualquer tipo de rocha pode sofrer metamorfismo em ambiente de altas P e T, com produção de dobras (foto d) e foliações, além de recristalizações minerais, gerando rocha metamórfica.

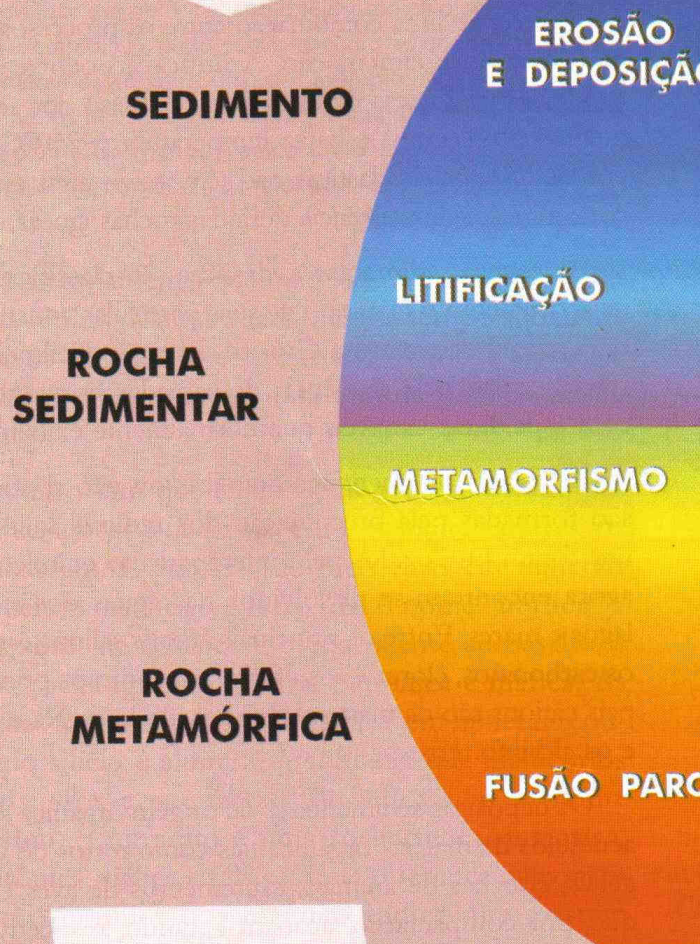
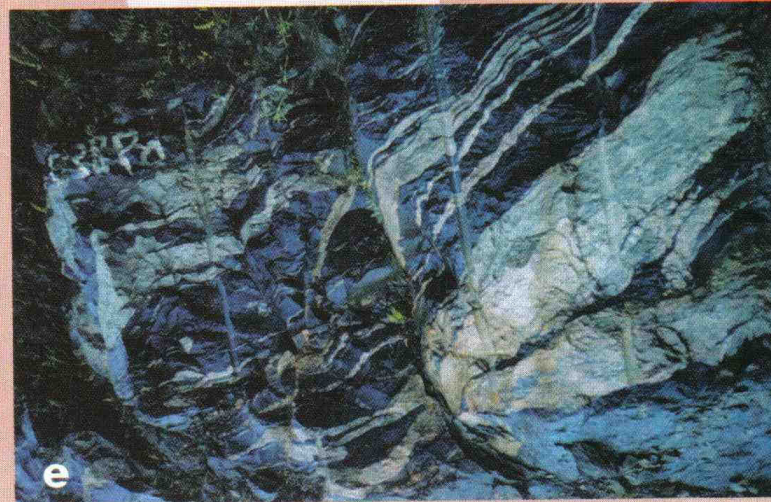


Fig. 2.12 O ciclo das rochas

O CICLO DAS ROCHAS

O intemperismo altera as características físicas e químicas das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares quando expostas na superfície terrestre, formando um manto de intemperismo, constituído por material friável (foto b). A pedogênese é a formação do solo na parte superior do perfil.

SOLO

PEDOGÊNESE

INTEMPERISMO

**MANTO DE
INTEMPERISMO**

**ROCHA
ÍGNEA**

SOLIDIFICAÇÃO



b

No vulcanismo, o magma quente chega à superfície, onde se derrama como lava (foto a). Sua solidificação forma rocha ígnea vulcânica. Se o magma ficar preso no interior da crosta terrestre, forma rocha ígnea plutônica após sua solidificação.



a

MAGMA

Qualquer tipo de rocha (ígnea, metamórfica ou sedimentar) pode ser levada a ambientes geológicos de P e T ainda mais altos que o ambiente metamórfico. Neste caso, pode ocorrer a fusão parcial. No exemplo (foto e), as massas claras são compostas por feldspatos e quartzo cristalizados do magma formado pela fusão dos minerais menos refratários, enquanto as partes escuras são compostas pelos minerais mais refratários que não chegaram a fundir.

As relações entre os três tipos genéticos de rochas na crosta não se dão ao acaso. Ao contrário, existe uma disposição rígida que reflete exatamente os eventos geológicos que ocorreram em determinada região. É possível, para o geólogo, descrever a história geológica da crosta, através do estudo das rochas e dos tipos de contatos que existem entre elas. As fontes de informações para este estudo são os mapas geológicos, cortes rochosos em estradas e ferrovias, perfurações de poços para obtenção de água e petróleo etc.

2.2.4 O ciclo das rochas

As rochas terrestres não constituem massas estáticas. Elas fazem parte de um planeta cheio de energia, que promove, com sua alta temperatura e pressão interna, todos os processos de abalos sísmicos, movimentos tectônicos de placas e atividades vulcânicas em uma dinâmica muito intensa (Caps. 3 e 6). Da mesma forma, a atividade intempérica e erosiva externa, envolvendo os agentes atmosféricos como o calor do Sol, chuvas, ventos, geleiras, também atuam sobre estas rochas, causando constantes alterações (Caps. 8 a 13). Em suma, a Terra é um planeta vivo em contínua modificação.

As atuais rochas ígneas superficiais da Terra estão sofrendo o constante ataque dos agentes intempéricos – os componentes atmosféricos O_2 e CO_2 , a água e os organismos – que lentamente reduzem-nas a material fragmentar, incluindo tanto os detritos sólidos da rocha original como os novos minerais formados durante o intemperismo (Fig. 2.12b). A ação de agentes de erosão e transporte – a água corrente, os ventos ou o gelo – redistribui o material fragmentar através da superfície, depositando como sedimentos (Fig. 2.12c), incoesos no início. Transformam-se em rochas sedimentares, porém, pela compactação dos fragmentos e expulsão de água intersticial e pela

cimentação dos fragmentos uns aos outros. As rochas sedimentares, por sua vez, por aumento de pressão e temperatura, gerarão as rochas metamórficas (Fig. 2.12d). Ao aumentar a pressão e, especialmente, a temperatura, em determinado ponto ocorrerá a fusão parcial (Fig. 2.13e) e novamente a possibilidade de formação de uma nova rocha ígnea, dando-se início a um novo ciclo.

Esta seqüência de eventos geológicos é apenas uma das várias alternativas que a natureza tem para estabelecer um relacionamento genético entre as rochas de nossa crosta.

2.2.5 Utilidade dos minerais e rochas

Os minerais e rochas representam bens minerais de grande importância ao conforto e bem-estar da humanidade. Encontram utilizações das mais diversas formas, nas áreas da metalurgia (ferrosa e não ferrosa), da construção civil, da indústria de fertilizantes, etc. (Cap. 21).

Leituras recomendadas

- DANA, J. D. *Manual de Mineralogia*. Porto Alegre: LTC, Rio de Janeiro, 1976.
- DEER, W.A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1966.
- ERNST, G.W. *Minerais e Rochas*. São Paulo: Edgard Blücher, 1971.
- KLEIN, C. & HURLBUT, Jr., C.S. *Manual of Mineralogy*. New York: John Wiley & Sons, 1993.
- LEINZ, V. & SOUZA CAMPOS, J. E. *Guia para determinação de minerais*. São Paulo: Nacional, 9ª ed., 1982.