

**INDICE**

	<b>Pág.</b>
<b>TEMA 1: CONCEITO DE GEOLOGIA (sua relação com outras Ciências)</b>	<b>1</b>
1. Introdução	1
2. O que é a Geologia?	2
3. Porquê estudar Geologia?	3
4. A Abrangência da Geologia e ciências afins	3
5. Um pouco sobre a história da Geologia	4
6. A Terra no Espaço	6
<b>TEMA 2: ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO DA TERRA</b>	<b>10</b>
1. Introdução	10
2. Forma e dimensões da Terra	10
3. Estrutura da Terra	12
4. Composição da Crusta	13
5. Tectónica de Placas	14
<b>TEMA 3: CONCEITO DE MINERAL E CRISTAL</b>	<b>17</b>
1. Introdução	17
2. Definição de Mineral	17
3. Cristais	18
4. Os Sistemas Cristalinos	19
5. Propriedades Físicas dos Minerais	20
5.1. Hábito e Agregados de Minerais	20
5.2. Clivagem e Fractura	21
5.3. Dureza	22
5.4. Tenacidade	22
5.5. Densidade	22
5.6. Cor	23
5.7. Risca ou Traço	23
5.8. Brilho ou Lustre	23
5.9. Diafaneidade (Transparência)	23
5.10. Reflexão e Refracção	23
5.11. Fluorescência, Fosforescência e Luminescência	23
5.12. Propriedades Eléctricas e Magnéticas	24
5.13. Propriedades Radioactivas	24
5.14. Isomorfismo, Polimorfismo e Pseudomorfismo	24
6. Classificação dos Minerais	25
6.1. Elementos Nativos	25
6.2. Sulfuretos/Sulfossais	26
6.3. Óxidos e Hidróxidos	30
6.4. Halogenetos	34
6.5. Carbonatos	35
6.6. Nitratos e Boratos	37
6.7. Sulfatos e Cromatos	37
6.8. Tungstatos e Molibdatos	38
6.9. Fosfatos, Arsenatos e Vanadatos	39
6.10. Silicatos	41
<b>TEMA 4: GEODINÂMICA INTERNA (rochas ígneas e metamórficas)</b>	<b>54</b>
1. Introdução	54
2. O Ciclo das Rochas	54
3. Geodinâmica Interna	56
3.1. Magmatismo	56
3.2. Metamorfismo	61
3.3. Sismologia	64
3.4. Geologia Estrutural	64
4. Rochas Ígneas	69
4.1. Tipos de Intrusões e Extrusões	69
4.2. Textura e Estrutura das Rochas Ígneas	70
4.3. Cor das Rochas Ígneas	71
4.4. Classificação das Rochas Ígneas	71
5. Rochas Metamórficas	76
5.1. Introdução	76
5.2. Texturas e Estruturas das Rochas Metamórficas	77
5.3. Classificação das Rochas Metamórficas	78
5.4. Principais Rochas Metamórficas	78
5.5. Ocorrência de Rochas Metamórficas em Moçambique	82
<b>TEMA 5: GEODINÂMICA EXTERNA</b>	<b>83</b>
1. Introdução	83
2. Agentes da Geodinâmica Externa	83
2.1. Gravidade	83
2.2. Agentes Atmosféricos	84
2.3. Água	87
2.4. Os Seres Vivos	94

<b>TEMA 6: METEORIZAÇÃO-SOLOS-MOVIMENTOS DE TERRAS-ROCHAS SEDIMENTARES</b>	<b>96</b>
1. Introdução	96
2. Meteorização	96
2.1. Processos de Meteorização	97
2.2. Factores que Influenciam a Meteorização	101
3. Solos	103
3.1. Origem	103
3.2. Perfil Pedológico	104
3.3. Factores Formadores de Solos	104
4. Movimentos de Terras	104
5. Rochas Sedimentares	106
5.1. Classificação das Rochas Sedimentares	106
5.2. Rochas Clásticas	106
5.3. Rochas de Precipitação Química	109
5.4. Rochas Biogénicas	110
<b>TEMA 7: PROCESSOS EÓLICOS</b>	<b>113</b>
1. Introdução	113
2. Movimentos do Mar	113
3. Fontes do Material Transportado pelo Vento	114
4. Movimento de Materiais pelo Vento	114
5. Sedimentos Transportados pelo Vento	116
5.1. Dunas	116
5.2. Mares de Areia	118
5.3. Loess	118
<b>TEMA 8: RIOS E PROCESSOS FLUVIAIS</b>	<b>119</b>
1. Introdução	119
2. Formação dos Rios	119
3. Princípios que Governam a Acção dos Rios	119
3.1. O Rio e o seu Canal	119
3.2. Carga dum Rio	122
3.3. Erosão dum Rio	123
3.4. Deposição (Sedimentação) dum Rio	124
4. Desenho de Drenagem	125
<b>TEMA 9: OCEANOS E OS PROCESSOS MARINHOS</b>	<b>127</b>
1. Introdução	127
2. Composição	127
3. Topografia dos Fundos Oceânicos	127
3.1. Plataforma Continental	127
3.2. Talude Continental	128
3.3. Crista Médio-Oceânica	129
4. Processos Modeladores das Costas	129
4.1. Marés	129
4.2. Ondas	130
4.3. Aspectos Formados pela Erosão das Ondas	131
4.4. Movimento de Sedimentos em Águas Pouco Profundas	133
5. Depósitos Marinhos	131
5.1. Praias	133
5.2. Pântanos Costeiros	135
5.3. Recifes de Coral	135
<b>TEMA 10: ÁGUA SUBTERRÂNEA</b>	<b>137</b>
1. Introdução	137
2. Água Subterrânea	137
2.1. Origem da Água Subterrânea	137
2.2. Armazenamento Subterrâneo de Água	137
2.3. Infiltração de Água no Solo	138
3. Configuração das Zonas Saturadas	139
3.1. Água Nãoop Confinada	139
3.2. Água Confinada> Condições Artesianas	139
4. Surgimentos das Águas Subterrâneas à Superfície	140
4.1. Nascentes	140
4.2. Geysers	140
5. Paisagens Moduladas por Solução de Águas Subterrâneas	141
5.1. Solução	141
5.2. Paisagens	141
5.3. Desvio de Drenagem Superficial	142
5.4. Grutas	142
<b>TEMA 11: GEOCRONOLOGIA</b>	<b>143</b>
1. Fósseis	143
2. Condições de Fossilização	143
3. Importância Geológica dos Fósseis	144
4. Fóssil-Guia e Fóssil de Fácies	144
5. A Escala do Tempo Geológico	145

## TEMA 1: CONCEITO DE GEOLOGIA (sua relação com outras Ciências)

### 1. INTRODUÇÃO

O nosso conhecimento sobre a Terra (Fig. 1.1) baseia-se em séculos de observações, movidas pela curiosidade nata do Homem em saber sempre mais e de ir mais além. Esta curiosidade e ânsia de saber, levaram o Homem a enfrentar mares desconhecidos séculos e milénios atrás, levaram ainda, mais recentemente, a aventurar-se pelo espaço cósmico. A atracção pelo desconhecido é a característica da espécie humana, que a distingue de todas as outras espécies animais. E é esta característica que tem levado ao avanço das ciências e da tecnologia, que nos últimos anos tem dado passos gigantes. A Geologia, como ciência, tem obviamente beneficiado destes avanços.

A Geologia é um tipo especial de ciência, já que o seu laboratório é o Mundo em que vivemos. Por vezes, é possível tirar conclusões de carácter geológico através de ensaios laboratoriais controlados, mas a maioria



Fig. 1.1. A Terra vista do Espaço

das vezes isso não é possível, pois as dimensões de escala e de tempo que envolvem os fenómenos geológicos são demasiado grandes para lidarmos laboratorialmente com elas. Temos por isso de fazer observações sistemáticas e cuidadosas da Terra, e depois tirar as nossas conclusões acerca dos fenómenos a partir do conjunto destas observações.



Fig. 1.2. Vulcão Kilauea, Hawaii

Como se sabe, o Homem só tem acesso a uma ínfima parte do planeta, que é a superfície terrestre. Tudo o resto está fora do alcance da vista directa. Só se pode estudar por via indirecta, por meio de vários métodos de análise e observação: as lavas (Fig. 1.2) que vêm à superfície, as ondas sísmicas que se comportam de modo diferente consoante as rochas que atravessam, etc. Assim, a Geologia é uma ciência com uma dose bastante grande de especulação, mas é uma especulação lógica e sã, baseada em princípios e conceitos científicos. E como em todas as outras ciências, as teorias evoluem, são comprovadas ou negadas, e aparecem outras teorias.

Em que medida o ser humano altera incessantemente a face da Terra? Se bem que as nossas contribuições individuais sejam pequenas, o somatório dos milhões de seres humanos que somos é enorme.

Influenciamos a atmosfera, os rios, os lagos e os oceanos; afectamos as taxas de erosão dos solos e o modo como os desertos se expandem ou reduzem; cobrimos a superfície da Terra com estradas e cidades; redistribuímos os materiais terrestres cavando-os e transportando-os para onde os queremos usar; criamos lagos artificiais com a construção de diques e barragens; em suma, estamos constantemente a alterar as condições ambientais. Nós, Humanos, tornámo-nos uma força vital na modelação do nosso ambiente.

Há muitas questões que se podem levantar sobre as interacções humanas com o ambiente, para as quais ainda não há respostas definitivas. Por exemplo:

- ainda não há certeza até que grau a contínua queima de combustíveis fósseis (carvão, gás, petróleo) e a respectiva emissão de CO<sub>2</sub> afecta o clima global hoje e afectará amanhã;
- Como é que a mudança climática pode influenciar a produtividade agrícola do mundo, a distribuição dos gelos polares, ou a posição do nível do mar.

Nos últimos 50 anos ocorreram avanços revolucionários no conhecimento que temos da nossa Terra. Nunca na história humana ocorreram avanços tão grandes e dramáticos em tão curto espaço de tempo. A Geologia é um campo em ebulição, cheio de desafios, com novas descobertas e novas teorias a aparecer todos os dias.

Há alguns anos atrás, a ideia de que a camada superficial da Terra se movia a uma velocidade anual de 10 cm/ano, defendida pela teoria da tectónica de placas, não era senão uma teoria. Hoje essa teoria já não pertence ao campo da especulação; é uma realidade, comprovada por evidências das rochas dos fundos marinhos.

Em 1986, medições feitas através de satélites e de *lasers*, demonstraram que de facto os continentes se estão a mover.

Podemos agrupar os avanços nas ciências geológicas em 3 grupos:

- O primeiro refere-se à nossa compreensão sobre o modo como a Terra funciona; a tectónica de placas é um produto dessa compreensão. Os avanços aconteceram com o contributo de outros estudos (aparentemente não inter-relacionados), como a exploração dos fundos oceânicos, os estudos sísmicos do núcleo da Terra, e medições a longo prazo da intensidade do campo magnético terrestre.

De facto, estes estudos estão todos correlacionados entre si. Assim, o campo magnético terrestre surge do núcleo, e as rochas dos fundos oceânicos são influenciadas pelo campo magnético de formas diversas.

A constatação do facto de que todos os processos terrestres, grandes ou pequenos, interagem das formas mais diversas, forçou os geólogos a reexaminar todas as evidências e a repensar as suas conclusões.

- O segundo avanço vem da exploração espacial, em particular das pesquisas sistemáticas da Lua, Marte, Mercúrio, Vénus e dos satélites rochosos dos planetas gigantes (Júpiter e Saturno). Todos os planetas, luas, asteróides e cometas do Sistema Solar têm uma origem comum, e se bem que cada um destes corpos celestes tenha evoluído à sua maneira, eles têm aspectos comuns ao longo das suas histórias.

O estudo destes aspectos comuns levou à criação duma nova disciplina – a *Planetologia Comparativa* – a qual ajuda a encontrar respostas a várias questões: porque é que a Terra existe? Porque é que ela é como é? Porque é que os outros corpos do Sistema Solar não são adequados à vida humana? Haverá corpos no Universo que sejam adequados a esta vida? Etc., etc., etc.

- O terceiro avanço consiste no crescer da consciência do efeito da actividade humana no meio ambiente à superfície terrestre.

Essa consciência mostrou que a análise desses efeitos se torna complexa porque os múltiplos processos naturais actuantes à superfície da Terra interagem de maneira muito complexa e variada.

Chegámos finalmente à conclusão de que as pessoas não são só uma das forças menores da natureza, antes porém uma força maior. O que a Terra vai ser no futuro depende muito de como agirmos hoje.

## 2. O QUE É GEOLOGIA?

O termo **Geologia** deriva da junção das palavras gregas - γειο (geo - Terra) e λογος (lógos - Ciência) - e significa literalmente Ciência da Terra.

Segundo Lapidus (1987), **Geologia** é o estudo da Terra em termos do seu desenvolvimento como planeta desde a sua origem. Isto inclui a história das formas de vida, os materiais de que é feita, os processos que afectam estes materiais e os produtos que deles resultam.

Em várias obras se podem encontrar várias definições de Geologia mas, basicamente, a definição anterior congrega todos os conceitos que devem constar da definição deste termo.

A palavra Geologia foi utilizada pela primeira vez por Jean André de Luc, cientista de origem suíça e conselheiro da Rainha Carlota de Inglaterra, e pelo químico suíço S.B. de Saussure em 1778 (Whitten & Brooks, 1972).

### 3. PORQUÊ ESTUDAR GEOLOGIA?

O facto de vivermos na Terra já é razão mais do que suficiente para a estudar. Quanto mais soubermos acerca do nosso planeta, especialmente do seu ambiente e recursos, melhor poderemos compreendê-la, usá-la e apreciá-la. Para o Homem, a Terra é o corpo mais importante do Universo.

Num senso lato, a importância da Terra como corpo celeste não é assim tão grande, já que ela é um planeta de tamanho médio, orbitando à volta duma estrela de tamanho médio também.

Contudo, e pelo menos no Sistema Solar, a Terra é o único planeta com água abundante e uma atmosfera onde pode crescer a vida. A temperatura da superfície da Terra é controlada pela sua distância ao Sol, tornando possível a atmosfera e os oceanos que, por seu lado, tornaram possível o aparecimento da Vida.

Os programas espaciais também revelaram que a Terra é única entre os planetas estudados até agora pelo facto de ter um campo magnético, que é provocado pelo seu núcleo de ferro líquido e que pode acumular energia, dando origem à formação de aspectos como cadeias de montanhas.

O princípio fundamental que sustenta toda a Geologia é que "*os processos geológicos actuais ocorreram ao longo do tempo geológico*". É o chamado **Princípio das Causas Actuais**. Quer isto dizer que as rochas antigas podem ser interpretadas com base nos processos que ocorrem actualmente.

### 4. A ABRANGÊNCIA DA GEOLOGIA E CIÊNCIAS AFINS

A Geologia moderna tem como objectivo decifrar toda a evolução terrestre e dos seus habitantes, desde o momento dos primeiros registos que se encontram nas rochas mais antigas até aos nossos dias.

Dada a enorme abrangência e ambição deste objectivo, exige-se muito esforço e, na prática, é conveniente subdividir em vários campos, como se mostra na Fig. 1.3. Assim, a Geologia está subdividida numa série de ciências - **as Ciências Geológicas** - cada uma das quais trata de aspectos específicos, com interligações entre elas, apesar de tudo. É de referir que todas estas ciências têm, por seu lado, várias subdivisões, que aqui não se indicam, mas que resultam do rapidíssimo avanço científico e tecnológico dos nossos dias, que obriga a uma especialização cada vez maior e, conseqüentemente, ao aparecimento de novas áreas. A Fig. 1.3 não refere todas elas, por impraticabilidade gráfica, mas referimos, por exemplo, a **Geomatemática**, **Geostatística** e **Geologia Mineira**, entre outras.

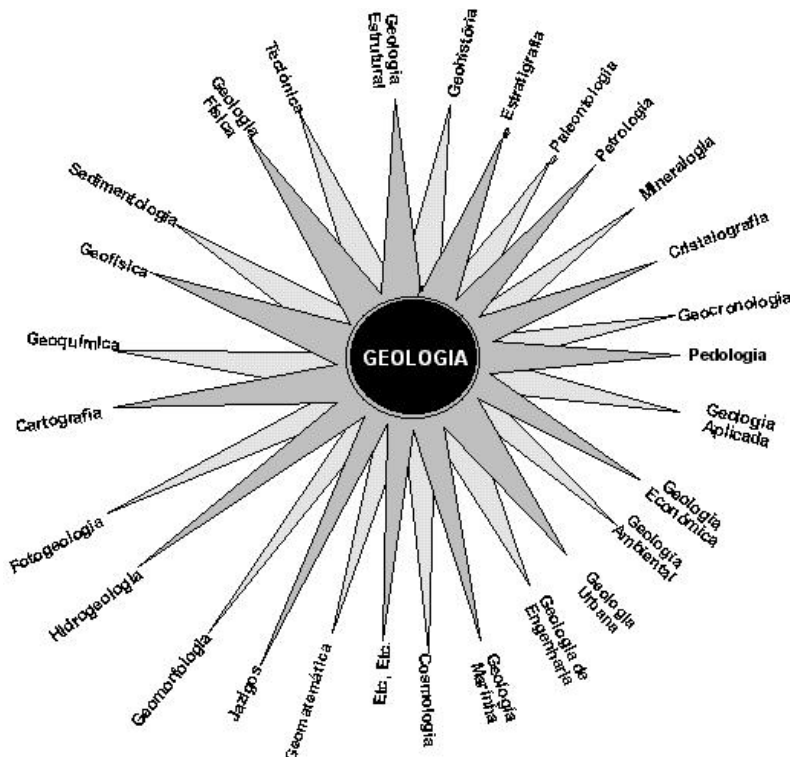


Fig. 1.3. A Geologia e suas ciências afins

- A **Geologia Física** estuda os processos e as forças associadas com a evolução e a morfologia da Terra;

- A **Cristalografia** trata do estudo dos cristais;
- A **Mineralogia** trata do estudo dos minerais, sua gênese e ocorrência;
- A **Petrologia** estuda as rochas, os seus minerais constituintes, a sua gênese e o seu modo de ocorrência;
- A **Paleontologia** estuda a evolução das formas de vida através dos fósseis ou vestígios da sua existência;
- A **Estratigrafia** estuda as rochas em camadas (estratos), em especial a sua sequência no tempo e a correlação de camadas de locais diferentes;
- A **Geohistória** debruça-se sobre a história da evolução do planeta;
- A **Geologia Estrutural** e a **Tectónica** estudam as estruturas que ocorrem na crosta - *dobras, falhas, etc* - respectivamente numa escala mesoscópica e megascópica;

- A **Sedimentologia** estuda as rochas sedimentares e os processos responsáveis pela sua origem e pelos movimentos de sedimentos;
- A **Geofísica** aplica os métodos físicos ao estudo da estrutura e composição da Terra;
- A **Geoquímica** refere-se ao estudo das quantidades, distribuição e circulação de elementos químicos no solo, água e atmosfera terrestre;
- A **Cartografia** dedica-se aos métodos de campo e de laboratório que levam à produção de mapas de vários tipos;
- A **Fotogeologia** utiliza fotografias aéreas para a interpretação da geologia duma região na programação de trabalhos de campo;
- A **Hidrogeologia** dedica-se ao estudo das águas subterrâneas;
- A **Geomorfologia** dedica-se às características superficiais da Terra, incluindo formas de relevo terrestre e oceânico e factores químicos, físicos e biológicos que agem sobre elas;
- Nos **Jazigos Minerais** estuda-se a forma como os recursos minerais ocorrem na crosta, sua concentração e distribuição;
- A **Geocronologia** mede os intervalos de tempo do passado geológico, as idades dos acontecimentos geológicos;
- A **Pedologia** estuda a formação dos solos, sua morfologia, origem e classificação;
- A **Geologia Aplicada** utiliza os métodos e a pesquisa geológica à solução de problemas da sociedade;
- A **Geologia de Engenharia** é um aspecto particular da Geologia Aplicada, e relaciona-se com a aplicação da Geologia à construção de obras de engenharia;
- A **Geologia Económica**, muito ligada aos Jazigos Minerais, estuda as implicações económicas da exploração dos jazigos e as suas reservas;
- A **Geologia Urbana e Ambiental** têm a ver com a aplicação dos conceitos geológicos aos problemas criados pela actividade humana, e seus efeitos no ambiente, quer a nível geral, quer urbano;
- A **Geologia Marinha** (e costeira) estuda os fundos oceânicos, sua topografia, petrologia, geoquímica e o efeito das ondas e da água do mar;
- A **Cosmologia** estuda a posição da Terra no Sistema Solar e no Universo.

Como se pode ver da listagem anterior, as ciências geológicas estão intimamente ligadas a várias outras ciências: Química, Física, Matemática, Biologia, Astronomia, Economia e Engenharia. Mas as ligações não param por aqui. Por exemplo, as ligações com a **Agronomia** são evidentes, através da Pedologia. A **Geografia** é, muitas vezes considerada uma ramo da Geologia, havendo muitas universidades no mundo em que estes dois cursos estão sob a alçada dum departamento (ou faculdade) de ciências da Terra. A **Metalurgia** utiliza os conhecimentos da cristalografia e os métodos de estudo dos minerais. A Medicina criou um novo campo - a **Geomedicina** - que se dedica ao estudo das doenças humanas provocadas pela actividade geológica e mineira. Este tipo de actividades também afecta a vida animal que vive por perto e, assim, a ligação com a **Veterinária** também é evidente. A **Engenharia de Minas** utiliza os conhecimentos geológicos e de engenharia para a abertura de minas para exploração de recursos minerais. Muitos outros exemplos se poderiam dar para ilustrar a ligação da Geologia com outras ciências não geológicas.

## 5. UM POUCO SOBRE A HISTÓRIA DA GEOLOGIA

Nos primórdios da Humanidade, o Homem interessava-se somente pelas "pedras" que lhe fossem úteis. Utilizava-as para fazer os seus instrumentos de caça e ferramentas de trabalho, conhecidas da Idade da Pedra (Fig. 1.4). Ainda na Idade da Pedra, o Homem começou a utilizar rochas e minerais para fazer objectos ornamentais. Desta época, conhecem-se hoje minas de sílex.

Mais tarde, com o início da Idade do Bronze, o Homem começou a utilizar os metais, tanto para armas como para objectos ornamentais.



Fig. 1.4. Exemplar dum instrumento pré-histórico de Massingir

Os antigos Egípcios (1.500 AC) já conheciam os efeitos medicinais de alguns minerais, como a antimonite ( $Sb_2S_3$ ), o enxofre (S), a hematite ( $Fe_2O_3$ ), a halite (sal), a soda ( $NaNO_3$ ), o petróleo bruto, etc.

Os primeiros registos geológicos de que há memória vêm do tempo dos Gregos antigos. Cite-se por exemplo Heródoto (484-425 AC) que escreveu que "...o mar apagou-se onde hoje a terra se solidifica...", após observar fósseis de conchas marinhas em terra firme. Nessa altura, a idade da Terra foi calculada em 399.000 anos!!! Também Heródoto reparou que o Rio Nilo depositava sedimentos durante as cheias, tendo reconhecido o processo lento mas contínuo que modifica a superfície da Terra.

Teofrastus (374-287 AC), escreveu o primeiro tratado de Mineralogia - *A Respeito das Pedras* - que foi a base da maioria dos mineralogistas da Idade Média.

Com a queda de Roma em 500 DC pouco ou nada se ouve na Europa acerca de ciência até à Renascença (séc. XV-XVI). Contudo, nas países árabes, Ibn Sida (980-1037) escreve uma sistemática dos minerais e reconhece que as montanhas se formam por acção de forças internas e que a água tem um papel importante na erosão e na formação de sedimentos.

A Idade Média (séc. XI-XIV) foi assim um período de estagnação de conhecimentos, de crenças em poderes sobrenaturais e em superstições. Nessa época, o primeiro livro do Antigo Testamento - *Génesis* - sobre a origem do mundo e da vida, era aceite como verdade acabada, não contestável, pois se o fosse seria considerado sacrilégio. Assim, no geral, os Homens não procuravam mais esclarecimentos sobre os fenómenos naturais.

Com o aparecimento da Renascença, a situação no que toca ao avanço das ciências muda de figura. O Génesis começa a ser contestado, surgindo várias pessoas decididas a mudar o estado das coisas. Leonardo da Vinci (1452-1519) foi um deles.

Ao descobrir conchas numa zona montanhosa de Itália, da Vinci concluiu que aqueles animais só podiam ter vivido ali quando aquelas terras estavam cobertas de água. Foi um escândalo na época, mas como ele era reconhecido por todos como artista, escultor, arquitecto, engenheiro e inventor, então ele teria alguma razão para afrontar as Sagradas Escrituras. Mas os defensores destas encontraram uma resposta para o aparecimento de conchas nas montanhas: Deus tinha-as posto lá para pôr à prova a fé do Homem.

Apesar dos seus trabalhos, da Vinci não trouxe nada de novo em termos de conhecimentos geológicos. Ele mais não fez do que reafirmar o que Gregos e Árabes já tinham afirmado.

O grande avanço das ciências geológicas ocorre cerca de 150 anos mais tarde, com o dinamarquês Nicolaus Steno (Séc. XVII) que é conhecido como o pioneiro da Geologia. Como outros cientistas, ele observou conchas nas montanhas da Itália e concluiu que o mar tinha coberto aquela região. Mas ele foi mais longe, pois observou que as conchas estavam encravadas em vários tipos de rochas, de camadas ou estratos. Verificou que algumas camadas eram espessas, outras delgadas; umas eram uniformes, outras irregulares; umas continham conchas de animais marinhos, outras de animais de água doce. Concluiu que as rochas que continham essas conchas só podiam ter sido depositadas como sedimento em zonas cobertas por água salgada ou doce. Com o recuo das águas, os sedimentos transformaram-se em rochas sólidas. Por isso, concluiu ele ainda, as camadas do fundo deviam ser mais antigas do que as que estavam mais acima. Nasceu assim o **princípio da sobreposição**, base da Geocronologia actual.

Abraham Werner (1749-1817), de nacionalidade alemã, aos 25 anos, publica um livro sobre as características externas dos minerais, pondo fim a uma época de observações caóticas e disparatadas. Ele é considerado o pai da Geologia e da Mineralogia alemãs. Werner também é considerado o pai da Geologia de Campo, por ter sido o primeiro a levar os seus alunos ao terreno para terem o quadro geral do que ensinava nas aulas. A **Teoria Neptunista** é da sua autoria, em que considerava a Terra constituída por águas muito profundas a partir das quais se formava a crosta.

O seu discípulo Leopold von Buch (1774-1853), depois de observar alguns vulcões europeus, coisa que Werner nunca tinha feito, contrariou essa teoria, criando a **Teoria Vulcanista**, em que no interior da Terra existia um imenso calor que fundia as rochas.

William Smith (1769-1839) foi o pai da Paleontologia e, de certo modo, da Estratigrafia. Ele notou que certos fósseis só ocorriam em determinadas camadas e que estas podiam ser correlacionadas, mesmo que distantes entre si. O esquema da Fig. 1.5 mostra como ele fez essa correlação, considerando as sequências de camadas e respectivos fósseis em 3 lugares distintos (esquemas A a C) e construindo uma coluna estratigráfica completa (D) da região.

Outros paleontólogos de renome do tempo de W. Smith foram Georges Cuvier (1769-1832), Ernst von Schlotheim (1765-1832).

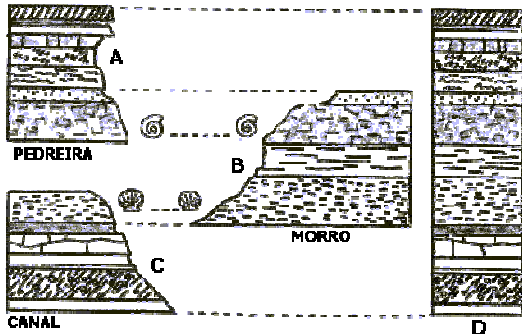


Fig. 1.5. Correlações estabelecidas por W.Smith

No séc. XIX, o inglês Charles Darwin (1809-1882), observando os vários fósseis e as diferentes formas de vida que encontrou pelo mundo fora durante as suas viagens, formulou a teoria da evolução da vida, expressa no seu livro (1859) *A Origem das Espécies pela Seleção Natural, ou A Preservação das Raças Favorecidas na Luta pela Vida*. Ainda nesse tempo esse livro foi considerado uma afronta aos ensinamentos bíblicos sobre a criação. Mais tarde (1871), com o seu livro *A Origem do Homem*, essa polémica renasceu.

Os séculos XVIII e XIX caracterizaram-se por grandes avanços e actividades nas ciências geológicas e por uma cooperação extensa entre geocientistas de vários países.

Também se caracterizou pelo aparecimento de várias associações de geólogos, como o Geological Survey of England (1835), Association Géologique Française (1855) e a Preußische Geologische Landesamtstalt (1873), entre outras. No início do Séc XX (1915), o alemão Alfred Wegener (1880-1930) escreveu o livro *A Origem dos Continentes* em que formula a Teoria da Deriva dos Continentes, precursora da actualíssima **Teoria da Tectónica de Placas** (já referida anteriormente).

No que toca ao nosso continente, Alex du Toit é considerado o pai da Geologia Africana.

## 6. A TERRA NO ESPAÇO

O estudo da Terra deveria começar talvez com um exame das suas relações com o resto do Universo. Estamos habituados a pensar que Terra é o centro do universo, o que não é de todo verdade. A Terra é um pequeno planeta que gira à volta duma estrela - o Sol. O Sol e os seus planetas são uma ínfima parte da galáxia Via Láctea, que, por seu lado, é uma dos milhares de galáxias do nosso universo.

Muitos dos fenómenos físicos que ocorrem na Terra são afectados pela interacção do Sol, Lua e Terra.

### A VIA LÁCTEA

O Sol e os seus planetas, cometas, satélites e asteróides, é um dos biliões de estrelas da nossa galáxia - A Via Láctea. Este sistema de estrelas tem uma forma de lente/disco achatado, com as estrelas dispostas em braços de espiral, com um núcleo constituído por uma grande densidade de estrelas. A Via Láctea tem um diâmetro de 70.000 anos luz (cerca de  $9.5 \times 10^{12}$  km, ou seja, 9 biliões e meio de quilómetros). Como não é possível fotografar a Via Láctea, as únicas imagens que dispomos são as de galáxias semelhantes, como a ilustrada pela foto da Fig. 1.6, da Galáxia M100, tirada pelo telescópio Hubble.

Na Via Láctea, o Sistema Solar ocupa uma posição afastada do centro. Na Fig. 1.6 está mostrada essa posição se a galáxia fosse a Via Láctea.

GALÁXIA EM ESPIRAL M100  
Foto do telescópio Hubble

Fig. 1.6. Imagem da Galáxia M100, tirada pelo telescópio Hubble

### O SISTEMA SOLAR

O Sistema Solar (Fig. 1.7) é uma pequeníssima parte da nossa galáxia e consiste do Sol, de 9 Planetas e seus Satélites, Asteróides, Cometas e Meteoritos.

Se bem que o Sol (Fig. 1.8) seja extremamente importante para nós, ele é insignificante no meio dos biliões de estrelas da galáxia, quer em tamanho quer em brilho, apesar de ele conter 99.8% da massa de todo o Sistema Solar. A Fig. 1.8 mostra também imagens dos planetas do Sistema Solar (excepto da Terra, que pode ser vista na Fig. 1.1, bem como da Lua, de um asteróide e de um cometa). A Tabela 1.1 mostra as dimensões do Sol e dos planetas.

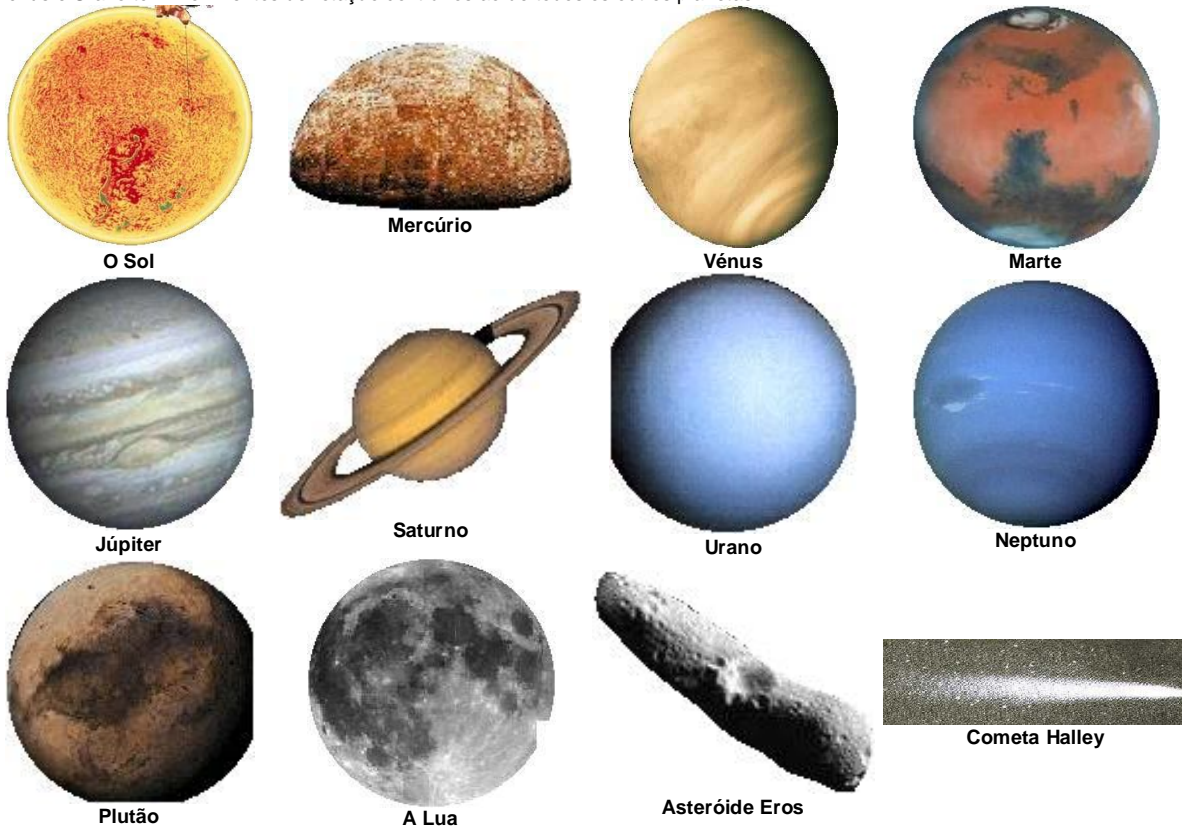


**Fig. 1.7. O Sistema Solar e seus planetas interiores (terrestres) e exteriores**

**Tabela 1.1. Dimensões do Sol e dos Planetas do Sistema Solar**

Sol e Planetas	Sol	Planetas Interiores				Planetas Exteriores					
		Mercúrio	Vênus	Terra	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Neptuno	Plutão	
Distância média ao Sol (milhões de km)	-	58	108	150	228	778	1.427	2.870	4.497	5.900	
Tempo que a luz do Sol leva a chegar	-	3m 13s	6m 1s	8m 19s	12m 40s	43m 14s	1h 19m 17s	2h 39m 23s	4h 9m 47s	5h 27m 40s	
Revolução	dias	-	88	224,7	365,26	687	4.332	10.760,6	30.685,5	23.668,8	90.474,9
	anos	-	0,24	0,62	1	1,88	11,86	29,46	84,01	64,8	247,7
Rotação	horas	600-696	1.416	5.832	23,93	24,6	9,8	10,2	15	22	153
	dias	25-29	59	-243*	1	1,03	0,4	0,43	-0,63*	0,92	6,4
Diâmetro (km)	1.384.000	4.880	12.104	12.756	6.787	142.800	120.000	51.800	48.500	6.000?	
Massa (Terra = 1)	330.000	0,06	0,81	1	0,11	317,9	95,2	14,6	17,2	0,1?	
Volume (Terra = 1)		0,06	0,88	1	0,15	1,316	755	67	57	0,1?	
Densidade (água = 1)	1,41	5,4	5,2	5,5	3,9	1,3	0,7	1,2	1,7	?	
Número de Satélites	-	0	0	1	2	15+aneis	17+aneis	5+aneis	2	1	
Atmosfera	H, He	-	CO <sub>2</sub>	N, O	CO <sub>2</sub>	He, H	H, He	H, He, CH <sub>4</sub>	H, He, CH <sub>4</sub>	?	

\* Vênus e Urano têm movimentos de rotação contrários ao de todos os outros planetas.



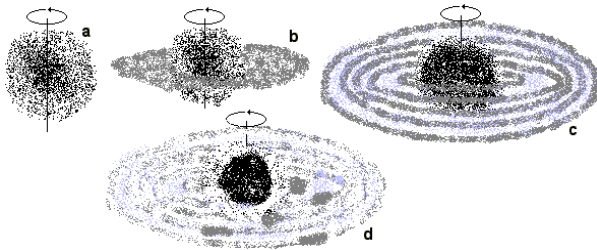
**Fig. 1.8. Imagnes dos constituintes do Sistema Solar (as imagens não estão à escala)**

O Sol é uma estrela de tamanho médio, com uma temperatura de 6.000°C à superfície e de 5.000.000°C em profundidade, onde a matéria está sujeita a pressões gigantescas. Ele desloca-se a uma velocidade de 70.000 km/s em direcção à estrela Vega, situada na constelação de Lira a 27 anos-luz de distância ( $10,65 \times 10^{12}$  km).

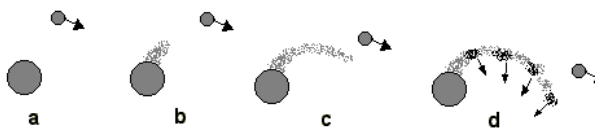
**A ORIGEM DO SISTEMA SOLAR**

Como se formou o Sistema Solar é uma pergunta para a qual uma resposta exacta possivelmente nunca será dada. Mas o esquema geral do processo pode ser visualizado através das evidências obtidas pelos astrónomos, dos nossos conhecimentos sobre o Sistema Solar e sobre as leis da Física e Química. Há várias teorias sobre a origem do Sistema Solar.

**a) Hipótese Nebular** (Laplace 1820) (Fig. 1.9): de início haveria uma enorme nuvem esférica de gases quentes que rodava sobre si própria (a). Com o aumento da rotação, essa nuvem foi achatando, mantendo um centro mais espesso (b). Ainda o aumento da rotação provocou um aumento da força centrífuga nas partes mais externas do disco, provocando a separação deste em vários anéis (tantos quantos os planetas existentes) que giravam à volta da nuvem central (c). Posteriormente, o material dos anéis foi-se concentrando por acção da gravidade, dando origem aos planetas e a nuvem central teria dado origem ao sol (d).



**Fig. 1.9. Esquema elucidativo da Hipótese Nebular de Laplace, sobre a origem do Sistema Solar**

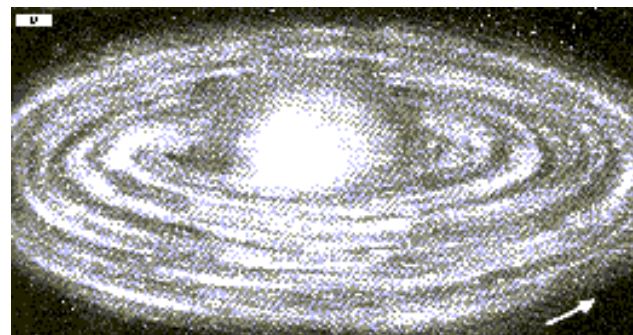
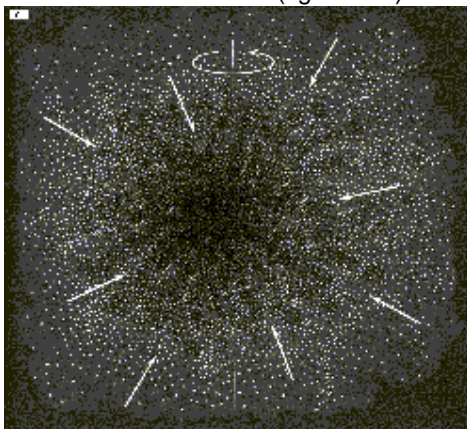


**Fig. 1.10. Hipótese da Colisão sobre a origem do Sistema Solar**

**b) Hipótese da Colisão** (Chamberlin & Moulton 1900) (Fig. 1.10): considera que uma estrela terá passado perto do sol, tendo provocado a libertação de gases em espiral a partir do sol (a, b). Estes gases teriam depois girado à volta do sol (c), e posteriormente se concentrado para originar os planetas, devido à força de atracção entre as duas estrelas (d).

**c) Teoria Moderna**

O início do Sistema Solar deu-se numa altura em que aparentemente o espaço estava vazio. Mas só aparentemente, pois o espaço estava cheio de átomos dispersos que formavam uma nuvem tênue, turbulenta e em redemoinho. (fig. 1.11 a).



**Fig. 1.11. Hipótese Moderna sobre a origem do Sistema Solar.**

Com o tempo, e devido à atracção entre os átomos, a nuvem começou a tornar-se mais espessa pela progressiva concentração dos átomos. A energia desses redemoinhos deu eventualmente origem à rotação da nuvem que originou mais tarde o sol e os planetas.

À medida que os átomos eram atraídos entre si, e se aproximavam uns dos outros, a nuvem tornou-se mais densa e mais quente. Como resultado deste processo de concentração, formou-se a Terra e os outros planetas.

Mais de 99% dos átomos do espaço são átomos de hidrogénio (H) e hélio (He), os dois átomos mais pequenos, o que pode ser visto nas atmosferas de alguns planetas maiores.

Perto do centro da concentração da nuvem de gás, os átomos ficaram tão comprimidos e tão aquecidos que os átomos de H e He começaram a fundir-se para originar elementos mais pesados. Esta fusão provocou libertação de enormes quantidades de energia térmica, o que levou a uma *combustão nuclear* dos átomos de H e He.

Quando começaram estas reacções nucleares, deu-se o nascimento do Sol, o que deve ter acontecido há 6 mil milhões de anos. Porém, os processos nucleares estavam confinados ao centro da nuvem. À sua volta rodava uma nuvem de gás menos quente e menos denso.

Como se sabe, a rotação provoca uma força centrífuga que tende a puxar os corpos para fora, ao passo que a gravidade é uma força centrípeta, que puxa os objectos uns para os outros. Como resultante destas duas forças, a nuvem de gás tornou-se gradualmente um disco rotativo achatado, girando à volta do Sol. A tal disco chama-se **nebulosa planetária** (Fig. 1.11.b).

A dado momento, as porções externas mais frias da nebulosa planetária tornaram-se suficientemente compactadas para originar matéria sólida, do mesmo modo que o gelo se condensa a partir do vapor de água para originar neve. Progressivamente, esta matéria sólida condensada transformou-se em planetas.

**TEMA 2: ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO DA TERRA**

**1. INTRODUÇÃO**

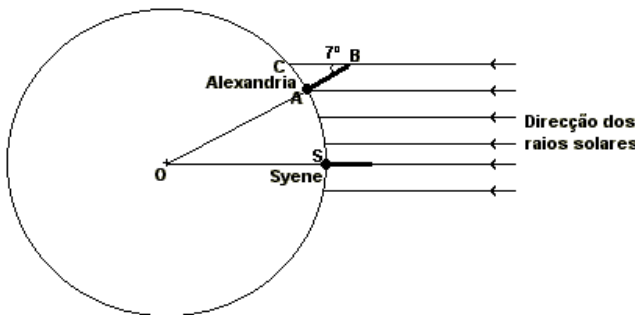
A forma esférica da Terra foi reconhecida por Eratóstenes (230 AC) e a posição da Terra no Sistema Solar foi definida por Copérnico no séc. XVI. Mas só em tempos recentes, quando houve a possibilidade de observar a Terra a partir do espaço em imagens como a da Fig. 2.1, é que foi possível visualizar a Terra como um planeta isolado e apreciar as suas características distintas.



**Fig. 2.1. Terra e Lua vistas do espaço**

A primeira viagem à volta do mundo começou com Fernão de Magalhães, que partiu de Sevilha (Espanha) em 1519 e foi completada em 1522 por Sebastián del Cano, definindo sem margens de dúvidas que a Terra é um globo. Enquanto que os navegadores ao serviço dos reis de Espanha levaram 3 anos a dar a volta ao mundo, hoje é possível fazê-lo em meros 40 minutos e fotografá-lo de altitudes em que é possível ver a sua forma esférica (Fig. 2.1).

Pitágoras (530 AC) foi o primeiro a considerar a hipótese de a Terra ser redonda. Observando a aproximação de navios vindos de longe, reparou que primeiro se viam os mastros, e só depois o casco, chegando à conclusão que a superfície do mar não era plana, mas sim curva.



**Fig. 2.2. Método usado por Eratóstenes para medir a circunferência da Terra**

No tempo de Eratóstenes (Bibliotecário Chefe de Alexandria, Egipto) já se sabia que a distância do Sol era tão grande que os seus raios podiam ser considerados paralelos. Assim, ele imaginou um sistema simples para estimar o tamanho da Terra. Ele tinha ouvido dizer que em Syene (hoje Aswan) no Rio Nilo, ao meio dia no Verão o sol estava tão a pique que não provocava sombra dos objectos. Observou, contudo, que em Alexandria, cerca de 800 km a norte de Syene, à mesma hora havia sombra de objectos. A Fig. 2.2. ilustra as condições da experiência (em escala exagerada de ângulos e comprimentos).

Em Alexandria, uma estaca de dimensão AB provocaria uma sombra de dimensão AC. Estes dois comprimentos determinam o ângulo ABC que iguala o ângulo SOA. Eratóstenes fez os cálculos e verificou que este ângulo é de um pouco mais de 7º (7º 12"), ou seja, quase exactamente 1/5 que 360º. O comprimento da circunferência terrestre seria assim 50 vezes a distância de Alexandria a Syene, ou seja:

$$50 \times 800\text{km} = 40.000 \text{ km.}$$

**2. FORMA E DIMENSÕES DA TERRA**

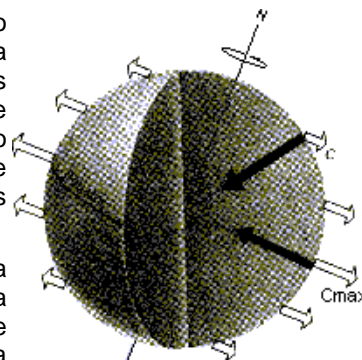
A Terra é um corpo esférico, com um diâmetro de 12.756 km, que roda à volta do seu eixo uma vez ao dia, estando o eixo inclinado de 23.5º em relação ao seu plano de órbita à volta do Sol.

Todos sabemos que um objecto colocado num disco giratório é expelido, a não ser que preso ao seu lugar. A força que expele o objecto giratório é chamada **força centrífuga**. Quanto mais rápida a velocidade de rotação e a distância ao centro de rotação, maior é esta força centrífuga. Em 1666, Isaac Newton afirmou que os objectos colocados na Terra giratória seria expelidos para o espaço, a não ser se contrariados por uma força oposta maior. Isto foi a base de partida para a formulação da *Lei da Atracção Gravitacional*, que tem a seguinte expressão:

$$F = G \times \frac{M_1 \times M_2}{d^2} \quad (1)$$

em que  $M_1$  e  $M_2$  são as massas de 2 objectos,  $d$  a distância entre eles e  $G$  a constante de gravitação ( $=6,754 \times 10^{-8}$ ). Desta equação fica claro que quanto maiores os objectos e menor a distância entre eles, maior a força de atracção. Quando um corpo é muito grande, como a Terra, a atracção torna-se também muito grande. Se não fosse isso, o ar que envolve a Terra seria expelido para o espaço e não haveria vida.

A gravidade da Terra é uma força que actua de fora para dentro (Fig. 2.3) e que tende a puxar os objectos para o centro do planeta. Assim, a força da gravidade é radial, quer dizer, em qualquer ponto da Terra os objectos são puxados ao longo duma linha que liga o objecto ao centro de gravidade (centro da Terra). Quando todas as partículas dum objecto deformável são puxadas de igual modo para o centro, o corpo torna-se esférico. Assim, a gravidade e o facto de a Terra ser deformável, são as razões para que ela seja redonda.



**Fig. 2.3.** Força da gravidade (setas negras) e força centrífuga (setas brancas)

Newton também imaginou que o balanço entre a força centrífuga (resultante do movimento de rotação) e a da gravidade deformaria a forma da Terra, passando duma esfera para um elipsóide. De facto, é isso que acontece pois, enquanto que a gravidade é uma força radial, a força centrífuga actua perpendicularmente ao eixo de rotação (Fig. 2.3). Esta força é tanto maior quanto mais afastado um objecto estiver do eixo de rotação, ou seja, no Equador essa força é máxima ( $C_{max}$ ) e quase nula nos pólos.

A interacção destas duas forças (centrífuga e gravidade) dá origem a uma Terra ligeiramente achatada nos pólos e "inchada" no equador. Como resultado disto, o diâmetro equatorial da Terra é de 12.756 km, ao passo que o diâmetro polar é de 12.714 km, ou seja, uma diferença de 42 km, diferença tão pequena para a dimensão do globo, que se pode considerar a Terra como uma esfera perfeita. A Fig. 2.4 ilustra estas diferenças. Este afastamento da forma esférica perfeita tem como resultado que uma pessoa que pese 90 kg no equador, pesa 90.5 kg no polo. A Tabela 2.1 dá uma ideia geral das dimensões da Terra.

**Tabela 2.1.** Alguns factos numéricos sobre a Terra

TERRA		OCEANOS E MARES		
<b>Maior altitude conhecida</b>	<b>Metros</b>	<b>Maior profundidade conhecida</b>	<b>Metros</b>	
Monte Everest (Nepal)	8.863	Fossa das Marianas (Filipinas)	11.035	
Altitude média	840	Profundidade média	3.808	
<b>TAMANHO E FORMA</b>	<b>km</b>	<b>ÁREA</b>	<b>Milhões de km<sup>2</sup></b>	
Raio equatorial (a)	6.378,2	Terra (29,22%)	149	
Raio polar (b)	6.356,8	Calotes Polares e Glaciares	15,6	
Raio médio	6.371,0	Mares e Oceanos (70,78%)	361	
Circunferência equatorial	40.076	Terra + plataforma continental	177,4	
Circunferência polar (meridiano)	40.009	Mares/Oceanos - plataforma continental	332,6	
Elipticidade (a-b)/a	1/298	Área total da Terra	510,0	
<b>VOLUME, DENSIDADE, MASSA</b>	<b>Espessura/raio médio (km)</b>	<b>Volume (x 10<sup>6</sup> km<sup>3</sup>)</b>	<b>Densidade média (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Massa (x 10<sup>24</sup> g)</b>
Atmosfera	-	-	-	0,005
Mares e Oceanos	3,8	1.370	1,03	1,41
Calotes Polares e Glaciares	1,6	25	0,30	0,023
Crusta Continental + plataforma continental	35	6.210	2,8	17,39
Crusta Oceânica - plataforma continental	8	2.660	2,9	7,71
Manto	2.881	898.000	4,53	4.068
Núcleo	3.473	175.500	10,72	1.881
<b>A TERRA INTEIRA</b>	<b>6.371</b>	<b>1.083.230</b>	<b>5,517</b>	<b>5.976</b>

A lei de atracção gravitacional de Newton constitui a base para o cálculo da massa e da densidade da Terra. De acordo com essa lei, a força de atracção exercida pela Terra sobre um objecto colocado na sua superfície, pode ser calculada se soubermos a massa do objecto, a constante  $G$  e a distância do objecto ao centro de massa da Terra. Para um objecto à superfície, essa distância é o raio da Terra. A força de atracção gravitacional é o que chamamos **peso do objecto**. De acordo com as leis que Newton desenvolveu, este peso deverá ser igual ao produto da massa do objecto ( $M_1$ ) e a aceleração da gravidade ( $g$ ):

$$F = M_1 \times g \quad (2)$$

Considerando a equação (1), pode estabelecer-se a seguinte igualdade

$$F = G \times \frac{M_1 \times M_2}{d^2} = M_1 \times g \quad (3)$$

Como  $M_1$  aparece nos dois termos da igualdade, simplificando, fica:

$$\frac{G \times M_2}{d^2} = g \Rightarrow M_2 = \frac{d^2 \times g}{G} \quad (4)$$

Sendo:

$$\begin{aligned} d &= 6.380 \text{ km} \\ g &= 980 \text{ cm/s}^2 \\ G &= 6,754 \times 10^{-8}, \end{aligned}$$

a massa da Terra ( $M_2$ ) é igual a  $5,98 \times 10^{27}$  gramas.

O Volume da esfera  $V = \frac{4}{3} \pi \times R^3$  terrestre pode agora ser calculado, sendo igual a  $108,78 \times 10^{10} \text{ km}^3$ . A partir da massa e do volume, pode calcular-se a densidade (massa/volume), que é de  $5,5 \text{ g/cm}^3$ .

### 3. ESTRUTURA DA TERRA

A maior parte do que se sabe sobre a estrutura interna da Terra provém de interpretações e de dados de observação indirecta.

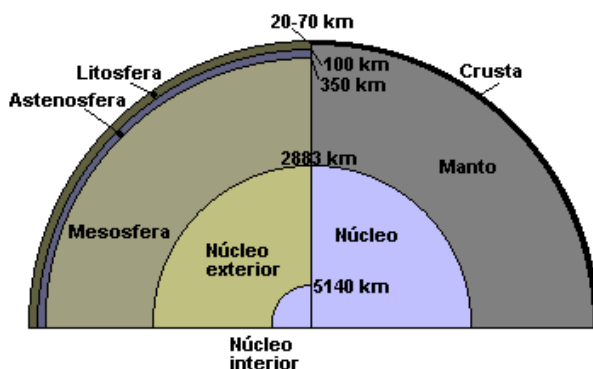


Fig. 2.5. Camadas constituintes da Terra

Mesmo as rochas e as lavas que se originam abaixo da superfície provém de profundidades que são relativamente pequenas comparadas com o raio da Terra.

As principais ferramentas que se usam para o estudo das partes mais profundas da Terra, são as análises da gravidade, dos campos magnéticos e das ondas de choque geradas por terremotos, que dão indicações da variação da densidade dos materiais com a profundidade.

Os resultados deste estudo estão ilustrados na Fig. 2.5. Daqui se pode ver que a Terra não é constituída dum único material, mas de várias camadas esféricas concêntricas. Há, assim, três camadas composicionais (Fig. 2.5, metade direita):

- **Núcleo:** no centro, massa esférica constituída principalmente de ferro, com misturas de níquel, enxofre, silício e outros elementos;
- **Manto:** intermédio, matéria rochosa que envolve o núcleo; menos denso que o núcleo, mas mais denso que a camada superficial;
- **Crusta:** superficial, camada mais fina, composta de matéria rochosa menos densa que a do manto.

O núcleo e o manto têm uma espessura relativamente constante. A crosta, por seu lado, tem uma espessura variável (Fig. 2.6). Por baixo dos oceanos - **crosta oceânica** - a crosta tem uma espessura média de 8 km, enquanto que nos continentes - **crosta continental** - essa espessura varia entre 20 - 70 km.

O manto e o núcleo têm composições diferentes e estão separados por um limite bem definido. Provavelmente haverá variações composicionais dentro de cada um deles, mas pouco se sabe sobre isto. Por seu lado, a crosta, de observação mais directa, tem uma composição muito variada e, em alguns locais, muito semelhante à parte superior do manto. Mesmo assim, o limite crosta/manto é bem definido.

Além das camadas composicionais, há uma acamação em termos de propriedades físicas (Fig. 2.5, lado esquerdo), como no caso do gelo (água sólida) sobre água (líquida). Do mesmo modo que a água pode ocorrer em três estados físicos diferentes (sólido, líquido e gasoso), também os materiais da Terra variam o seu estado físico em função da pressão e temperatura (P,T).

As regiões em que as propriedades físicas mudam, não coincidem com os limites composicionais do núcleo, manto e crosta (Fig. 2.5, lado esquerdo).

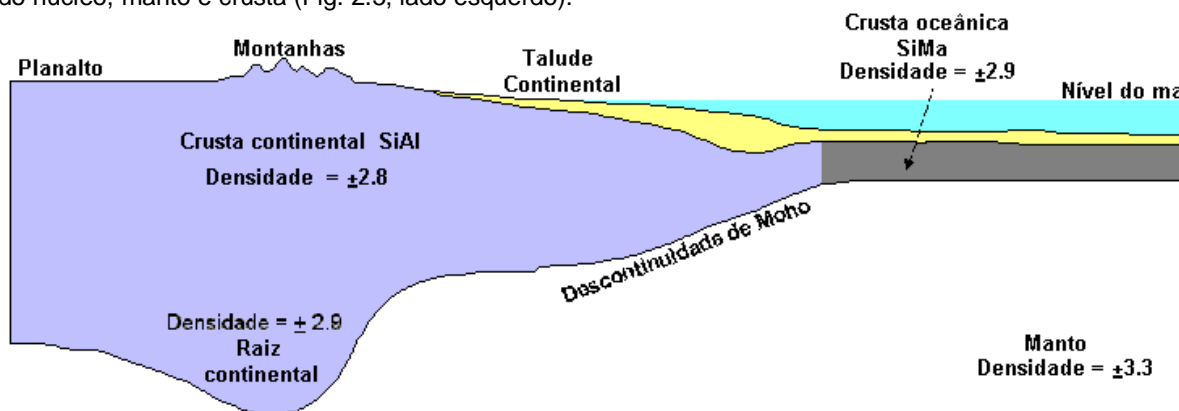


Fig. 2.6. Seção da crosta e da parte superior do manto

Dentro do núcleo há a região mais interna, onde as pressões são tão altas que o material se encontra no estado sólido - **núcleo interior**. À volta do núcleo interior ocorre o **núcleo exterior**, onde a P,T estão de tal modo balanceadas, que os metais fundem e ficam no estado líquido.

Variações análogas de estado físico ocorrem também na parte superior do manto. A cerca de 100 km da superfície, as rochas do manto atingem temperaturas tais que perdem a sua resistência, tornando-se plásticas e facilmente deformáveis. É a **astenosfera** (do Grego asthenos = fraco), que se prolonga até aos 350 km de profundidade, ponto em que as rochas perdem a sua plasticidade e se tornam rígidas e não plásticas. Dos 350 km de profundidade até ao limite com o núcleo exterior, o manto ganha o nome de **mesosfera**.

Por cima da astenosfera até à superfície (espessura de 100 km), as rochas são duras e mais rígidas que as da astenosfera - é a **litosfera** (do grego lithos = rocha).

O limite entre a astenosfera e a litosfera é claro, mas não corresponde a uma mudança de composição, mas de estado físico.

Os limites de separação entre as várias camadas da Terra têm o nome de **descontinuidades**. Assim, existem as seguintes descontinuidades:

- Descontinuidade de **Konrad**: separa a crosta continental da crosta oceânica;
- Descontinuidade de **Mohorovičić**: separa a crosta do manto;
- Descontinuidade de **Gutenberg**: separa o manto do núcleo.

#### 4. COMPOSIÇÃO DA CRUSTA

A Tabela 2.2 mostra a concentração dos principais elementos químicos na crosta continental. Pode ver-se que o **oxigénio** (O) é o elemento mais abundante, quer em peso quer em volume. O segundo elemento em abundância é o **silício** (Si), tanto em peso como em volume, seguindo-se o **Alumínio** (Al). Por seu lado, a Tabela 2.3 refere-se à composição química das várias camadas da Terra. O constituinte mais abundante de ambas as crostas continental e oceânica é o **óxido de silício** (SiO<sub>2</sub>), seguindo-se o **óxido de alumínio** (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), o que não é de estranhar, pois o O, Si e Al são os três elementos mais abundantes na crosta.

No caso do Manto, o constituinte mais abundante é também o **óxido de silício**, mas em menor abundância que na crosta. Ao contrário da crosta, o segundo constituinte mais abundante é o **óxido de magnésio** (MgO), seguindo-se o **óxido de ferro ferroso** (FeO). A composição do Núcleo difere das outras camadas na medida em que abundam os elementos metálicos, em especial o **ferro** (Fe).

Tabela 2.2. Abundância de elementos maiores na crosta continental

Elemento	% Peso	% Volume
Oxigénio (O)	47.2	93.8
Silício (Si)	28.2	0.9
Alumínio (Al)	8.2	0.5
Ferro (Fe)	5.1	0.4
Cálcio (Ca)	3.7	1.0
Sódio (Na)	2.9	1.3
Potássio (K)	2.6	1.8

Magnésio (Mg)	2.1	0.3
Hidrogénio (H)		0.0

**Tabela 2.3. Composição química das camadas da Terra**

Constituinte	C. Continental	C. Oceânica	Manto	Núcleo
SiO <sub>2</sub>	60.1	49.9	38.3	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.6	17.3	2.5	
CaO	5.2	11.9	2	
FeO	3.9	6.9	12.5	
Na <sub>2</sub> O	3.9	2.8	1	
MgO	3.6	7.3	24	
K <sub>2</sub> O	3.2	0.2	0.2	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.1	2		
TiO <sub>2</sub>	1.1	1.5	0.1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.3	0.2	0.2	
FeS			5.8	
Fe			11.9	90.8
Ni			1.4	8.6
Co			0.1	0.6

## 5. TECTÓNICA DE PLACAS

Como atrás se disse, a parte superior do Manto (Astenosfera) encontra-se no estado plástico, em que o material rochoso se encontra fundido. A Crusta (continental e oceânica) encontra-se no estado sólido "flutuando" sobre a Astenosfera, como o gelo flutua na água.

Devido ao seu estado físico (plástico), a Astenosfera está sujeita a correntes de convexão, devido às diferenças de temperatura no seu seio: mais quentes em maiores profundidades, menos quentes em menores profundidades. É o mesmo processo que ocorre quando aquecemos água numa panela (Fig. 2.7). Se houverem objectos a flutuar na água, eles são puxados para os bordos da panela por acção dessas correntes. Assim, o objecto A é puxado para a esquerda, enquanto que o C é puxado para a direita. Quanto ao objecto B, ele é puxado tanto para a direita como para esquerda e tem tendência a manter-se no centro. Se o objecto for feito de material quebradiço, e as correntes forem muito fortes, o objecto eventualmente parte-se e cada metade vai para seu lado. Este é o mecanismo básico do que acontece na Terra entre a crosta e a astenosfera.

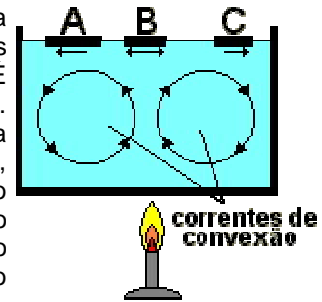


Fig. 2.7. Correntes de convexão

Como se pode ver da Fig. 2.8, a crosta é constituída por uma série de **placas tectónicas** (do grego *tecktonos* - construir) que flutuam sobre a Astenosfera, umas maiores que as outras. Assim, a Crusta é constituída pelas seguintes placas:

- a) **Maiores:** Africana, Australiana-Indiana, Antártica, Eurasiana, Pacífica, Norte- e Sul-Americana;
- b) **Menores:** Filipinas, Juan de Fuca, Nazca, Cocos e Caraíbas.

A Fig. 2.9 mostra um mapa mais realista das placas tectónicas que compõem a crosta. Como se pode ver ainda das Figs. 2.8 e 2.9, praticamente todas as placas abrangem crosta continental e crosta oceânica, à excepção das Placas de Nazca e Juan de Fuca, que são constituídas unicamente por crosta oceânica.



LIMITES ENTRE PLACAS TECTÓNICAS  
Fig. 2.8. Mapa com os limites das placas tectónicas

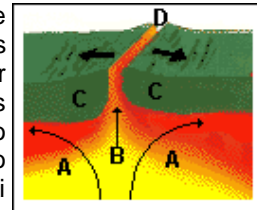


Fig. 2.9. Mapara em relevo do mundo, com as placas tectónicas. Comparar com a Fig. 2.8.

Onde as placas estão por baixo dos oceanos, elas são compostas do mesmo material do manto fluido, ou seja, da astenosfera, mas o material encontra-se no estado sólido, com uma espessura entre 10-16 km. Onde as placas contêm também crosta continental, a sua espessura varia imenso.

Como é que, então, estas placas se movem entre si devido às correntes de convecção da Astenosfera? Ou seja, como são os limites entre as várias placas? Há três maneiras como as placa se contactam e se movem entre si, consoante elas desaparecem umas por baixo das outras, ou se afastam entre si, ou deslizam entre si.

1. **Dorsais Médio-Oceânicas:** Ocorrem nos pontos onde duas placas se afastam entre si (Fig. 2.10). A força que está por trás do movimento das placas tectónicas é o calor gerado no interior da Terra pelas reacções nucleares. Este calor atinge a superfície principalmente nas dorsais médio-oceânicas. Nestes locais, duas placas afastam-se uma da outra (C) por acção das correntes de convecção do manto (A), abrindo um espaço entre elas (D) por onde emerge o material rochoso em fusão (B) - o **magma**. Este magma, ao chegar à superfície transforma-se em **lava** e vai preenchendo continuamente o espaço entre as duas placas à medida que estas se separam. A lava arrefece e solidifica, agarrando-se aos bordos das duas placas, e formando nova crosta oceânica. Assim, quanto mais afastada da dorsal, mais antiga é a rocha. Nas zonas onde este processo ocorre, as placas têm uma elevação que pode atingir os 4.000 m de altura, daí o nome de dorsal médio-oceânica. As dorsais médio-oceânicas têm, no globo terrestre, um comprimento total de 64.000 km. A Islândia e os Açores são emergências da Dorsal Médio-Atlântica acima do nível do mar.



**Fig. 2.10. Esquema duma dorsal médio-oceânica**

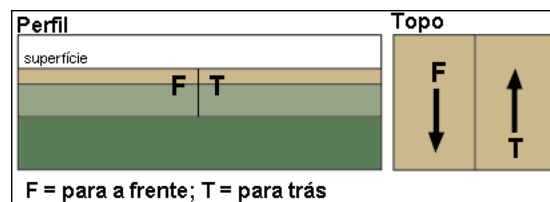
2. **Zonas de Subducção:** pontos onde uma placa desaparece por baixo de outra (Fig. 2.11). Se nova crosta oceânica é constantemente formada e as placas se separam entre si, deverá haver zonas em que elas desaparecem, para se manter o equilíbrio crustal. Assim, quando duas placas se movem uma de encontro a outra, a mais densa é forçada a deslocar-se para baixo da outra pelo **processo da subducção**. Assim, formam-se fossas profundas nos fundos dos oceanos. Este processo dá origem a tremores de terra e terramotos e a intensa actividades vulcânica.



**Fig. 2.11. Esquema duma zona de subducção**

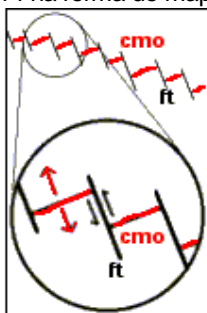
A crosta descendente, à medida que atinge profundidades cada vez maiores, é sujeita a temperaturas crescentes e acaba por fundir, tornando o material menos denso, o qual tem tendência a subir na crosta. Por seu lado, a outra placa de crosta é sujeita a forças de compressão que a obrigam a dobrar, dando origem a cadeias de montanhas. O Japão é um local onde ocorre esta intensa actividade vulcânica devido à subducção da Placa Pacífica sob a Placa Eurasiana (Figs. 2.8 e 2.9). Os Montes Himalaia são o resultado da subducção da Placa Indiana sob a Placa Eurasiana. Outras cadeias de montanhas foram e estão a ser formadas por este processo, como os Andes, as Montanhas Rochosas, etc.

3. **Falha Transforme:** zonas onde as placas deslizam entre si num movimento lateral (Fig. 2.12).



**Fig. 2.12. Esquema duma falha transforme**

A Fig. 2.13. mostra um esquema da associação que existe sempre entre dorsais médio-oceânicas com falhas transformes, ilustrado na Fig. 2.14 na forma de mapa em relevo.



**cmo - crista m.-oceânica**  
**ft - falha transforme**

**Fig. 2.13. Associação dorsal médio-oceânica com falhas transformes**



**Fig. 2.14. Dorsal Médio-Atlântica com falhas transformes**

A Fig. 2.15. mostra um corte da Terra entre a África e a América do Sul onde se podem ver todos estes aspectos da tectónica de placas e da constituição da crosta e manto.

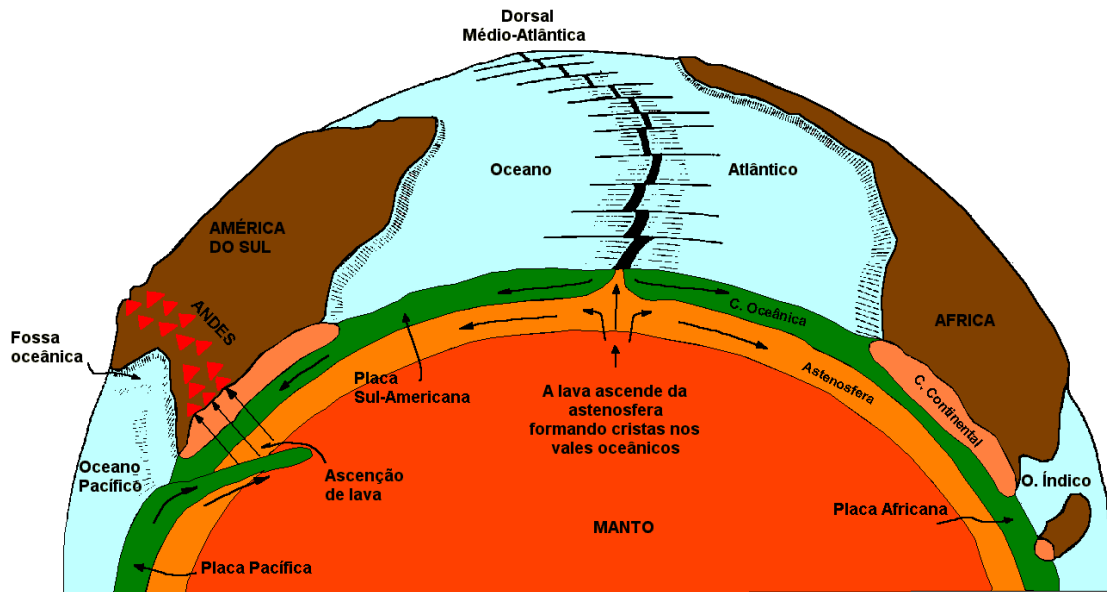


Fig. 2.15. Representação diagramática da tectónica de placas (adaptado de Wyllie, 1995, pg. 24)

Todos estes movimentos de placas, seja de que tipo forem, envolvem imensas quantidades de energia que, periodicamente, são libertadas, dando origem a sismos de intensidades variadas. Também como se viu, tanto nas zonas de subducção como nas de dorsal médio-oceânicas, há surgimento à superfície de lavas provenientes do magma das profundezas da Terra. Na Fig. 2.16 pode ver-se a localização dos epicentros dos sismos ocorridos no mundo de 1961 a 1967 e, comparando com a Fig. 2.8 e 2.9, pode ver-se que as zonas de epicentros sísmicos coincidem com os limites das placas tectónicas. O mesmo tipo de distribuição ocorre com as erupções vulcânicas. Assim, há uma relação estreita entre sismos e vulcões com os limites das placas tectónicas.

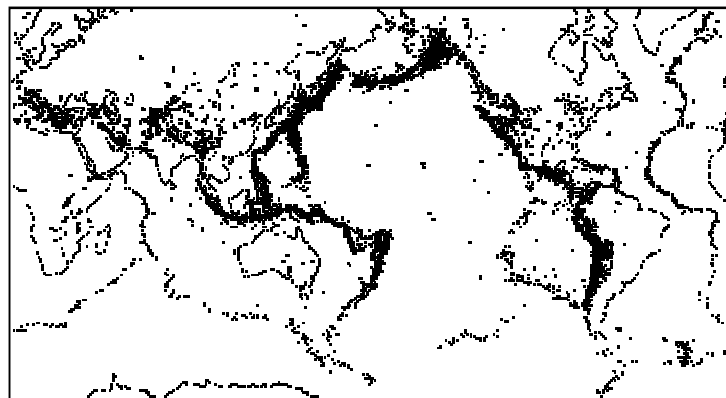


Fig. 2.16. Localização dos epicentros sísmicos de 1961 a 1967.

Se as placas se movem hoje, elas também se moveram desde sempre. Assim, surge a pergunta: **Como era a distribuição dos continentes ao longo da história da Terra?** Reconstituições do passado geológico sugerem uma evolução como a que se apresenta na Fig. 2.17.



Fig. 2.17. Evolução da distribuição dos continentes da Terra com o tempo geológico.

## TEMA 3: CONCEITO DE MINERAL E CRISTAL

### 1. INTRODUÇÃO

Mineralogia é o estudo das substâncias cristalinas que ocorrem naturalmente – os **minerais**.

Todos temos algum contacto com os minerais, já que eles se encontram à nossa volta nas rochas, nas areias das praias, rios, lagos, etc.

As **gemas** são exemplares excepcionalmente belos de minerais.

O conhecimento do que são os minerais, de como se formaram e onde ocorrem é a base para a compreensão dos materiais largamente aplicados na nossa cultura tecnológica, já que praticamente todos os produtos inorgânicos comercializados são minerais ou de origem mineral.

### 2. DEFINIÇÃO DE MINERAL

Se bem que seja difícil formular uma definição sucinta do termo **mineral**, geralmente a definição que se segue é geralmente aceite:

**Mineral é um sólido homogéneo de ocorrência natural, com propriedades físicas e uma composição química bem definidas, ou variando dentro de certos limites, um arranjo atómico altamente ordenado e geralmente formado por processos inorgânicos.**

Uma análise desta definição facilita a sua compreensão:

- a) O termo de **ocorrência natural** distingue substâncias formadas a partir de processos naturais daquelas formadas em laboratório; os laboratórios industriais e de pesquisa produzem rotineiramente equivalentes de substâncias de ocorrência natural, incluindo gemas como a esmeralda, o rubi e o diamante. Estas substâncias produzidas em laboratório levam o nome das suas equivalentes naturais, simplesmente são apelidadas de *sintéticas*. Muitos dos estudos sobre minerais fazem-se em minerais sintéticos, dada a sua pureza química.

Face a isto, poderia perguntar-se se a substância  $\text{CaCO}_3$ , geralmente conhecida por calcite, que se deposita nos tubos das canalizações da cidade é mineral ou não, uma vez que ele é precipitado a partir da água num sistema produzido pelo Homem. A maioria dos mineralogistas considera-a como calcite, uma vez que a intervenção humana na sua formação foi casual. Se não se depositasse nos tubos, depositar-se-ia noutro local.

- b) A definição diz ainda que o mineral é um **sólido homogéneo**. Quer dizer que consiste numa substância sólida simples que não pode ser subdividida por processos físicos e mecânicos nos seus componentes químicos. A determinação da homogeneidade depende da escala. Uma determinada substância pode parecer homogénea a olho-nu, mas ao microscópio ela pode ser constituída por vários componentes.

A qualificação de **sólido** exclui, obviamente, líquidos e gases. Assim, o gelo ( $\text{H}_2\text{O}$ ) dos glaciares é um mineral, mas já não o é a água líquida ( $\text{H}_2\text{O}$  também). Do mesmo modo, o mercúrio que ocorre na forma de gotas líquidas em jazigos de mercúrio, deve ser excluído da noção de mineral, pela definição. Contudo, na classificação de substâncias naturais, tais substâncias são consideradas como **mineralóides** e como tal estudadas na mineralogia.

- c) A afirmação de que um mineral tem uma **composição química bem definida** implica que ela pode ser expressa por uma fórmula química simples. Por exemplo, a fórmula química do quartzo expressa-se por  $\text{SiO}_2$ , uma vez que o quartzo só contém os elementos silício e oxigénio. Assim o quartzo é considerado uma substância pura.

Outros minerais contudo não têm uma fórmula tão simples. Por exemplo, a dolomite –  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  – nem sempre é um carbonato puro de Ca-Mg. Ele contém muitas vezes Fe e Mn a substituir átomos de Mg. Porque as quantidades de Fe-Mn podem variar, diz-se que a composição da dolomite **varia dentro de certos limites**. Assim, a fórmula da dolomite poderia escrever-se como  $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Mn})(\text{CO}_3)_2$ .

- d) Um **arranjo atômico altamente ordenado** indica uma rede interna de átomos arranjados segundo um padrão geométrico. Sendo isto um critério de cristalinidade, os minerais são substâncias **cristalinas**.

Há sólidos, como o vidro, que não têm este arranjo ordenado, e por isso são chamados de *amorfos*. Há certas substâncias naturais sem estrutura interna que, como atrás aconteceu com o mercúrio, são tratados de mineralóides: limonite (hidróxido de ferro), microlite, gadolinite e allanite (os três são substâncias radioativas e a sua estrutura cristalina foi destruída pelos processos radioativos).

- e) De acordo com a definição natural, um mineral é formado por geralmente processos inorgânicos. Inclui-se a palavra “geralmente” para se incluir no âmbito da mineralogia os compostos de origem orgânica e que respondem a todos os requisitos dum mineral. É o que acontece com as conchas dos moluscos e as pérolas, que são compostas duma substância em tudo idêntica ao mineral aragonite.

Várias outras substâncias podem ser precipitadas por organismos vivos: opala ( $\text{SiO}_2$  amorfo), magnetite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), fluorite ( $\text{CaF}_2$ ). No caso do ser humano, os ossos e os dentes são constituídos fundamentalmente por apatite -  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ . O corpo também produz concreções de matéria mineral – os cálculos renais e urinários – constituídas essencialmente por fosfatos de cálcio.

O petróleo e o carvão, frequentemente referidos como *combustíveis minerais*, são excluídos. Se bem que ocorram naturalmente, não têm nem composição química definida nem arranjo atômico ordenado

- f) A afirmação de que as propriedades físicas são bem definidas ou variam dentro de certos limites, resulta do facto de as referidas propriedades serem uma consequência da composição química e do arranjo atômico interno.

### 3. CRISTAIS

Os minerais, com poucas exceções, têm um *arranjo interno ordenado* característico dos sólidos cristalinos.

Quando as condições de formação são favoráveis, os minerais podem estar limitados por superfícies planas lisas e assumir formas geométricas regulares, a que se dá o nome de **crystal** (Fig. 3.1.)

Hoje em dia a maioria dos cientistas usa o termo cristal para descrever qualquer sólido com um arranjo interno ordenado, independentemente de possuir ou não faces externas, uma vez que essas faces são um *acidente* do crescimento.

Assim, uma definição mais lata de cristal será **um sólido homogêneo possuindo uma ordem interna tridimensional**.

O estudo dos sólidos cristalinos e os princípios que controlam o seu crescimento, a sua forma externa e a sua estrutura interna chama-se **Cristalografia**. Se bem que a Cristalografia tenha aparecido como um ramo da Mineralogia, hoje é uma ciência separada e que se dedica a todas as substâncias cristalinas, minerais ou não.

O desenvolvimento e aparecimento de faces pode ser tal que dê origem a cristais com faces de desenvolvimento perfeito. Esse desenvolvimento pode não ser tão bom e as faces serem imperfeitas, ou não aparecerem sequer faces. Assim, os sólidos cristalinos designam-se por **euédricos**, **subédricos** e **anédracos**, respectivamente (do Grego *hedron*=face, *eu-* =bom, *an-* =sem e do Latim *sub-* =algo). A Fig. 3.2 mostra um esquema de cada uma destas substâncias cristalinas.

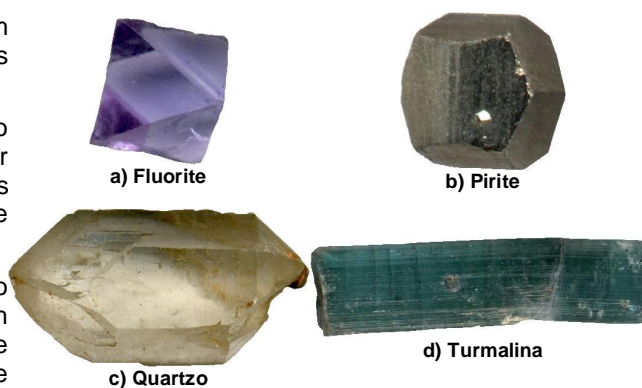


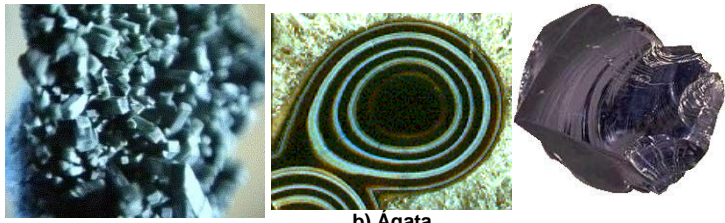
Fig. 3.1. Algumas formas cristalinas



Fig. 3.2. Substâncias cristalinas (a) euédrica, (b) subédrica e (c) anédrica

Atrás referimos ainda substâncias sem estrutura cristalina – **amorfas** (Fig. 3.3.c) – que são consideradas mineralóides.

As substâncias cristalinas podem ocorrer em agregados de grãos tão finos que a sua natureza cristalina só pode ser observada ao microscópio. Estamos em presença de substâncias **microcristalinas** (Fig. 3.3.a). Ou pode acontecer que só ao microscópio electrónico essa natureza seja perceptível. Estamos então em presença de substâncias **criptocristalinas** (Fig. 3.3.b).



a) Actinolite                      b) Agata                      c) Vidro vulcânico  
 Fig. 3.3. (a) Substância microcristalina; (b) Substância criptocristalina; (c) Substância amorfa

#### 4. OS SISTEMAS CRISTALINOS

Quando se observam cristais de várias substâncias, verifica-se que eles têm formas muito variadas. Uns são cúbicos, como a pirite, outros octaédricos, como a fluorite (Fig. 3.1), outros prismáticos, como o berilo (Fig. 3.2.a), o quartzo (Fig. 3.1) e a turmalina, outros romboédricos, como a calcite, outros piramidais, como o quartzo também (Fig. 3.1.), etc. Quando se fala em formas prismáticas e piramidais, há a considerar prismas e pirâmides de base triangular, quadrangular, rectangular e hexagonal. Cada uma destas formas geométricas tem os seus elementos de simetria próprios: planos, eixos e centro de simetria.

Vejamos por exemplo, um cubo (Fig. 3.4.a). Ele tem 3 eixos de grau 4, 4 eixos de grau 3, 6 eixos de grau 2, 9 planos de simetria e um centro de simetria. O mesmo se passa com um octaedro (Fig. 3.4.b). Já por exemplo, um prisma e uma pirâmide de base quadrada só têm 1 eixo de grau 4, 4 eixos de grau 2, 5 planos de simetria e 1 centro (Fig. 3.4.c e Fig. 3.4.d). Outros exemplos poderiam ser dados.

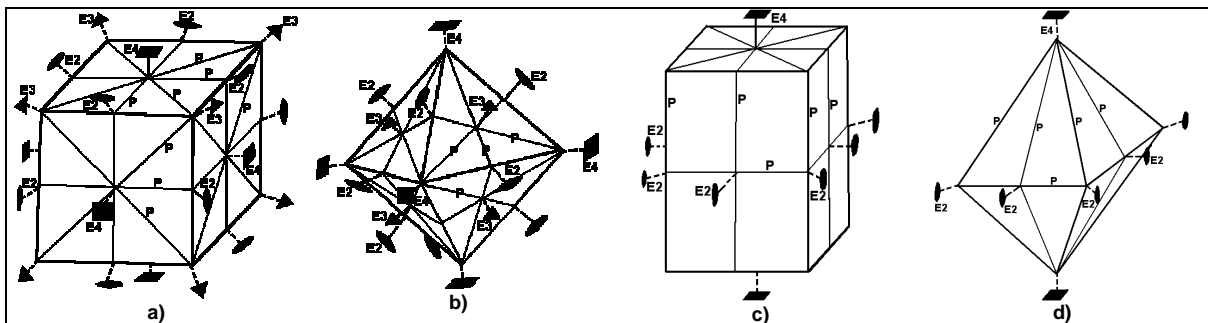
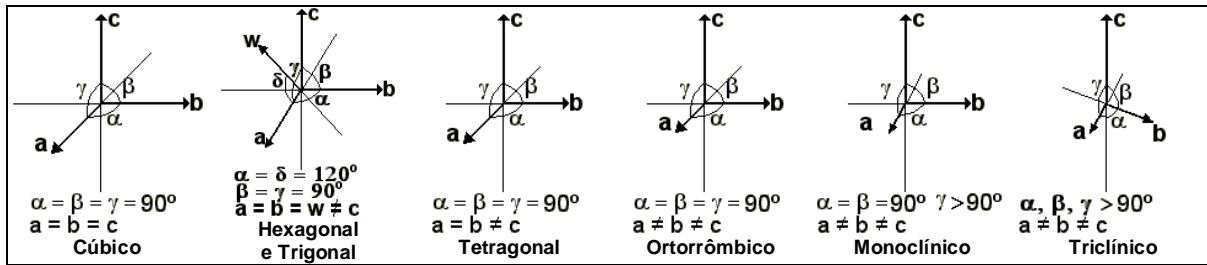


Fig. 3.4. Elementos de Simetria de:  
 a) um cubo e b) um octaedro:                      3E4, 4E3, 6E2, C, 9P  
 b) c) um prisma quadrangular e d) uma pirâmide quadrangular:                      1E4, 4E2, C, 5P

Como se pode ver, o cubo e o octaedro, tendo os mesmos elementos de simetria, pertencem a um determinado grupo de cristais, ao passo que o prisma e a pirâmide quadrangular pertencem a outro grupo de cristais. Estes grupo são chamados **Sistemas Cristalinos**. E há 7 destes sistemas cristalinos (Fig. 3.5.): cúbico, hexagonal, tetragonal, trigonal, ortorrômbico, monoclinico e triclínico.

Cada um destes sistemas é caracterizado por um conjunto de eixos imaginários à volta dos quais os cristais crescem e se desenvolvem. Estes eixos são chamados **eixos cristalográficos** e o seu conjunto é a **cruz axial**. Assim, os sistemas cristalinos são caracterizados pelas seguintes cruzes axiais:

- a) **Cúbico**: três eixos iguais e normais entre si;
- b) **Hexagonal** e **Trigonal**: três eixos iguais coplanares, fazendo um ângulo de 120° entre si e um quarto eixo diferente, normal ao plano dos outros três eixos; A diferença entre os sistemas hexagonal e trigonal está no grau de simetria
- c) **Tetragonal**: três eixos normais entre si, sendo dois iguais entre si;
- d) **Ortorrômbico**: três eixos diferentes e normais entre si;
- e) **Monoclinico**: três eixos diferentes, sendo dois oblíquos e o terceiro normal ao plano definido pelos outros dois;
- f) **Triclínico**: três eixos diferentes e oblíquos entre si.



## 5. PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MINERAIS

As propriedades físicas dos minerais são uma consequência directa da sua composição química e da sua estrutura cristalina. Neste ponto vamos examinar as seguintes propriedades: hábito e agregados, clivagem e fractura, dureza, tenacidade, densidade, cor, risca ou traço, brilho ou lustre, diafanidade, reflexão e refração, fluorescência, fosforescência e luminescência, eléctricas e magnéticas, radioactivas, isomorfismo, polimorfismo e pseudomorfismo.

### 5.1. Hábito e Agregados de Minerais

O hábito dum cristal ou a **maneira como os cristais crescem juntos para originar agregados** é de ajuda considerável à identificação dos minerais. Como o hábito depende, entre outras coisas, do ambiente em que o mineral se forma, este pode ter vários hábitos. Os termos usados para exprimir o hábito ou os agregados são os seguintes (Fig. 3.6).

- a) **Acicular**: os cristais têm forma de agulhas;
- b) **Capilar ou filiforme**: os cristais têm aspecto de cabelo ou de fios;
- c) **Tabular**: cristais alongados e achatados;
- d) **Equigranular**: os cristais não têm uma dimensão preferencial;
- e) **Dendrítico**: os cristais crescem numa forma arborescente;
- f) **Prismático**: os cristais têm uma direcção preferencial;
- g) **Fibroso**: os cristais aparecem em fibras;
- h) **Globular ou botrióide**: os cristais crescem em forma de glóbulos semelhantes a esférulas ou hemisferas;
- i) **Drúsico**: superfície coberta por uma camada de cristais individuais;
- j) **Geóidico**: cavidade rochosa coberta por cristais individuais;
- k) **Concêntrico**: camadas mais ou menos esféricas sobrepostas umas sobre as outras à volta dum centro comum;
- l) **Piramidal**: os cristais aparecem sob a forma de pirâmides.

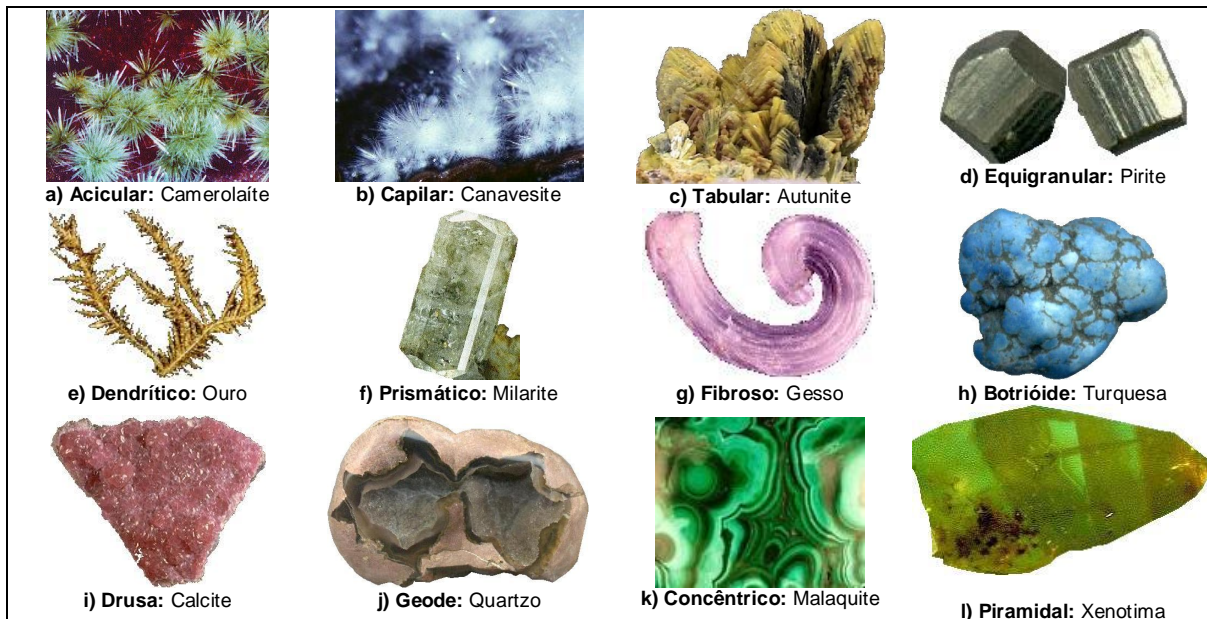


Fig. 3.6. Diversos hábitos de cristais e agregados

Vários outros hábitos poderiam ser referidos: concreção, maciço, bandado, estalagmítico, etc., etc.

### 5.2. Clivagem e Fractura

Estas propriedades representam a **resposta da estrutura cristalina a uma força externa**. Quando essa força é aplicada, o mineral é sujeito a um esforço. A resistência do material cristalino a esse esforço é função do tipo de ligações moleculares e atômicas na rede cristalina.

Muitos minerais têm direcções planares dentro da estrutura que são mais fracas que outras; noutros minerais, não existem essas direcções. Assim, consoante um mineral quebra segundo superfícies regulares ou irregulares, ele tem **clivagem** ou **fractura**. A Fig. 3.7 mostra duas redes cristalinas, uma dum mineral com clivagem (a) outra dum mineral sem clivagem, mas com fractura (b).

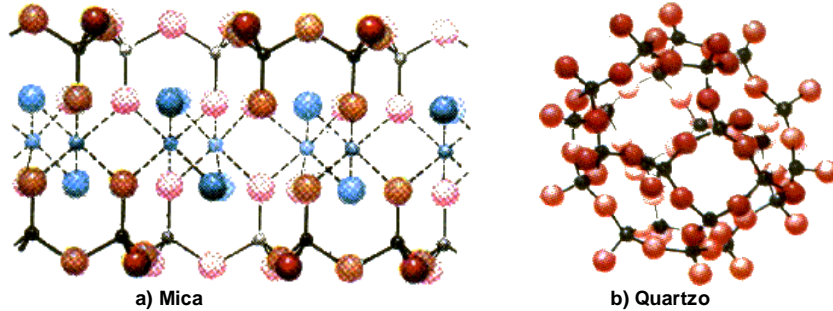


Fig. 3.7. Ilustração das redes cristalinas de minerais (a) com clivagem e (b) com fractura

Como se pode ver da figura anterior, a rede cristalina da mica mostra zonas onde os átomos estão dispostos em planos, sendo estes as zonas de fraqueza onde se formam as superfícies de clivagem. Por seu lado, a estrutura do quartzo mostra uma distribuição tridimensional regular, sem zonas de fraqueza, daí a fractura.

Consoante as direcções da superfície de clivagem, ela pode ser classificada em (Fig. 3.8):

- a) **Cúbica** – galena;
- b) **Octaédrica** – fluorite;
- c) **Dodecaédrica** – fluorite;
- d) **Romboédrica** – calcite;
- e) **Prismática** – piroxena;
- f) **Basal** – mica.

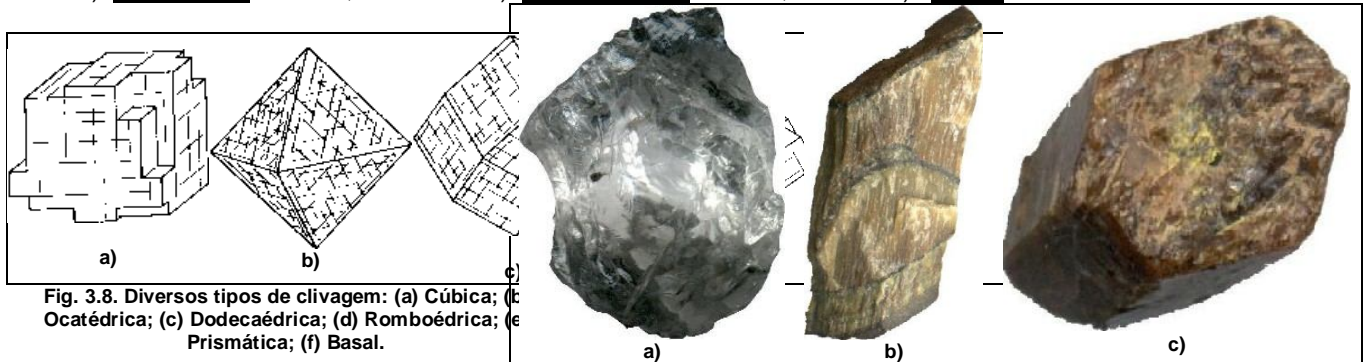


Fig. 3.8. Diversos tipos de clivagem: (a) Cúbica; (b) Octaédrica; (c) Dodecaédrica; (d) Romboédrica; (e) Prismática; (f) Basal.

Fig. 3.9. Diversos tipos de fractura: (a) Concoidal; (b) Fibrosa; (c) Irregular

Por seu lado, a fractura pode ser um caracter distintivo de alguns minerais, e podem ser classificadas em (Fig. 3.9):

- a) **Concoidal** (ou **conchoidal**) – superfícies curvas, lisas e brilhantes, semelhantes ao interior de conchas – berilo e vidro;
- b) **Fibrosa** – Olho de Tigre;
- c) **Irregular** – superfícies irregulares e rugosas, às vezes com aspecto terroso - magnetite.

### 5.3. Dureza

A dureza é a **resistência que um mineral oferece à abrasão**, determinada pela sua resistência a ser riscado por um objecto. Todos os minerais têm uma dureza determinada (ou variando dentro de limites estreitos) que depende da estrutura cristalina do mineral. A determinação prática da dureza faz-se a partir da **escala de Mohs**. A escala de Mohs é um conjunto de 10 minerais, de durezas variando de 1 a 10, e que são:

1. Talco –  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
2. Gesso –  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3. Calcite –  $CaCO_3$
4. Fluorite –  $CaF_2$
5. Apatite –  $Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)$
6. Ortoclase –  $KAlSi_3O_8$
7. Quartzo –  $SiO_2$
8. Topázio –  $Al_2SiO_4(OH, F)_2$
9. Corindo –  $Al_2O_3$
10. Diamante - C

A determinação da dureza dum mineral faz-se riscando um mineral de dureza conhecida sobre esse mineral. Muitas vezes a escala de Mohs não está disponível e o geólogo recorre a objectos vários de dureza conhecida, como o canivete e o vidro ( $d = 5.5-6$ ) ou a unha ( $d = 2-2.5$ ).

As superfícies oxidadas dos minerais apresentam propriedades físicas diferentes das do mineral fresco, por isso todos os ensaios se devem fazer em superfícies recentes. Isto é válido para todas as propriedades físicas.

Ao se dizer que o diamante tem dureza 10 e apatite tem dureza 5, poder-se-ia pensar que o diamante é duas vezes mais duro que a apatite, o que não corresponde à verdade, pois a escala de Mohs não é linear, como se pode ver na Fig. 3.10. A escala de Mohs dá uma dureza relativa, isto é, se um mineral é mais duro ou mais mole que outro. A Fig. 3.10 dá a dureza absoluta.

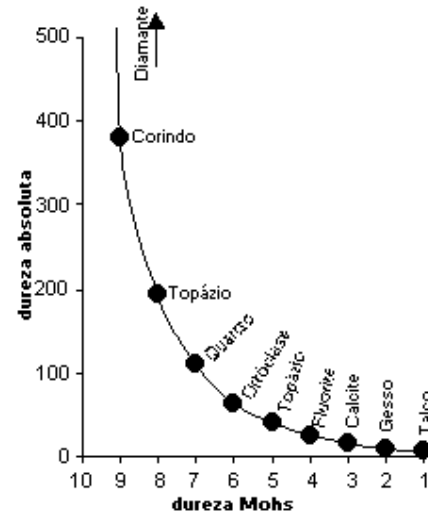


Fig. 3.10. Comparação entre dureza relativa (Escala de Mohs) e dureza absoluta

#### 5.4. Tenacidade

A tenacidade é a **resistência que um mineral oferece à quebra, esmagamento, dobramento ou rompimento**, ou seja, a sua coesão interna. A tenacidade é descrita com os seguintes termos:

- Quebradiço**: mineral que se quebra e reduz facilmente a pó – calcite;
- Maleável**: mineral que pode ser reduzido a folhas – ouro;
- Séctil**: mineral que pode ser cortado com uma faca – galena;
- Dúctil**: mineral que pode ser modelado em arame – cobre;
- Flexível**: mineral que pode ser dobrado, mas que não retoma a sua forma original quando a pressão é retirada – talco;
- Elástico**: mineral que pode ser dobrado, e que retoma a sua forma original quando a pressão é retirada – mica;

#### 5.5. Densidade

A densidade é um número que expressa a **razão entre o peso duma substância e o peso de igual volume de água a 4°C**. Assim, um mineral de densidade 2 é duas vezes mais pesado que a água.

A densidade dum mineral depende de:

- tipo de átomos componentes;
- modo como os átomos estão empacotados

Por exemplo, os minerais quartzo e tridimite, ambos constituídos por  $\text{SiO}_2$ , apesar de terem os mesmos átomos, têm estruturas diferentes, estando mais empacotados no quartzo do que na tridimite. Assim, o quartzo tem densidade 2.65 e a tridimite tem densidade 2.26. Por outro lado, a celestite ( $\text{SrSO}_4$ ) e a anglesite ( $\text{PbSO}_4$ ) têm a mesma estrutura, mas como o chumbo (Pb) é mais pesado que o estrôncio (Sr), a anglesite tem densidade 6.32 e a celestite 3.97.

### 5.6. Cor

Basicamente a cor dos minerais resulta da **absorção selectiva de certos comprimentos de onda da luz branca** pelos átomos da sua estrutura. A luz transmitida ou reflectida representa a parte que não é absorvida pela estrutura.

A cor raramente é útil na identificação dos minerais, devido às impurezas que os mesmos possuem e ao estado de cristalinidade e imperfeições estruturais que a estrutura cristalina apresenta. Por exemplo, a hematite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), quando pulverizada, tem cor vermelha de sangue, mas em massa ou cristais apresenta uma cor cinzenta, preta ou azulada. O quartzo, quando pulverizado é branco, mas em massa ou cristal pode ser incolor, branco, amarelo, azul, rosa, negro, etc., em função do tipo de impurezas que contém.

### 5.7. Risca ou Traço

A risca ou traço é a **cor que o mineral apresenta quando reduzido a pó**. Se bem que a cor dum mineral possa variar, a cor do seu pó é sempre o mesmo. A risca é determinada esfregando o mineral numa placa de porcelana não vidrada, que tem dureza 7. Por isso este método não pode ser usado para minerais mais duros que 7.

### 5.8. Brilho ou Lustre

O brilho é a **maneira como um mineral reflecte a luz**. É uma propriedade “superficial” do mineral, por isso deve ser determinada numa superfície fresca, não oxidada. O brilho é independente da cor, e pode ser caracterizada do seguinte modo:

- Vitreo**: brilho idêntico ao do vidro – quartzo e turmalina;
- Resinoso**: brilho idêntico ao da resina – enxofre;
- Nacarado/Perlado**: brilho iridiscente idêntico ao do nácar (pérola) – talco;
- Ceroso**: brilho que lembra uma superfície coberta de óleo ou cera– quartzo maciço;
- Sedoso**: brilho idêntico ao da seda – malaquite;
- Adamantino**: brilho excepcionalmente intenso como o do diamante;
- Terroso**: brilho lembrando terra.

### 5.9. Diafanidade (Transparência)

É a **capacidade de um mineral se deixar atravessar pela luz**. Os minerais são classificados em transparentes, translúcidos ou opacos, consoante deixam que se veja nitidamente através de si (quartzo), se veja algo (ágata, às vezes) ou não se veja nada (pirite).

### 5.10. Reflexão e Refracção

Quando a luz incide sobre um mineral não opaco, parte dela é reflectida e parte é absorvida, sofrendo um desvio de caminho, a que se chama refracção. Num mineral opaco, a luz é praticamente toda reflectida. Muitos dos minerais opacos, quando cortados a espessuras muito finas, tornam-se translúcidos ou mesmo transparentes.

### 5.11. Fluorescência, Fosforescência e Luminescência

A fluorescência é a **emissão de luz por um mineral quando irradiados por luz ultravioleta** (Fig. 3.11). Se depois de se parar a irradiação o mineral continuar a emitir essa luz, diz-se que é fosforescente. A Luminescência é luz própria emitida por certos minerais, que só se vê no escuro, pois é muito fraca.

As propriedades eléctricas podem ser classificadas em termoeléctricas, piroeléctricas ou piezoeléctricas, consoante ganham cargas eléctricas por acção de aquecimento por esfrega ou fogo (turmalina), ou quando se exerce pressão sobre eles (quartzo).



Fig. 3.11. Fluorescência da Andersonite (a) Luz natural; (b) Luz ultravioleta

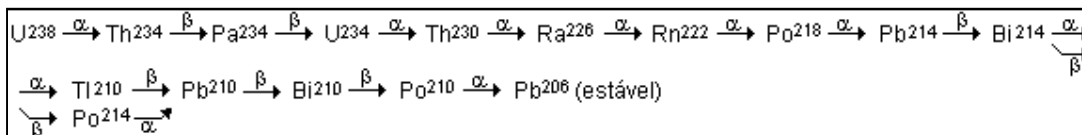
### 5.12. Propriedades Eléctricas e Magnéticas

Alguns minerais, principalmente a magnetite ( $Fe_3O_4$ ) e a pirrotite ( $FeS$ ), são magnéticos, isto é, **atraem objectos de ferro**. São minerais de magnetismo natural. Outros há que, sob a acção dum campo eléctrico, se tornam magnéticos, magnetismo esse que desaparece quando o campo é anulado.

### 5.13. Propriedades Radioactivas

Radioactividade é a **desagregação espontânea de certos átomos**, levando a mudanças definitivas nesses mesmos átomos, dando origem a átomos de outros elementos, que podem ser radioactivos, até se chegar a um elemento não radioactivo, estável. Cada desagregação é acompanhada de emissão de partículas atómicas e de energia térmica.

A equação seguinte dá um exemplo de desagregação do urânio ( $U^{238}$ ) em chumbo ( $Pb^{206}$ ):



A este processo de transformação de átomos dum elemento em átomos doutros elementos por emissão de partículas atómicas/energia chama-se **desintegração radioactiva**.

### 5.14. Isomorfismo, Polimorfismo e Pseudomorfismo

Chama-se substâncias **isomórficas** (do Grego *isos* = igual + *morphos* = forma) aquelas que, tendo uma **composição química totalmente diferente, têm a mesma estrutura cristalina**. É o que se passa com a uraninite ( $UO_2$ ) e a fluorite ( $CaF_2$ ). Ambas têm uma rede cúbica, em que os átomos de U e Ca ocupam os mesmos lugares e ambos estão ligados a 8 átomos de O.

As substâncias **polimórficas** (do Grego *poli* = muito + *morphos* = forma) são aquelas que têm a **mesma composição química, mas estruturas cristalinas totalmente diferentes**. É o caso do quartzo e coesite, ambos compostos de  $SiO_2$ , mas o primeiro é hexagonal e o segundo é monoclinico. O mesmo se passa com a calcite e aragonite (ambos  $CaCO_3$ ), em que o primeiro é trigonal e o segundo é ortorrômbico.

Por seu lado, as substâncias **pseudomórficas** (do Grego *pseudos* = falso + *morphos* = forma) são substâncias que **apresentam formas cristalinas típicas doutros minerais**. Isto surge porque os átomos do mineral (crystal) original vão sendo progressivamente substituídos por átomos doutro mineral, mantendo a forma original. Um exemplo muito típico dos pegmatitos da Zambézia (e aparentemente único no mundo) é a ocorrência de micas de lítio (lepidolite, rosa-lilás) com a forma de cristais de feldspato (Fig. 3.12).



**Fig. 3.12. Pseudomorfose de Lepidolite depois de Feldspato (Muiane, Alto Ligonha)**

## 6. CLASSIFICAÇÃO DOS MINERAIS

A composição química tem sido a base da classificação dos minerais desde o século XIX. De acordo com este esquema, os minerais são divididos em **classes** dependendo do anião ou grupo aniônico dominante (óxidos, halogenetos, sulfuretos, silicatos, etc.)

Há várias razões para que este critério seja uma base válida para a classificação dos minerais. Primeiro, os minerais tendo o mesmo anião ou grupo aniônico dominante na sua composição química têm muito mais semelhanças entre si do que os minerais que tenham o mesmo catião ou grupo catiônico. Assim, os carbonatos (grupo aniônico  $\text{CO}_3^{2-}$ ) têm muito mais semelhanças entre si do que os minerais de cobre têm entre si. Segundo, os minerais com o mesmo anião/grupo aniônico têm tendência a ocorrerem juntos ou no mesmo ambiente geológico. Terceiro, o esquema usado está de acordo com a prática química corrente de classificação de compostos inorgânicos.

Contudo, a composição química não é suficiente para caracterizar um mineral. É importante considerar a sua estrutura interna, porque são estas duas características que determinam as propriedades físicas dos minerais. No caso dos silicatos (veremos mais à frente), estes foram subdivididos em função da sua estrutura interna.

As **classes de minerais** são:

- |                        |               |
|------------------------|---------------|
| a) Elementos nativos   | g) Nitratos   |
| b) Sulfuretos          | h) Boratos    |
| c) Sulfossais          | i) Fosfatos   |
| d) Óxidos e Hidróxidos | j) Sulfatos   |
| e) Halogenetos         | k) Tungstatos |
| f) Carbonatos          | l) Silicatos  |

Evidentemente que a classificação não pára por aqui. As classes são subdivididas em **famílias**, estas em **grupos**, estes em **espécies** (que podem formar **séries**) e as espécies podem ainda ser subdivididas em **variedades**. Não entraremos em detalhes sobre este assunto, uma vez que não cabe no âmbito deste programa. Mas fica a informação!

Seguidamente iremos estudar estes grupos de minerais, com especial ênfase para aqueles que ocorrem com maior frequência na crosta terrestre.

### 6.1. ELEMENTOS NATIVOS

À excepção dos gases livres da atmosfera, só cerca de 20 elementos são encontrados no estado nativo. Estes elementos nativos podem ser divididos em: **Metais**, **Semi-metais** e **Não-metais**.

Os **metais nativos** mais comuns pertencem a três grupos: o grupo do Ouro (Au, Ag, Cu e Pb); o grupo da Platina (Pt, Pd, Ir, Os); e o grupo do Ferro (Fe, Fe-Ni), todos os grupos cristalizando no sistema cúbico. Os **semi-metais** mais comuns são o Ar, Sb, Bi, Se e Te. Os **não-metais** nativos são o S e C (este nas formas de grafite e diamante).

#### 6.1.1. OURO

- Sistema Cristalino:** sistema cúbico.
- Composição química:** **Au**; normalmente ocorrem outros metais misturados com o ouro, como Ag, Cu e Fe, entre outros.
- Propriedades físicas:**

**Hábito:** normalmente maciço; aparece na forma granular (fig. 3.2.c), dendrítica (Fig. 3.6.e) e raramente cristalizado (Fig. 3.13.a). Frequente na forma de pepitas (Fig. 3.13.b);

**Clivagem e Fractura:** não tem clivagem; a fractura é em tipo esquirola;

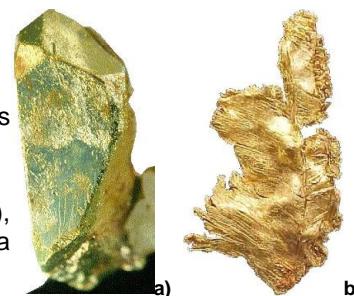


Fig. 3.13. Cristal (a) e pepita (b) de

Tenacidade: metal maleável, dúctil e sêctil;

**Ouro**

Dureza: baixa a muito baixa – 2.5-3;

Densidade: muito denso – 19.3;

Cor: amarelo-ouro, quando puro; quando misturado com prata, torna-se mais claro;

Risca: amarelo-ouro metálico;

Brilho: metálico;

Diafanidade: opaco.

- d) **Utilização**: a maior utilização é na joalheria; metal que garante as reservas financeiras dum país. Muito utilizado na numismática, para medalhas e moedas comemorativas. Nos tempos modernos, o ouro é cada vez mais utilizado em instrumentos científicos e em aplicações dentárias.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique, o ouro ocorre nas Províncias de Manica, Tete e Niassa. A nível internacional, os principais jazigos de ouro estão na África do Sul, Rússia, China, Canadá, EUA e Brasil.
- f) **Origem do nome**: do Latim *Aurum* = ouro.

### 6.1.2. COBRE

- a) **Sistema Cristalino**: sistema cúbico.
- b) **Composição química**: **Cu**; normalmente ocorrem outros metais misturados com o cobre, como Ag, Bi, Hg e As, entre outros.
- c) **Propriedades físicas**:  
Hábito: normalmente maciço (fig. 3.14.a), dendrítica (Fig. 3.14.b) e raramente cristalizado;  
Clivagem, Fractura, Tenacidade e Dureza: comporta-se como o ouro;  
Densidade: muito denso – 8.94;  
Cor: vermelha-rosa claro, escurecendo com o tempo até castanho;  
Risca: vermelho-metálico;  
Brilho: metálico em superfície fresca, embaciando com a oxidação;  
Diafanidade: opaco.
- d) **Utilização**: é utilizado principalmente na indústria eléctrica, no fabrico de cabos eléctricos e condutores. Também se utiliza no fabrico de ligas metálicas (bronze e latão) e na indústria química.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique, o cobre nativo não ocorre. A nível internacional, os principais jazigos de cobre estão nos EUA, na Zâmbia, Namíbia, RD Congo, Índia e Rússia.
- f) **Origem do nome**: do Latim *Cuprum*, nome dado a este metal encontrado na Ilha de Chipre.



Fig. 3.14. Cobre (a) maciço; (b) dendrítico; (c) cristallino

### 6.1.3. DIAMANTE

- a) **Sistema Cristalino**: sistema cúbico.
- b) **Composição química**: **C** puro.
- c) **Propriedades físicas**:  
Hábito: cristais isolados, normalmente octaédricos (Fig. 3.15) e dodecaédricos, além doutras formas;  
Clivagem e Fractura: clivagem octaédrica perfeita; fractura conchoidal;  
Tenacidade: quebradiço;  
Dureza: muito alta – é o último termo da Escala de Mohs - 10; é a substância mais dura que se conhece;  
Densidade: pequena – 3.05;  
Cor: incolor ou variada, desde amarelada, a rosa, azulada e acinzentada; há ainda a variedade negra;  
Risca: branca;  
Brilho: adamantino;  
Diafanidade: transparente a translúcido.
- d) **Utilização**: as variedades transparentes são usadas em joalheria; as variedades negra e cinzenta são utilizadas como diamantes industriais como abrasivos e instrumentos de corte.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique, o diamante é muitíssimo raro, tendo sido encontrados alguns nos aluviões do Rio dos Elefantes (Gaza) e no Niassa. A nível internacional, os principais jazigos de diamantes estão na RSA, nos EUA, na Namíbia, Botswana, Angola, Gana, Serra Leoa, RD Congo, China, Venezuela, Brasil.
- f) **Origem do nome**: do Grego *adams* = invencível.



Fig. 3.15. Diamantes octaédricos

**6.1.4. GRAFITE**

- a) **Sistema Cristalino:** sistema hexagonal.  
 b) **Composição química:** Carbono puro – C.  
 c) **Propriedades físicas:**

Hábito: cristais tabulares, vulgarmente em massas foliadas, radiais (Fig. 3.16), terrosas;

Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeita; não tem fractura;

Tenacidade: as lâminas de grafite são flexíveis (não elásticas);

Dureza: muito baixa – 1-2;

Densidade: pequena – 2.09-2.23;

Cor: negra a cinzenta escura;

Risca: negro brilhante;

Brilho: metálico a baço;

Diapfanidade: opaco;

Outras propriedades: untuoso ao tacto, condutor de calor e electricidade, termoeléctrico; escreve no papel.

A Fig. 3.17 mostra as redes cristalinas do diamante e da grafite, exemplo claro de polimorfismo do Carbono.

- d) **Utilização:** usada na indústria eléctrica, para fabrico de escovas colectoras e eléctrodos, na indústria química (lubrificantes, tintas), lápis, moderador de reacções atómicas.  
 e) **Ocorrência:** em Moçambique, a grafite ocorre em Montepuez, Monapo, Angónia e Lúrio. Os principais jazigos de grafite estão no Canadá, Madagáscar, Áustria, Finlândia, Rússia e México.  
 f) **Origem do nome:** do Grego *graphein* = escrever.



Fig. 3.16. Grafite

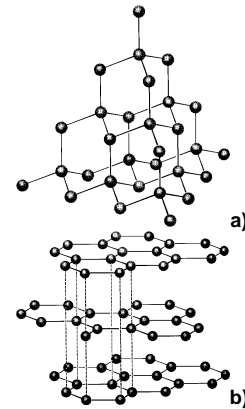


Fig. 3.17. Redes cristalinas (a) do diamante e (b) da grafite

**6.1.5. FERRO-NÍQUEL (Meteoritos férricos)**

- a) **Sistema Cristalino:** sistema cúbico.  
 b) **Composição química:** Fe, com percentagens variáveis de Ni. Na Fig. 3.18A, as lamelas mais claras têm pequenas percentagens de Ni (+5.5%), ao passo que nas mais escuras há de 27-65% Ni.  
 c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: maciço; raramente em cristais;  
Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeita; a fractura é irregular, de bordos cortantes;  
Tenacidade: maleável;  
Dureza: média – 4.5;  
Densidade: relativamente alta – 7.3-7.9;  
Cor: cinzenta de aço a negra;  
Brilho: metálico;  
Diapfanidade: opaco;  
Outras propriedades: fortemente magnético.  
 d) **Utilização:** não tem utilização prática, a não ser para estudos científicos sobre a Terra e o Universo.  
 g) **Ocorrência:** o ferro nativo é muito raro na Terra (Fig. 3.18B), pois é extremamente oxidável em óxidos de ferro. Ocorre na Gronelândia e no Oregon (EUA). Contudo, é muito comum em meteoritos que caíram em vários pontos do planeta.

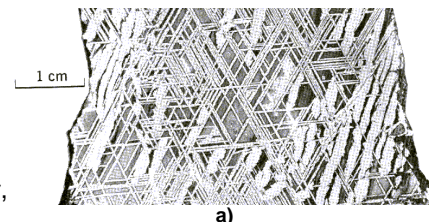


Fig. 18. (a) Meteorito de Edmonton (Kentucky, EUA); (b) Grânulos negros de ferro dispersos em rocha

**6.1.6. ENXOFRE**

- a) **Sistema Cristalino:** sistema ortorrômbico (Fig. 3.19).
- b) **Composição química:** Enxofre puro – **S**.
- c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: maciço; raramente em cristais. Por vezes de aspecto terroso e estalagmítico;  
Clivagem e Fractura: não tem clivagem; a fractura é conchoidal a irregular;  
Tenacidade: quebradiço;  
Dureza: muito baixa - 1.5-2.5;  
Densidade: baixa – 2.05-2.09;  
Cor: amarelo;  
Brilho: resinoso;  
Diafanidade: opaco;  
Outras propriedades: mau condutor de calor; quando um pedaço de enxofre é agarrado com a mão e colocado junto ao ouvido, ouvem-se estalidos porque a zona superficial aquecida pela mão estala.
- d) **Utilização:** utilizado para o fabrico de compostos de enxofre, como o ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ). Usado também em insecticidas, fertilizantes e vulcanização da borracha.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique não se conhecem ocorrências de enxofre. Os depósitos mais importantes situam-se na Sicília (Itália) e outras regiões vulcânicas, como Chile, México, EUA, Hawaii, Japão e Argentina.
- f) **Origem do nome:** do Latim *sulphur*.



Fig. 3.19. Agregado de cristais de enxofre

**6.2. SULFURETOS/SULFOSSAIS**

Os sulfuretos e sulfossais constituem uma importante e numerosa classe de minerais que incluem a maioria dos **minerais de minério**. A maioria dos sulfuretos é opaca com cores e riscas características. Os não opacos têm índices de refração extremamente altos e só não são opacos em secções muito finas.

A fórmula geral dos sulfuretos é  $X_mY_nZ_p$ , em que **X** e **Y** representam elementos metálicos e **Z** os não metálicos. Neste capítulo trataremos só de alguns deles, e que são os mais frequentes.

**6.2.1. GALENA**

- a) **Sistema cristalográfico:** cúbico.
- b) **Composição química:** Sulfureto de Chumbo – **PbS**; normalmente tem prata associada.
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: cúbico ou cúbico+octaédrico (equigranular) (Fig. 3.19), em massas compactas granulares grosseiras ou finas;  
Clivagem e Fractura: a clivagem é cúbica perfeita;  
Tenacidade: quebradiça;  
Dureza: muito baixa – 2.5;  
Densidade: alta – 7.4-7.6;  
Cor: cinzenta de chumbo;  
Risca: cinzenta de chumbo;  
Brilho: metálico;  
Diafanidade: opaco.
- d) **Utilidade:** principal minério de chumbo e importante fonte de prata. O Chumbo é fundamentalmente utilizado em baterias, na indústria química e ligas metálicas.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique, a galena ocorre em pequenas quantidades em Manica e Tete. Os grandes jazigos mundiais de galena encontram-se na Alemanha, República Checa, Inglaterra, Austrália e Canadá.
- f) **Origem do nome:** do Latim *galena*, nome dado à escória.

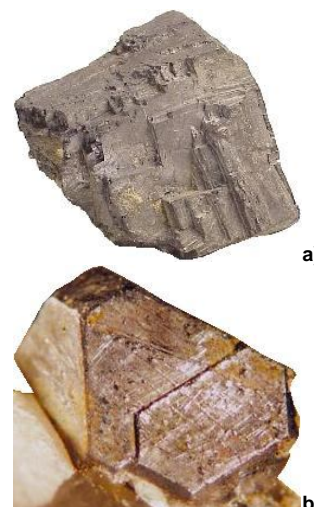


Fig. 3.20. (a) Galena maciça com clivagem cúbica; (b) Cristal octaédrico.

**6.2.2. CALCOPIRITE**

- a) **Sistema cristalográfico:** tetragonal.
- b) **Composição química:** Sulfureto de Cobre e Ferro –  $\text{CuFeS}_2$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: normalmente maciço, podendo ser tetraédrico (Fig. 3.21.A);  
Clivagem e Fractura: a clivagem é muito imperfeita; a fractura vai de conchoidal a irregular;  
Tenacidade: quebradiça;  
Dureza: baixa – 3.5-4;  
Densidade: média – 4.2-4.3;  
Cor: amarelo-latão, passando a iridescente com a oxidação (Fig. 3.21.B);  
Risca: negra-esverdeada;  
Brilho: metálico;  
Diafanidade: opaco.
- g) **Utilidade:** principal minério de cobre.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique, a calcopirite ocorre em grandes quantidades em Manica. Os grandes jazigos mundiais de calcopirite encontram-se na Inglaterra, Suécia, República Checa, Espanha, África do Sul, Zâmbia e Chile.
- f) **Origem do nome:** do Grego *chalcos* = cobre + *pyros* = fogo (ver pirite adiante).

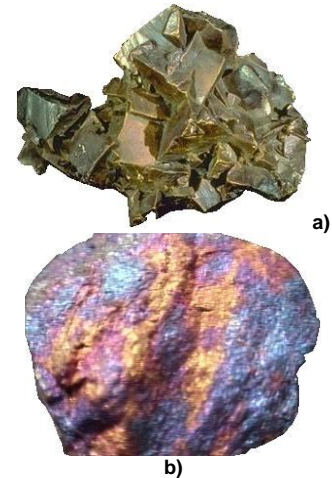


Fig. 3.21. (a) Calcopirite tetraédrica; (b) Calcopirite iridescente

**6.2.3. PIRITE**

- a) **Sistema cristalográfico:** cúbico.
- b) **Composição química:** Sulfureto de Ferro –  $\text{FeS}_2$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: frequentemente em cristais cúbicos, octaédricos e outras formas (Fig. 3.1.b, Fig. 3.6.d, Fig. 3.22.a); comum na forma maciça;  
Clivagem e Fractura: sem clivagem; a fractura é conchoidal;  
Tenacidade: quebradiça;  
Dureza: média – 6-6.5;  
Densidade: média – 5.02;  
Cor: amarelo-latão pálido;  
Risca: negra-esverdeada;  
Brilho: metálico;  
Diafanidade: opaco;  
Outras propriedades: cristais de faces estriadas.

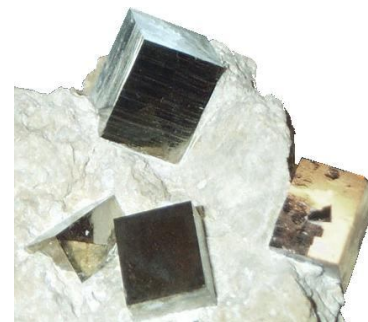


Fig. 3.22 Cubos de pirite

- d) **Utilidade:** a pirite é muitas vezes minerada para a extração de ouro e cobre com ela associados; é uma fonte de enxofre para o fabrico de ácido sulfúrico; em situações muito particulares, a pirite pode ser considerada como gema.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique, a pirite não ocorre como jazigo, mas está presente em grande número de rochas nas regiões centro e norte do país. É o Sulfureto mais frequente na crosta terrestre. Os grandes jazigos mundiais de pirite encontram-se em Portugal, Espanha.

**Origem do nome:** do Grego *pyros* = fogo, por causa das faíscas que lança quando percutido por ferro.

#### **6.2.4. OUTROS SULFURETOS IMPORTANTES** (Fig.3.23)

Esferalite ( $ZnS$ ), Pirrotite ( $Fe_{1-x}S$ ), Covelite ( $CuS$ ), Cinábrio ( $HgS$ ), Realgar ( $AsS$ ), Marcassite ( $FeS_2$  - polimorfo da pirite), Molibdenite ( $MoS_2$ ), Cobaltite ( $Co,Fe$ ) $AsS$  e Arsenopirite ( $FeAsS$ ).

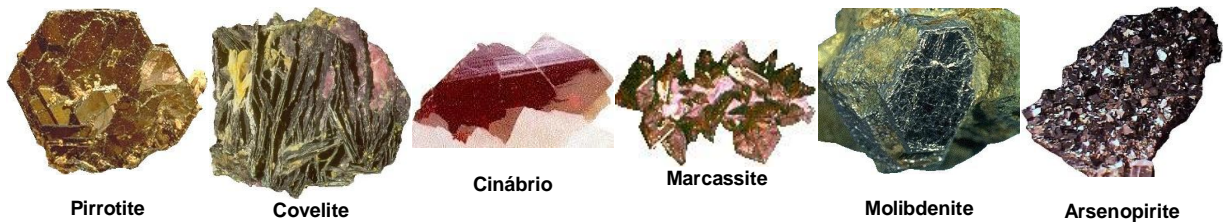


Fig. 3.23. Exemplos doutros tipos de sulfuretos.

### 6.3. ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS

Os **Óxidos** são um grupo de minerais que tendem a ser duros, densos e refractários, e ocorrem como minerais primários acessórios de vários tipos de rochas ou como grãos resistentes em sedimentos. Os óxidos têm como anião o Oxigénio. Este encontra-se unido a um ou vários catiões, dando origem aos óxidos simples e óxidos múltiplos.

Por seu lado, os **Hidróxidos** são menos duros e densos, e ocorrem como minerais secundários resultantes da alteração ou meteorização das rochas. Caracterizam-se pela presença do grupo hidroxilo ( $\text{OH}^-$ ) ou de moléculas de água ( $\text{H}_2\text{O}$ ).

Na Natureza existem inúmeros óxidos e hidróxidos, mas só referiremos os mais importantes. De referir que o gelo, forma sólida de água ( $\text{H}_2\text{O}$ ) é um óxido. O quartzo é constituído pelo óxido mais abundante na Natureza –  $\text{SiO}_2$  – mas ele será tratado na classe dos silicatos, por ter uma estrutura mais próxima destes.

#### 6.3.1. GELO

h) **Sistema cristalográfico:** hexagonal.

i) **Composição química:** Óxido de hidrogénio –  $\text{H}_2\text{O}$ .

j) **Propriedades Físicas:**

**Hábito:** normalmente aparece em formas maciças nas calotes polares e icebergs, mantos de neve. A condensação do vapor de água em gelo dá bonitos cristais estrelados como os da Fig. 3.24. Aparece também em agregados estalactíticos e granulares;

**Clivagem e Fractura:** fractura conchoidal;

**Tenacidade:** quebradiço;

**Dureza:** muito baixa – 1.5;

**Densidade:** muitíssimo baixa – 0.92;

**Cor:** incolor, ou branca quanto contém inclusões gasosas;

**Risca:** branca;

**Brilho:** aquoso;

**Diafanidade:** transparente a translúcido.

k) **Utilidade:** utilidade da água; os gelos dos polos dão indicações preciosas sobre a história climática da Terra.

l) **Ocorrência:** em Moçambique não há depósitos permanentes de gelo. As grandes massas de gelo ocorrem nos pólos e nos glaciares.



Fig. 3.24. Cristais de neve

#### 6.3.2. MAGNETITE

d) **Sistema cristalográfico:** Cúbico.

e) **Composição química:** Óxido de Ferro férrico –  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ .

f) **Propriedades Físicas:**

**Hábito:** normalmente maciço, podendo ocorrer em hábito octaédrico (Fig. 3.25);

**Clivagem e Fractura:** a clivagem é imperfeita octaédrica; fractura irregular;

**Tenacidade:** quebradiça;

**Dureza:** média – 6;

**Densidade:** média – 5.18;

**Cor:** negra de ferro;

**Risca:** negra;

**Brilho:** metálico;

**Diafanidade:** opaco;

**Outras propriedades:** fortemente magnética.

d) **Utilidade:** principal minério de ferro.

e) **Ocorrência:** em Moçambique, a magnetite ocorre em grandes quantidades na Lupata e em Tete. Os grandes jazigos mundiais de magnetite encontram-se na Suécia, Noruega, Roménia e Ucrânia.

f) **Origem do nome:** possivelmente da localidade de Magnesia, na Macedónia.

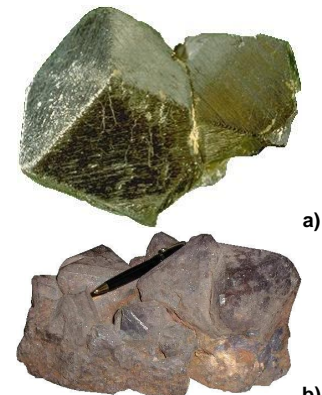


Fig. 3.25. (a) Cristal de magnetite; b) Magnetite da Lupata.

**6.1.3. HEMATITE**

- f) **Sistema cristalográfico:** trigonal.
- g) **Composição química:** Óxido de Ferro ferroso –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .
- h) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: raramente em cristais achatados; normalmente aparece em agregados botrióides (Fig. 3.26);  
Clivagem e Fractura: clivagem prismática fraca; a fractura é irregular, por vezes fibrosa;  
Tenacidade: variada;  
Dureza: média – 5.5-6.5;  
Densidade: média – 5.26;  
Cor: castanho avermelhado a negro;  
Risca: vermelho de sangue claro a escuro;  
Brilho: metálico em cristais e baço em agregados maciços;  
Diafanidade: opaco quando maciça; translúcido em grão de pequenas dimensões ou em cristais pequenos.
- i) **Utilidade:** importante minério de ferro; também usada para pigmentos.
- j) **Ocorrência:** em Moçambique, a hematite não ocorre como jazigo, mas está presente em grande número de rochas nas regiões centro e norte do país. Os grandes jazigos mundiais de hematite encontram-se na Alemanha, Suíça, Áustria, Itália, Canadá, Austrália, Libéria e Brasil.
- k) **Origem do nome:** do Grego *haematos* = sangue, por causa da cor de sangue da sua risca.



Fig. 3.26. Hematite botrióide

**6.1.4. CASSITERITE**

- a) **Sistema cristalográfico:** tetragonal.
- b) **Composição química:** Óxido de Estanho –  $\text{SnO}_2$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: tem hábito prismático associado a piramidal; são frequentes cristais geminados em forma de joelho a que se dá o nome de Joelho de Estanho (Fig. 3.27); normalmente é maciça;  
Clivagem e Fractura: clivagem imperfeita;  
Dureza: média – 6-7;  
Densidade: média – 6.8-7.1;  
Cor: castanha a negra, por vezes amarela a branca;  
Risca: branca;  
Brilho: adamantino;  
Diafanidade: translúcido, raramente transparente.
- d) **Utilidade:** importante minério de estanho.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique, a cassiterite ocorre principalmente no Inchope (Sofala). Os grandes jazigos mundiais de cassiterite encontram-se na Malásia, Indonésia e Tailândia.
- f) **Origem do nome:** do Grego *kassiteros* = estanho.



Fig. 3.27. Cassiterite – Joelho de Estanho

**6.1.5. RÚTILO**

- a) **Sistema cristalográfico:** tetragonal.
- b) **Composição química:** Óxido de Titânio –  $\text{TiO}_2$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: hábito acicular; ocorre muitas vezes dentro de cristais de quartzo (Fig. 3.28); muitas vezes maciça;  
Clivagem e Fractura: clivagem prismática perfeita; fractura irregular a conchoidal;  
Dureza: média – 6-6.5;  
Densidade: baixa média – 4.18-4.25;  
Cor: vermelha, castanha avermelhada ou negra;  
Risca: castanha clara;  
Brilho: adamantino a sub-metálico;



Fig. 3.28. Rútilo

Diafanidade: translúcido, raramente transparente.

- d) **Utilidade**: importante minério de titânio.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique, o rutilo ocorre em areais pesadas, como as do Chibuto, Moma, Pebane e outras localidades ao longo da costa. Os grandes jazigos mundiais de cassiterite encontram-se na Austrália.
- f) **Origem do nome**: do Latim *rutilus* = vermelho, por causa da sua cor.

### 6.1.6. ILMENITE

- a) **Sistema cristalográfico**: trigonal.
- b) **Composição química**: Óxido de Ferro e Titânio –  $\text{FeTiO}_3$ ; óxido múltiplo
- c) **Propriedades Físicas**:

Hábito: normalmente maciço, por vezes em cristais tabulares (Fig. 3.29); muitas vezes aparece com areia;

Clivagem e Fractura: sem clivagem; fractura conchoidal;

Dureza: média – 5.5-6;

Densidade: baixa média – 4.7;

Cor: negra de ferro;

Risca: castanha avermelhada a negra;

Brilho: metálico a sub-metálico;

Diafanidade: opaco.

- d) **Utilidade**: o mais importante minério de titânio.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique, a ilmenite ocorre em areias pesadas, como as do Chibuto, Moma, Pebane e outras localidades ao longo da costa. Os grandes jazigos mundiais de ilmenite encontram-se na Noruega, Rússia, Austrália, África do Sul e Brasil.
- f) **Origem do nome**: das Montanhas Ilmen, na Rússia.

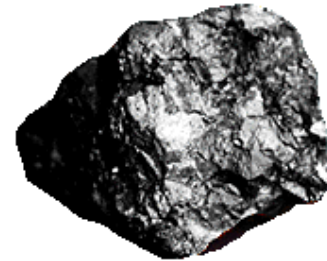


Fig. 3.29. Ilmenite

### 6.1.7. COLUMBO-TANTALITE

- a) **Sistema cristalográfico**: ortorrômbico.
- b) **Composição química**: Solução sólida entre Óxido de Nióbio e Óxido de Tântalo –  $(\text{Fe,Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ - $(\text{Fe,Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$ ; óxido múltiplo

- c) **Propriedades Físicas**:

Hábito: frequentemente em cristais de hábito prismático (Fig. 3.30);

Clivagem e Fractura: clivagem prismática fácil; fractura conchoidal irregular;

Dureza: média – 6;

Densidade: média – 5.2-7.9, dependendo das percentagens de Ta e Nb presentes;

Cor: negra de ferro;

Risca: castanha avermelhada a negra;

Brilho: metálico a sub-metálico;

Diafanidade: opaco quando maciço; semi-translúcido em grãos e cristais pequenos.

- d) **Utilidade**: importante minério de tântalo e nióbio, para o fabrico de ligas metálicas anti-corrosivas e resistentes a altas temperaturas (indústria espacial e aeronáutica, turbinas, etc.).
- e) **Ocorrência**: em Moçambique, a columbo-tantalite ocorre em grandes quantidades nos pegmatitos da Zambézia e Nampula. Outros jazigos mundiais de importância mundial encontram-se no Canadá, Nigéria, RD Congo, Madagáscar e Austrália.
- f) **Origem do nome**: o nome columbite vem de Colúmbia (América) onde foi encontrado pela primeira vez; tantalite vem do deus Tantalus, pela dificuldade em ser atacado pelos ácidos.

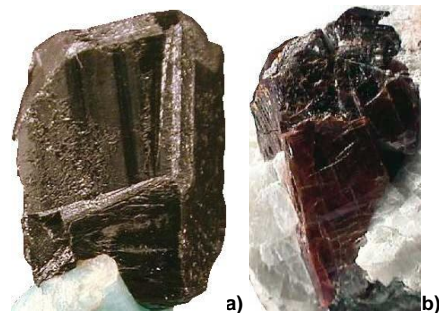


Fig. 3.30. Columbite (a) e Tantalite (b)

### 6.1.8. OUTROS ÓXIDOS IMPORTANTES

Cuprite ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ), Zincite ( $\text{ZnO}$ ), Corindo ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), Espinela ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ), Cromite ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ), Pirolusite ( $\text{MnO}_2$ ), Uraninite ( $\text{UO}_2$ )

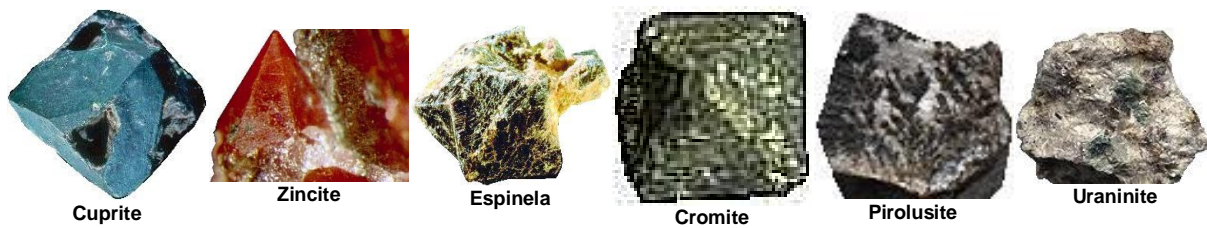


Fig. 3.31. Exemplos de outros tipos de óxidos.

### 6.1.9. LIMONITE

- a) **Sistema cristalográfico:** substância amorfa.
- b) **Composição química:** hidróxido de ferro hidratado –  $\text{FeO.OH.nH}_2\text{O}$ ; A limonite não é propriamente um mineral, mas uma mistura complexa de óxidos e hidróxidos de ferro, entre eles a goethite ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) e a lepidocrocite ( $\gamma\text{-FeOOH}$ ), ambos ortorrômbicos.
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: agregados terrosos, em estalactites, oolíticos (Fig. 3.32);  
Clivagem e Fractura: não tem clivagem; fractura irregular;  
Dureza: média – 5-5.5;  
Densidade: baixa – 3.6-3.7;  
Cor: amarelo, castanho a negro;  
Risca: castanha, castanha-amareladas;  
Brilho: variável, consoante o tipo de agregado;  
Diafanidade: opaco.
- d) **Utilidade:** minério de ferro;
- e) **Ocorrência:** em Moçambique, a limonite é um mineral comum como resultado de alteração de rochas ricas em ferro, não se conhecendo, contudo, jazigos importantes.
- f) **Origem do nome:** do Latim *limus* = lama, lodo.



Fig. 3.32. Limonite

### 6.1.10. BAUXITE

- a) **Sistema cristalográfico:** substância amorfa.
- b) **Composição química:** hidróxido de ferro e alumínio; a bauxite é uma mistura complexa de hidróxidos de ferro (goethite -  $\alpha\text{-FeOOH}$ ) e alumínio (diáspora -  $\alpha\text{-AlOOH}$ , gibbsite -  $\text{Al(OH)}_3$ ).
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: agregados maciços e terrosos, ou em concreções (Fig. 3.33);  
Clivagem e Fractura: não tem clivagem; fractura irregular;  
Dureza: muito baixa – 1-3;  
Densidade: baixa – 2-2.55;  
Cor: branca, cinzenta, amarela ou vermelha;  
Diafanidade: translúcido.
- d) **Utilidade:** principal minério de alumínio.
- e) **Ocorrência:** Em Moçambique, a bauxite é um mineral comum como resultado de alteração de rochas ricas em alumínio. Ocorre na Zambézia, junto da fronteira com o Malawi, e em Manica, junto à fronteira com o Zimbabwe. Os principais produtores de bauxite são o Suriname, Jamaica, Guiana. Na Guiné e Austrália também ocorrem importantes jazigos.
- f) **Origem do nome:** da localidade francesa de Baux.



Fig. 3.33. Bauxite

### 6.1.11. OUTROS HIDRÓXIDOS IMPORTANTES

Brucite ( $\text{Mg(OH)}_2$ ) e Manganite ( $\text{MnO(OH)}$ ). (Fig. 3.34)



Fig. 3.34. Outros tipos de hidróxidos.

## 6.4. HALOGENETOS

Os Halogenetos caracterizam-se pela dominância dos aniões halogéneos  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{F}^-$  e  $\text{I}^-$ , praticamente todos eles do sistema cúbico. Apesar de vários, iremos abordar só dois: a Halite e a Fluorite.

### 6.4.1. HALITE, SAL-GEMA ou SAL DE ROCHA

- a) **Sistema cristalográfico:** cúbico.
- b) **Composição química:** Cloreto de Sódio –  $\text{NaCl}$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: cúbico (Fig. 3.35), sendo muito raras outras formas;  
Clivagem e Fractura: clivagem cúbica perfeita;  
Tenacidade: quebradiço;  
Dureza: muito baixa – 2.5;  
Densidade: baixa – 2.16;  
Cor: incolor; branca, azulada, rósea e amarelada consoante as impurezas que contém;  
Risca: branca;  
Brilho: sedoso;  
Diafanidade: transparente a translúcido;  
Outras Propriedades: sabor salgado.
- d) **Utilidade:** na cozinha; na indústria química como fonte de sódio e cloro; utilizado para espalhar sobre estradas cobertas de neve.
- e) **Ocorrência:** Em Moçambique não há depósitos de halite. Os grandes depósitos de halite ocorrem na China, ex-URSS, Reino Unido, Alemanha e Canadá.
- f) **Origem do nome:** do Grego *halos* = sal.



Fig. 3.35. Halite

### 6.4.2. FLUORITE

- a) **Sistema cristalográfico:** cúbico.
- b) **Composição química:** Fluoreto de Cálcio –  $\text{CaF}_2$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: cúbico (Fig. 3.36), octaédrico (Fig. 3.1.a); aparece também em formas maciças e granulares;  
Clivagem e Fractura: clivagem octaédrica perfeita;  
Tenacidade: quebradiço;  
Dureza: média – termo 4 da escala de Mohs;  
Densidade: baixa – 3.18;  
Cor: incolor; branca, azulada, rósea, verde, amarelada, lilás e castanha; por vezes aparece com zonamento de cores;  
Risca: branca;  
Brilho: vítreo;  
Diafanidade: transparente a translúcido;  
Outras Propriedades: é fluorescente quando irradiada com luz ultra-violeta.
- d) **Utilidade:** a maioria da fluorite é usada na indústria química, no fabrico de ácido hidróflórico; também se usa no fabrico do vidro, fibra-de-vidro, cerâmica.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique há depósitos de fluorite em Canxixe e Marínguè. Os grandes depósitos de fluorite ocorrem no Reino Unido, Mongólia, África do Sul, China, Espanha e Tailândia.
- f) **Origem do nome:** do Latim *fluere* = fluir, por fundir facilmente.



Fig. 3.36. Fluorite

### 6.4.3. OUTROS HALOGENETOS

**IMPORTANTES** (Fig. 3.37)

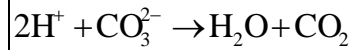
Silvite ( $\text{KCl}$ ), Atacamite ( $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ ).



Silvite Atacamite  
 Fig. 3.37. Outros tipos de halogenetos

## 6.5. CARBONATOS

Os carbonatos são um grupo de minerais em que o grupo aniônico é ocupado pelo complexo  $\text{CO}_3$ . Típico dos carbonatos é a reação que fazem com os ácidos, provocando uma espécie de efervescência, segundo a equação:



### 6.5.1. CALCITE

m) **Sistema cristalográfico:** trigonal.

n) **Composição química:** Carbonato de Cálcio -  $\text{CaCO}_3$ .

o) **Propriedades Físicas:**

**Hábito:** muito variado e por vezes complexo; há três hábitos mais comuns: prismático, romboédrico e escalenoédrico (Fig. 3.38.a,b,c);

**Clivagem e Fractura:** clivagem perfeita;

**Tenacidade:** quebradiça;

**Dureza:** baixa - termo 3 da escala de Mohs;

**Densidade:** 2.5;

**Cor:** variada; normalmente branca, mas pode ser incolor, cinzenta, vermelha, amarela, verde, azul, castanha, negra (Fig. 3.38);

**Risca:** branca;

**Brilho:** vítreo a terroso;

**Diafanidade:** transparente a translúcido. A variedade incolor chama-se Espato da Islândia, e tem a propriedade da dupla refração (Fig. 3.38.e);

**Outras Propriedades:** faz efervescência a frio com HCl; é luminescente.

p) **Utilidade:** o principal uso é no fabrico de cimento; também se usa no fabrico de pastas de dentes.

q) **Ocorrência:** é um dos minerais mais comuns e espalhados na natureza, como constituinte principal numa série de rochas.

r) **Origem do nome:** do Latim *Calx* = cal.

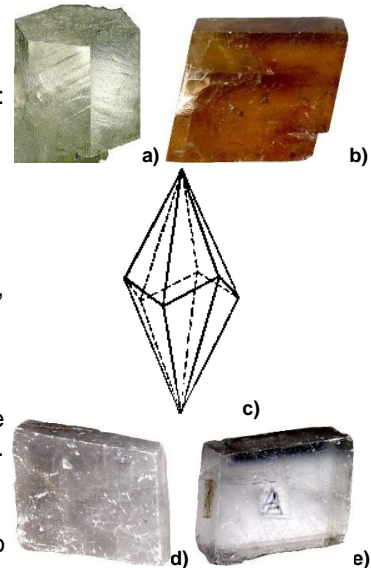


Fig. 3.38. Cristais de calcite

Outros carbonatos do tipo da Calcite são: Magnesite ( $\text{MgCO}_3$ ), Siderite ( $\text{FeCO}_3$ ), Rodocrosite ( $\text{MnCO}_3$ ) e Smithsonite ( $\text{ZnCO}_3$ ). (Fig. 3.39).



Fig. 3.39. Carbonatos do grupo da calcite

### 6.5.2. ARAGONITE

a) **Sistema cristalográfico:** ortorrômbico.

b) **Composição química:** Carbonato de Cálcio -  $\text{CaCO}_3$ ; é um polimorfo da calcite.

c) **Propriedades Físicas:**

**Hábito:** acicular, tabular, e em cristais geminados em forma de prisma hexagonal (Fig. 3.40); também ocorre em agregados colunares e estalagmíticos;

**Clivagem e Fractura:** clivagem prismática distinta; fractura conchoidal;



Fig. 3.40. Aragonite

Dureza: baixa 3.5-4;

Densidade: baixa - 2.94;

Cor: incolor, branca, amarela, rosa, etc.;

Risca: branca;

Brilho: vítreo;

Diafanidade: transparente a translúcido;

Outras propriedades: é luminescente; faz efervescência com os ácidos.

- d) **Utilidade**: como pedra decorativa.
- e) **Ocorrência**: Alemanha, Áustria, Espanha, Namíbia, EUA. É o principal constituinte das pérolas e da camada brilhante das conchas dos moluscos. Em Moçambique não há jazigos de aragonite.
- f) **Origem do nome**: da província espanhola de Aragão, onde foi descoberta.

Outros carbonatos do tipo da Aragonite são: Estroncianite ( $\text{BaCO}_3$ ) e Cerussite ( $\text{PbCO}_3$ ) (Fig. 3.41).



Fig. 3.41. Cerussite

### 6.5.3. DOLOMITE

a) **Sistema cristalográfico**: trigonal

b) **Composição química**: Carbonato de Cálcio e Magnésio -  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .

c) **Propriedades Físicas**:

Hábito: normalmente romboédrico (Fig. 3.42.A), de faces muitas vezes curvas em forma de sela de cavalo (Fig. 42.B);

Clivagem e Fractura: clivagem romboédrica perfeita; fractura conchoidal;

Dureza: baixa 3.5-4;

Densidade: baixa - 2.85;

Cor: normalmente rosa claro; incolor, branca, cinzenta, verde, castanha ou negra;

Risca: branca;

Brilho: vítreo, por vezes nacarado;

Diafanidade: transparente a translúcido;

Outras propriedades: faz efervescência com os ácidos a quente; é luminescente;

- d) **Utilidade**: como pedra decorativa ou material de construção.
- e) **Ocorrência**: região do Tirol (entre a Itália e Suíça), Reino Unido e México. Em Moçambique não há jazigos de dolomite.
- g) **Origem do nome**: em honra do químico francês Dolomieu (1750-1801).

Outro carbonato do tipo da Dolomite é: Ankerite ( $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ ) (Fig. 3.43).

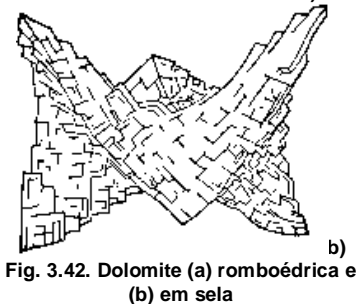


Fig. 3.42. Dolomite (a) romboédrica e (b) em sela



Fig. 3.43. Ankerite

### 6.5.4. MALAQUITE e AZURITE

a) **Sistema cristalográfico**: monoclinico.

b) **Composição química**: Carbonatos Hidratados de Cobre - Malaquite:  $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$ ; Azurite:  $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ .

c) **Propriedades Físicas**:

Hábito: a Malaquite aparece normalmente em massas botríoides (Fig. 3.6.k), maciças ou granulares; a Azurite aparece em cristais mal formados (Fig. 3.44);

Clivagem e Fractura: clivagem prismática perfeita; fractura conchoidal (ambos);

Dureza: baixa 3.5-4 (ambos);



Fig. 3.44. Azurite

Densidade: média; malaquite: 3.9-4.03; azurite: 3.77;  
Cor: malaquite: em tons de verde; azurite: em tons de azul escuro;  
Risca: malaquite: em tons de verde; azurite: em tons de azul escuro;  
Brilho: malaquite: adamantino a vítreo; azurite: vítreo;  
Diapfanidade: translúcido a opaco; por vezes são transparentes.

- d) **Utilidade**: como pedra ornamental; ambos por vezes são utilizados para a extração do cobre.  
e) **Ocorrência**: Montes Urais (Rússia), Zâmbia, RD Congo, Namíbia. Em Moçambique ocorrem em pequenas quantidades no jazigo de cobre de Mundongwara (Manica).  
f) **Origem do nome**: o nome Malaquite vem o Grego *malache* = malva (planta); o nome Azurite vem da sua cor azul.

## 6.6. NITRATOS e BORATOS

São minerais pouco comuns, pelo que não nos vamos debruçar muito sobre eles. Os Nitratos são minerais que têm o grupo aniónico  $\text{NO}_3$ , e os Boratos o grupo  $\text{BO}_3$ . Dos primeiros faz-se só referência ao Nitro ( $\text{KNO}_3$  - Fig. 3.45.a) e dos segundos ao Bórax ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  - Fig. 3.45.b).



a)

## 6.7. SULFATOS e CROMATOS

São minerais em que o grupo aniónico está ocupado por  $\text{SO}_4$  e  $\text{CrO}_4$ . Ambos os grupos de minerais podem conter ou não água ou o grupo OH na sua estrutura, e assim são classificados de hidratados ou anidricos. Os sulfatos são minerais mais frequentes na Natureza que os cromatos. Vejamos os mais importantes.



b)

Fig. 3.45. (a) Nitro; (b) Bórax.

### 6.7.1. GESSO

- a) **Sistema cristalográfico**: monoclinico.  
b) **Composição química**: Sulfato Hidratado de Cálcio -  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .  
c) **Propriedades Físicas**:  
Hábito: cristais tabulares (Fig. 3.46), às vezes geminados em forma de cauda de andorinha; por vezes fibroso (Fig. 3.6.g);  
Clivagem e Fractura: clivagem prismática perfeita, dando lâminas muito finas; fractura conchoidal ou fibrosa;  
Dureza: baixa - termo 2 da Escala de Mohs;  
Densidade: baixa - 2.32;  
Cor: incolor, podendo ser branca, cinzenta, amarela ou vermelha, consoante as impurezas;  
Risca: branca;  
Brilho: usualmente vítreo, podendo ser nacarado ou sedoso;  
Diapfanidade: translúcido a transparente.  
d) **Utilidade**: utilizado em fabrico do gesso de moldagem, ortopedia.  
e) **Ocorrência**: EUA, Canadá, França, Japão e Irão. Em Moçambique ocorrem em pequenas quantidades em várias zonas sedimentares do País.  
f) **Origem dos nome**: do Grego *Gypsos* = gesso.



Fig. 3.46. Gesso

### 6.7.2. ANIDRITE

- a) **Sistema cristalográfico**: ortorrômbico.  
b) **Composição química**: Sulfato de Cálcio Anidro -  $\text{CaSO}_4$ .  
c) **Propriedades Físicas**:  
Hábito: cristais raros; normalmente maciça, podendo ser fibrosa ou granular (Fig. 3.47);  
Clivagem e Fractura: clivagem prismática perfeita;  
Dureza: baixa - 3-3.5;



Fig. 3.47. Anidrite

Densidade: baixa - 2.89-2.98;

Cor: incolor, podendo ser azulado ou violeta;

Risca: branca;

Brilho: usualmente vítreo, podendo ser nacarado;

Diafanidade: translúcido.

- d) **Utilidade**: utilizado condicionador de solos.
- e) **Ocorrência**: Polónia, Áustria, Suíça. Em Moçambique ocorrem em pequenas quantidades em várias zonas sedimentares do País.
- f) **Origem dos nome**: do Grego *Anhudros* = sem água.

### 6.7.3. BARITE

- a) **Sistema cristalográfico**: ortorrômbico.
- b) **Composição química**: Sulfato de Bário Anidro -  $BaSO_4$ .

c) **Propriedades Físicas**:

Hábito: cristais tabulares; (Fig. 3.48);

Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeita e prismática imperfeita; fractura conchoidal;

Dureza: baixa - 3-3.5;

Densidade: média - 4.5;

Cor: incolor, podendo ser azulado, amarelado ou avermelhado;

Risca: branca;

Brilho: usualmente vítreo, podendo ser nacarado;

Diafanidade: transparente a translúcido.

- d) **Utilidade**: a maior parte da barite é usada como lama lubrificante nas perfurações para hidrocarbonetos; principal fonte de bário.
- e) **Ocorrência**: Inglaterra, Roménia e Alemanha.
- f) **Origem dos nome**: do Grego *barys* = pesado, em alusão à sua alta densidade.



Fig. 3.48. Barite



a



b



c

### 6.7.4. OUTROS SULFATOS IMPORTANTES E CROMATO

Referimo-nos à Celestite ( $SrSO_4$ ), Anglesite ( $PbSO_4$ ) a Crocoíte Fig. 3.49. (a) Anglesite, (b) Celestite; (c) Crocoite

## 6.8. TUNGSTATOS (ou Volframatos) e MOLIBDATOS

São minerais em que o grupo aniónico está ocupado por  $WO_4$  e  $MoO_4$ .

### 6.8.1. WOLFRAMITE

- a) **Sistema cristalográfico**: monoclinico.
- b) **Composição química**: Volframato de Ferro e Manganês -  $(Fe,Mn)WO_4$ .
- c) **Propriedades Físicas**:

Hábito: cristais em geral tabulares (Fig. 3.50);

Clivagem e Fractura: clivagem perfeita; fractura irregular;

Dureza: baixa - 4-4.5;

Densidade: alta - 7-7.5;

Cor: negra a castanha;

Risca: negra a castanha-escura;

Brilho: sub-metálico a resinoso;

Diafanidade: translúcido a opaco.

- d) **Utilidade**: principal minério de tungsténio (volfrâmio).



Fig. 4.50. Wolframite

- e) **Ocorrência:** China, Rússia, Coreia, Tailândia e Austrália. Em Moçambique ocorre nos pegmatitos da Zambézia.
- f) **Origem do nome:** do Alemão *Wolf* = lobo + *rahm* = espuma. Pela formação de espuma durante a fusão de minério de estanho com volfrâmio; wolf era o nome do estanho entre os alquimistas.

### 6.8.2. SCHEELITE

- a) **Sistema cristalográfico:** tetragonal.
- b) **Composição química:** Volframato de Cálcio -  $\text{CaWO}_4$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: cristais bipiramidais ou em massas granulares (Fig. 3.51);  
Clivagem e Fractura: clivagem distinta;  
Dureza: baixa - 4.5-5;  
Densidade: alta - 5.9-6.1;  
Cor: branca, amarela, verde, castanha;  
Brilho: vítreo a adamantino;  
Diafanidade: translúcido a transparente;  
Outras propriedades: fluorescente em luz ultravioleta.
- d) **Utilidade:** minério de tungstênio (volfrâmio).
- e) **Ocorrência:** R. Checa, Alemanha, Reino Unido e Austrália. Em Moçambique ocorre nos pegmatitos da Zambézia.
- f) **Origem do nome:** do seu descobridor (alemão) K.W. Scheele.



Fig. 3.51. Scheelite



Fig. 3.52. Wulfenite

Como exemplo de Molibdato, temos a Wulfenite ( $\text{PbMoO}_4$ ) (Fig. 3.52).

## 6.9. FOSFATOS, ARSENATOS e VANADATOS

São minerais em que o grupo aniônico está ocupado por  $\text{PO}_4$ ,  $\text{AsO}_4$  e  $\text{VO}_4$ . São numerosos os minerais destes grupos, mas a sua ocorrência é limitada. Referiremos só a Apatite e a Monazite.

### 6.9.1. APATITE

- a) **Sistema cristalográfico:** hexagonal.
- b) **Composição química:** Fosfato Hidratado de Cálcio -  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: cristais prismáticos (Fig. 3.53);  
Clivagem e Fractura: clivagem pobre; fractura conchoidal;  
Dureza: baixa - termo 5 da escala de Mohs;  
Densidade: baixa - 3.15-3.2;  
Cor: geralmente verde ou acastanhada, podendo ter outras cores;  
Risca: branca;  
Brilho: vítreo a sub-resinoso;  
Diafanidade: translúcido a transparente.
- d) **Utilidade:** usado para fertilizante; variedades transparentes usadas em joalheria.
- e) **Ocorrência:** Noruega, Suécia, EUA, Canadá e África do Sul. Em Moçambique ocorre no jazigo de Evate, Nampula.
- f) **Origem do nome:** do Grego *apate* = desilusão. Pela confusão com várias pedras preciosas.



Fig. 3.53. Apatite

**6.9.2. MONAZITE**

- a) **Sistema cristalográfico:** monoclinico.
- b) **Composição química:** Fosfato de Terras Raras -  $(\text{Ce,La,Y,Th})\text{PO}_4$ .
- c) **Propriedades Físicas:**  
Hábito: cristais raros; normalmente em massas irregulares (Fig. 3.54);  
Clivagem e Fractura: clivagem pobre; fractura conchoidal;  
Dureza: média - 5-5.5;  
Densidade: média - 4.6-5.4;  
Cor: geralmente verde ou acastanhada, podendo ter outras cores;  
Risca: castanha amarelada a avermelhada;  
Brilho: resinoso;  
Diafanidade: translúcido;  
Outras propriedades: radioactivo.
- d) **Utilidade:** principal fonte de tório, para a energia nuclear
- e) **Ocorrência:** Brasil, Índia e Austrália. Em Moçambique ocorre nos pegmatitos da Zambézia.
- f) **Origem do nome:** do Grego *monachos* = isolado. Pela sua raridade.



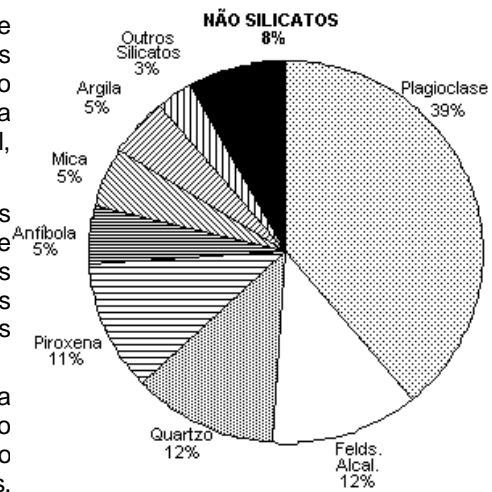
Fig. 3.54. Monazite

**6.9. SILICATOS**

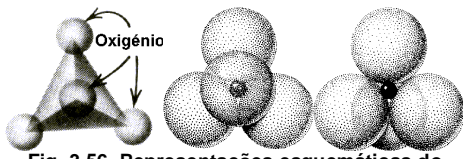
A classe dos silicatos é de maior importância que qualquer das outras classes de minerais, uma vez que 25% dos minerais conhecidos e 40% dos mais comuns são silicatos. Como se pode ver na Fig. 3.55, os silicatos constituem mais de 90% da composição mineral média global da crosta oceânica e continental, estando os óxidos e carbonatos em ordem subordinada.

O solo é constituído maioritariamente por silicatos; os tijolos, a pedra, o cimento e o vidro usados na indústria de construção ou são silicatos ou derivados deles. Até as amostras colhidas nos solos lunar e marciano, bem com os meteoritos caídos na Terra vindos do espaço mostram serem constituídos maioritariamente por silicatos.

A unidade fundamental em que se baseia toda a estrutura cristalina dos silicatos é o chamado **tetraedro SiO<sub>4</sub>**, em que quatro iões O<sup>2-</sup> estão ligados a um Si<sup>4+</sup>, estando este no centro do tetraedro e os oxigénios nos seus vértices (Fig. 3.56). Em muitas situações, um ião de oxigénio pertence a mais do que um tetraedro



**Fig. 3.55. Distribuição dos silicatos na crosta terrestre**



**Fig. 3.56. Representações esquemáticas do tetraedro SiO<sub>4</sub><sup>4-</sup>**

Cada oxigénio do tetraedro (do Grego *tetra* = 4 + *hedros* = face) pode ser compartilhado por um outro tetraedro, dando origem a uma diversidade de configurações de redes cristalinas. A Fig. 3.57. ilustra as maneiras como os tetraedros podem combinar-se entre si:

- Silicatos em que os tetraedros estão isolados na estrutura, e ligados entre si por catiões – **Nesosilicatos** (do Grego *nesos* = ilha) (Fig. 3.57.a); unidade catiónica básica – SiO<sub>4</sub><sup>4-</sup>;
- Silicatos em que 2 tetraedros estão ligados entre si por um oxigénio, formando um par, e os pares ligados entre si por catiões – **Sorosilicatos** (do Grego *soro* = juntar) (Fig. 3.57.b); unidade catiónica básica – Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub><sup>6-</sup>;
- Silicatos em que mais do que 2 tetraedros estão ligados em anel de 3, 4 ou 6 tetraedros – **Ciclosilicatos** (do Grego *Kykos* = círculo) (Fig. 3.57.c-e); unidade catiónica básica – Si<sub>x</sub>O<sub>3x</sub><sup>2x-</sup>; anéis de 3 – Si<sub>3</sub>O<sub>9</sub><sup>6-</sup>; anéis de 4 – Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub><sup>8-</sup>; anéis de 6 – Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub><sup>12-</sup>;
- Silicatos em que os tetraedros se encontram dispostos em cadeias infinitas simples ou duplas – **Inossilicatos** (do Grego *Inos* = cordel) (Fig. 3.57.f-g); unidade catiónica básica – Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub><sup>4-</sup> para as cadeias simples e Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub><sup>6-</sup> para as cadeias duplas;
- Silicatos em que 3 dos oxigénios dos tetraedros estão ligados entre si formando folhas planares – **Filossilicatos** (do Grego *Phyllon* = folha) (Fig. 3.57.h); unidade catiónica básica – Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub><sup>2-</sup>;
- Silicatos em que os 4 oxigénios são compartilhados por dois tetraedros, formando uma rede tridimensional – **Tectosilicatos** (do Grego *tecton* = construção) (Fig. 3.57.i); unidade catiónica básica – SiO<sub>2</sub><sup>0</sup>;

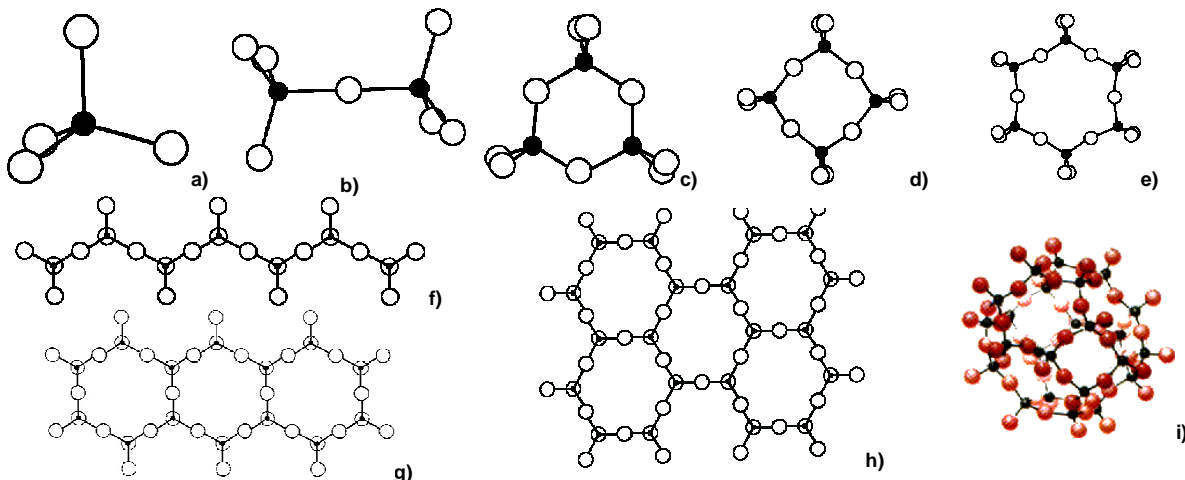


Fig. 3.57. Estruturas dos diversos silicatos: a) Nesossilicato; b) Sorossilicato; c) Ciclossilicato (anel 3); d) idem (anel 4); e) idem (anel 6); f) Inossilicato (cadeia simples); g) idem cadeia dupla; h) Filossilicato; i) Tectossilicato.

De seguida passaremos a referir cada um destes grupos, com destaque para os principais minerais constituintes da crosta.

### 6.9.1. NESOSSILICATOS

#### 6.9.1.1. OLIVINA

- a) **Sistema cristalino:** ortorrômbico.
- b) **Composição química:** Silicato de Magnésio e Ferro –  $(Mg,Fe)_2SiO_4$ ; a olivina é geralmente uma **solução sólida** em que o Fe e o Mg se intersubstituem em proporções que vão do componente ferroso puro ( $Fe_2SiO_4$  – Faialite) ao magnesiano puro ( $Mg_2SiO_4$  – Forsterite).
- c) **Propriedades físicas:**  
**Hábito:** normalmente aparece em massas granulares de cristais minúsculos (Fig. 3.58); **Fig. 3.58. Olivina**  
**Clivagem e Fractura:** não tem clivagem; a fractura é conchoidal;  
**Cor:** geralmente verde-azeitona, podendo tornar-se mais acastanhada com o aumento do teor em ferro;  
**Brilho:** vítreo;  
**Dureza:** alta – 6.5-7;  
**Densidade:** baixa: 3.27-4.37;  
**Diafanidade:** transparente a translúcido.
- d) **Utilização:** fabrico de tijolos e materiais refractários; as variedades transparentes são usadas como gema.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique não há jazigos de olivina; ocorre numa série de rochas como mineral essencial.
- f) **Origem do nome:** da sua cor verde-azeitona, também chamado verde-oliva.



#### 6.9.1.2. GRANADAS

- a) **Sistema cristalino:** cúbico.
- b) **Composição química:** Silicatos de vários catiões; a fórmula química geral pode ser expressa por  $A_3B_2(SiO_4)_3$ , em que A aloja Ca, Mg,  $Fe^{2+}$  ou  $Mn^{2+}$  e B aloja Al,  $Fe^{3+}$  e  $Cr^{3+}$ . A Tabela 3.1 dá uma ideia das variedades de granadas que existem e a respectiva composição química:

Tab. 3.1. Espécies de Granadas

Espécie	Composição química	Cor
Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	Vermelho escuro a negro
Almandina	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	Vermelho escuro a acastanhado
Espessartina	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	Castanho a vermelho
Grossulária	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	Branco, verde, amarelo, castanho ou vermelho pálido
Andradite	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	Amarelo, verde, castanho a negro
Uvarovite	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	Verde esmeralda

Algumas destas espécies ainda têm variedades em função da cor e da transparência.

- c) **Propriedades físicas:**

Como se pode concluir da tabela anterior, as propriedades físicas das granadas não são fixas para o grupo, mas para cada um dos seus membros; contudo, algumas coisas de comum existem nessas propriedades.

**Hábito:** normalmente aparece em cristais octaédricos e/ou dodecaédricos; também em massas granulares de cristais pequenos (Fig. 3.59);

**Clivagem e Fractura:** não tem clivagem; a fractura é conchoidal;

**Cor:** ver tabela anterior;

**Risca:** branca;

**Brilho:** vítreo a resinoso;

**Dureza:** alta – 6.5-7.5;

**Densidade:** baixa: 3.5-4.3;

**Diafanidade:** transparente a translúcido.

- d) **Utilização:** as variedades transparentes são usadas como gema; devido à sua dureza utilizada como abrasivo.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique há importantes jazigos de granada em Cuamba, Niassa. A nível mundial, são inúmeras as localidades onde a granada-gema ocorre: Arizona (EUA), R. Checa, Sri Lanka, Brasil e Rússia.
- f) **Origem do nome:** do Latim *Granatus* = parecido com grão.

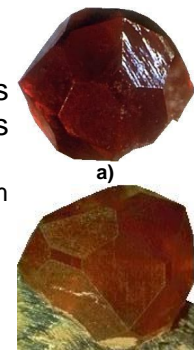


Fig. 3.59. a) Almandina; b) Grossulária

**6.9.1.3. OUTROS NESOSSILICATOS IMPORTANTES**

Zircão ( $ZrSiO_4$ ), Distena-Silimanite-Andalusite (polimorfos de  $Al_2SiO_5$ ), Topázio ( $Al_2SiO_4(F,OH)_2$ ) – Fig. 3.60.



Fig. 3.60. Outros Nesossilicatos importantes: a) Distena; b) Andalusite; c) Topázio.

**6.9.2. SOROSSILICATOS****6.9.2.1. EPÍDOTO**

a) **Sistema cristalino:** monoclinico.

b) **Composição química:** Alumossilicato Hidratado de Cálcio –  $Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$ .

c) **Propriedades físicas:**

Hábito: prismático; normalmente aparece em massas granulares (Fig. 3.61);

Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeita; a fractura é conchoidal;

Cor: verde, verde-amarelado a negro;

Risca: cinzenta;

Brilho: vítreo;

Dureza: alta – 6-7;

Densidade: baixa: 3.25-3.45;

Diafanidade: transparente a translúcido.

d) **Utilização:** as variedades transparentes são usadas como gema.

e) **Ocorrência:** em Moçambique não há jazigos de epídoto, mas ela ocorre numa série de rochas como mineral essencial. As zonas onde ocorre como gema são Áustria, França, Itália e EUA.

f) **Origem do nome:** do Grego *Epidosis* = aumento, por uma das faces do prisma ser maior que as outras.



Fig. 3.61. Epídoto

**6.9.3. CICLOSSILICATOS****6.9.3.1. TURMALINA**

a) **Sistema cristalino:** trigonal.

b) **Composição química:** Borossilicato Hidratado de cátions vários; fórmula química muito complexa –  $(Na,Ca)(Li,Mg,Al)_3(Al,Fe,Mn)_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH)_4$ .

c) **Propriedades físicas:**

Hábito: prismático nítido, muitas vezes alongado; cristais bem visíveis (Fig. 3.62), de faces estriadas;



Fig. 3.62. Várias turmalinas de Moçambique

Clivagem e Fractura: não tem clivagem; a fractura é conchoidal;

Cor: variada, consoante a composição; várias cores no mesmo cristal; a Tab. 3.2. mostra as variedades de turmalina em função da sua cor:

**Tab. 3.2. Espécies de Turmalinas**

Cor	Nome	Cor	Nome
Negra	Schorlite	Vermelho/rosa	Rubelite
Castanha	Dravite	Azul	Indicolite
Verde	Verdelite	Branca/incolor	Acroíte
Verde claro	Elbaíte	Zonada verde/vermelho	Melancia

Risca: branca;

Brilho: vítreo a resinoso;

Dureza: alta – 7-7.5;

Densidade: baixa: 3-3.25;

Diafanidade: transparente a translúcido ou mesmo opaco;

Outras propriedades: piezoeléctrico e piroeléctrico.

- d) **Utilização**: as variedades transparentes são usadas como gema.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique a turmalina ocorre em numerosos jazigos nas províncias da Zambézia e Nampula. Os jazigos mais importantes são: Muiane, Namacotche, Niane, Naípa, etc. Outros países com jazigos de turmalina são Itália, Brasil, Rússia e Madagáscar.
- f) **Origem do nome**: do Cingalês *turamali*, nome dado a este mineral no Sri Lanka.

### 6.9.3.2. BERILO

a) **Sistema cristalino**: hexagonal.

b) **Composição química**: Silicato de Berílio –  $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ .

c) **Propriedades físicas**:

Hábito: prismático nítido (Fig. 3.63);

Clivagem e Fractura: clivagem basal imperfeita; a fractura conchoidal;

Cor: variada, consoante as impurezas; a Tab. 3.3 mostra as variedades de berilo em função da cor:

**Tab. 3.3. Espécies de Berilos**

Cor	Nome	Cor	Nome	Cor	Nome
Azul	Água-marinha	Rosa	Morganite	Negro	Berilo Negro
Verde	Esmeralda	Amarelo	Heliodoro	Incolor	Goshenite

Risca: branca;

Brilho: vítreo;

Dureza: alta – 7.5-8;

Densidade: baixa: 2.65-2.8;

Diafanidade: transparente a translúcido;

Outras propriedades: piezoeléctrico e piroeléctrico.

- d) **Utilização**: as variedades transparentes são usadas como gema; é a maior fonte de berílio, usado para ligas de cobre.
- e) **Ocorrência**: em Moçambique o berilo ocorre em numerosos jazigos nas províncias da Zambézia e Nampula. Os jazigos mais importantes são: Muiane, Namacotche, Niane, Naípa, etc. Outros países com jazigos de berilo são Brasil, Rússia, Madagáscar e Namíbia.
- f) **Origem do nome**: do Latim *Beryllus* = berilo.



Fig. 3.63. Vários Berilos

**6.9.4. INOSSILICATOS****6.9.4.1. PIROXENAS**

É um conjunto de inossilicatos de cadeia simples, de fórmula geral  $XYZ_2O_6$ , em que:

- X = Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> e Li<sup>+</sup>
- Y = Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup> e Ti<sup>4+</sup>
- Z = Si<sup>4+</sup> e Al<sup>3+</sup>

Como se pode ver, a composição química é extremamente variada e, conseqüentemente, a estrutura cristalina também varia, levando a que as piroxenas pertençam a dois sistemas cristalinos – ortorrômbico e monoclinico. São minerais muito comuns em muitas das rochas da crosta terrestre.

- a) **Sistema cristalino:** ortorrômbico ou monoclinico.
- b) **Composição química:** Silicatos de cátions vários; fórmula química muito complexa (ver acima).
- c) **Propriedades físicas:**

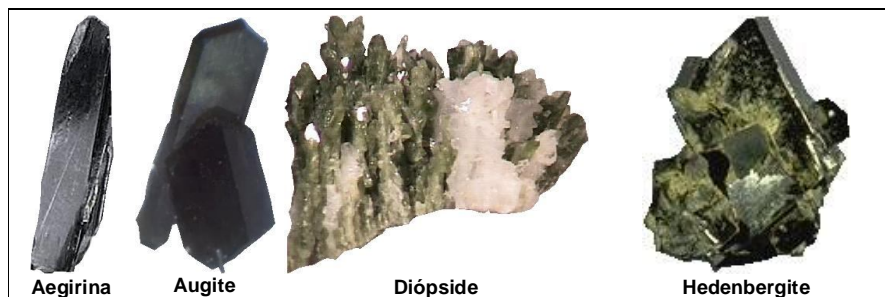
Hábito: prismático nítido (Fig. 3.64);

Clivagem e Fractura: dois planos de clivagem prismática quase perpendiculares entre si (Fig. 3.65);

Cor: variada, consoante a composição; a Tab. 3.4. mostra as variedades de piroxena em função da sua cor e sistema cristalino:

**Tab. 3.4. Espécies de Piroxenas**

Nome	Cor	Composição	S. Cristalino
Enstatite	Castanho a verde-oliva	MgSiO <sub>3</sub>	Ortorrômbico
Ferrossilite		FeSiO <sub>3</sub>	Ortorrômbico
Pigeonite	Castanho a negro	Ca <sub>0,25</sub> (Mg,Fe) <sub>1,75</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Monoclinico
Diópside	Verde	CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Monoclinico
Hedenbergite	Branco	CaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Monoclinico
Augite	Negro	XY(Z <sub>2</sub> O <sub>6</sub> )	Monoclinico
Jadeíte	Verde a branca	NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Monoclinico
Aegirina	Castanho a verde	NaFe <sup>3+</sup> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Monoclinico
Espodumena	Branco, cinzento, rosa, amarelo, verde	LiAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Monoclinico



**Fig. 3.64. Tipos de Piroxenas**

Risca: branca;

Brilho: vítreo a resinoso;

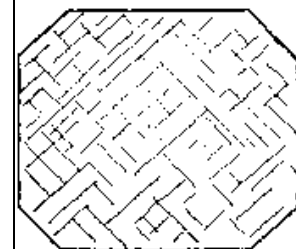
Dureza: alta – 7-7.5;

Densidade: baixa: 3-3.25;

Diafanidade: transparente a translúcido ou mesmo opaco;

Outras propriedades: piezoelétrico e piroelétrico.

- d) **Utilização:** as variedades transparentes são usadas como gema.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique as piroxenas estão espalhadas por uma série de rochas. Nos pegmatitos da Zambézia ocorrem espodumenas rosas e verdes que são usadas como gemas.
- f) **Origem do nome:** do Grego *Pyros* = fogo + *Xenos* = estranho, por se pensar que só raramente aparecia nas rochas ígneas.



**Fig. 3.65. Clivagem das piroxenas em secção basal**

**6.9.4.2. ANFÍBOLAS**

É um conjunto de inossilicatos de cadeia dupla de fórmula geral  $W_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH,F)_2$ , em que:

- W = Na<sup>+</sup> e K<sup>+</sup>
- X = Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> e Li<sup>+</sup>
- Y = Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup> e Ti<sup>4+</sup>
- Z = Si<sup>4+</sup> e Al<sup>3+</sup>

Como se pode ver, do mesmo modo que as piroxenas, a composição química é extremamente variada e, conseqüentemente, a estrutura cristalina também varia, levando a que as anfíbolas pertençam a dois sistemas cristalinos – ortorrômbico e monoclinico. São minerais muito comuns em muitas das rochas da crosta terrestre.

- a) **Sistema cristalino:** ortorrômbico ou monoclinico.
- b) **Composição química:** Silicatos de cátions vários; fórmula química muito complexa (ver acima).
- c) **Propriedades físicas:**

Hábito: prismático nítido (Fig. 3.66);

Clivagem e Fractura: dois planos de clivagem prismática com ângulos de quase 60° entre si (Fig. 3.67);

Cor: variada, consoante a composição; a Tab. 3.5. mostra algumas das variedades de anfíbola em função da sua cor e sistema cristalino.

**Tab. 3.5. Espécies de Anfíbolas**

Nome	Cor	Composição	S. Cristalino
Antofilita	Cinzentos a esverdeados	$(Mg,Fe)_7SiO_8O_{22}(OH)_2$	Ortorrômbico
Tremolite	Branco	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Monoclinico
Actinolite	Verde	$Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Monoclinico
Hornblenda	Verde escuro a negro	$(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_5Si_6(Si,Al)_2O_{22}(OH)_2$	Monoclinico
Riebeckite	Azul	$Na_2Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2Si_8O_{22}(OH)_2$	Monoclinico



Actinolite



Hornblendas

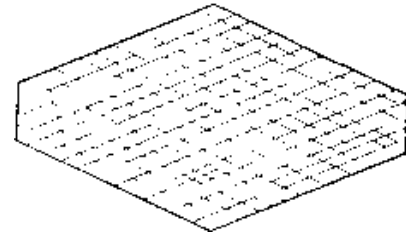


Fig. 3.67. Clivagem basal das anfíbolas

Fig. 3.66. Tipos de Anfíbolas

Risca: branca;

Brilho: vítreo a resinoso;

Dureza: alta – 7-7.5;

Densidade: baixa: 3-3.25;

Diafanidade: transparente a translúcido ou mesmo opaco;

Outras propriedades: piezoelétrico e piroelétrico.

- d) **Utilização:** as variedades transparentes são usadas como gema.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique as anfíbolass estão espalhadas por uma série de rochas.
- f) **Origem do nome:** do Grego *Amphibolos* = ambíguo, por se assemelharem a outros minerais.

**6.9.5. FILOSSILICATOS**

Os Filossilicatos são um grupo de minerais em que a maioria dos seus membros têm um aspecto achatado com uma clivagem dominante (basal). São geralmente moles, de baixa densidade e podem apresentar flexibilidade ou elasticidade das lâminas resultantes da clivagem. Os Filossilicatos constituem uma grupo importante de minerais que ocorrem na crosta, e podem ser divididos em vários grupos, a saber:

- a) Grupo da Serpentina
- b) Grupo das Argilas
- c) Grupo das Micas
- d) Grupo da Clorite

Destes grupos vamos referir só alguns minerais que estão presentes em enorme número de rochas: micas e argilas.

**6.9.5.1. MICAS**

As micas cristalizam no sistema monoclinico. Os cristais são usualmente tabulares e geralmente têm forma hexagonal, com uma clivagem basal nítida e perfeita.

**6.9.5.1.1. MOSCOVITE**

- a) **Sistema cristalino:** monoclinico.
- b) **Composição química:** Alumossilicato Hidratado de Potássio e Alumínio –  $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ .
- c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: tabular (Fig. 3.68); também aparece criptocristalina e maciça;  
Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeitíssima;  
Cor: incolor, a amarela, castanha, verde ou avermelhada;  
Risca: branca;  
Brilho: vítreo a sedoso ou nacarado;  
Dureza: baixa – 2-2.5;  
Densidade: baixa: 2.76-2.88;  
Diafanidade: translúcido a transparente;  
Outras propriedades: flexível e elástica.
- d) **Utilização:** material isolador em aparelhos eléctricos; lubrificante misturada com óleos; material antipirético.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique a moscovite ocorre em numerosas rochas e em jazigos nos pegmatitos do norte de Moçambique. As zonas onde ocorre são Rússia e Índia.
- f) **Origem do nome:** da sua utilização como vidro na Rússia antiga (Muscovy).



Fig. 3.68. Moscovite

**6.9.5.1.2. BIOTITE**

- a) **Sistema cristalino:** monoclinico.
- b) **Composição química:** Alumossilicato Hidratado de Potássio e Ferro e Magnésio–  $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ .
- c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: normalmente em massas irregulares foliadas (Fig. 3.69);  
Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeitíssima;  
Cor: geralmente verde escura, castanha ou negra;  
Risca: branca;  
Brilho: vítreo;  
Dureza: baixa –2.5-3;  
Densidade: baixa: 2.8-3.2;  
Diafanidade: translúcido a transparente;  
Outras propriedades: flexível e elástica.
- d) **Utilização:** material isolador no fabrico de aparelhos eléctricos; como lubrificante misturada com óleos; material antipirético.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique a biotite ocorre em numerosas rochas e em jazigos nos pegmatitos do norte de Moçambique.
- f) **Origem do nome:** em honra do físico francês J.B. Biot.



Fig. 3.69. Biotite

**6.9.5.1.3. OUTRAS MICAS IMPORTANTES**

Flogopite  $[KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2]$ ,

Lepidolite  $[K(Li,Al)_{2-3}(AlSi_3O_{10})(O,OH,F)_2]$  e

Margarite  $[(CaAl_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2)]$  (Fig. 70).



Flogopite



Lepidolite

Fig. 3.70. Outras micas importantes

**6.9.5.2. ARGILAS**

O termo argilas envolve um grupo de minerais compostos principalmente de grãos muito finos, e que são geralmente plásticos com um determinado conteúdo de água e que endurecem quando secados ou aquecidos. Em termos químicos são aluminossilicatos hidratados. Aparecem normalmente misturados com quartzo, feldspato, micas e carbonatos.

**6.9.5.2.1. CAULINITE ou CAULINO**

- a) **Sistema cristalino:** triclinico.
- b) **Composição química:** Silicato Hidratado de Alumínio –  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ .
- c) **Propriedades físicas:**  
**Hábito:** geralmente em massas compactas ou friáveis (Fig. 3.71); material criptocristalino;  
**Clivagem e Fratura:** fratura terrosa; divagem basal só visível ao microscópio;  
**Cor:** branca;  
**Risca:** branca;  
**Brilho:** terroso;  
**Dureza:** baixa – 2;  
**Densidade:** baixa: 2.6;  
**Diapfanidade:** opaco;  
**Outras propriedades:** plástico e untuoso ao tecto.
- d) **Utilização:** material de construção, cerâmica; branqueador do papel, etc.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique o caulino ocorre em numerosas rochas e em jazigos nos pegmatitos do norte de Moçambique. Ocorrem em praticamente todos os países do mundo.
- f) **Origem do nome:** do Chinês *kau-ling* = crista alta, e nome dum colina onde o material é colhido.

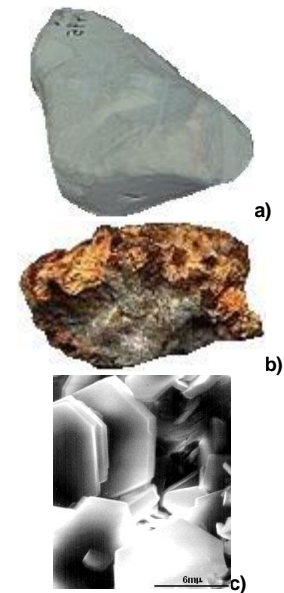


Fig. 3.71. Caulino (a) puro e (b) impuro; (c) Microscristais

**6.9.5.2.2. OUTROS MINERAIS DE ARGILAS**

Dickite, Halloysite, Smectite, Montmorilonite, Vermiculite e Illite (todos do grupo do Caulino), Talco (Fig. 3.72).

**6.9.5.3. OUTROS FILOSSILICATOS COMUNS**

Há a referir a Serpentina [ $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ] (Fig. 3.73) e a Clorite [ $(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{SiAl}_4)\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH})_6$ ].



Fig. 3.72. Talco

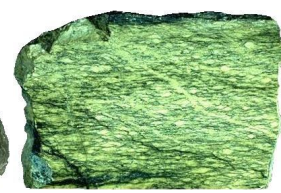


Fig. 3.73. Serpentina

**6.9.6. TECTOSSILICATOS**

Cerca de 64% da crosta da Terra são constituídos por Tectossilicatos, em que todos os Oxigénios dos tetraedros  $\text{SiO}_4$  estão compartilhados com os tetraedros adjacentes, resultando numa estrutura muito estável. Há muitos tipos de tectossilicatos consoante o arranjo estrutural. Referiremos apenas os grupos da Sílica ( $\text{SiO}_2$ ) e dos Feldspatos. Faremos depois breve referência a outros tipos de tectossilicatos.

**6.9.6.1. GRUPO DA SÍLICA**

O grupo da sílica é um conjunto de minerais compostos única e exclusivamente por óxido de silício ( $\text{SiO}_2$ ), havendo, contudo, alguns que têm moléculas de água na sua estrutura ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). São, portanto, minerais polimorfos da sílica. A título de curiosidade, a Tab. 3.6 mostra os vários polimorfos da  $\text{SiO}_2$  e respectivos sistemas cristalinos.

Tabela 3.6. Polimorfos da Sílica

Espécie	Sistema	Densidade	Espécie	Sistema	Densidade
Quartzo $\alpha$ <sup>1</sup>	Trigonal	2.65	Tridimite $\alpha$	Monoclínico	2.26
Quartzo $\beta$	Hexagonal	2.53	Tridimite $\beta$	Hexagonal	2.22
Stishovite	Tetragonal	4.35	Cristobalite $\alpha$	Tetragonal	2.32
Coesite	Monoclínico	3.01	Cristobalite $\beta$	Cúbico	2.20
Keatite (sintético)	Tetragonal	2.50	Opala <sup>2</sup>	Amorfo	2.0-2.25

<sup>1</sup> Polimorfo mais frequente    <sup>2</sup> Variedade hidratada

**6.9.6.1.1. QUARTZO**

- a) **Sistema cristalino:** tetragonal (variedade  $\alpha$ ) e hexagonal (variedade  $\beta$ ).  
 b) **Composição química:** Óxido de Silício –  $\text{SiO}_2$ .  
 c) **Propriedades físicas:**

**Hábito:** normalmente prismático de faces estriadas, terminando com pirâmides em ambas as extremidades do prisma (Fig. 3.1.c); ocorre em cristais isolados ou em agregados de vários cristais; muitas vezes em drusas e geodes ou em agregados micro- e criptocristalinos;

**Clivagem e Fractura:** não tem clivagem; fractura conchoidal nítida, semelhante à do vidro;

**Cor:** geralmente incolor ou branca; frequentemente colorido devido a impurezas, podendo ter qualquer cor;

**Risca:** branca;

**Brilho:** vítreo;

**Dureza:** alta – termo 7 da Escala de Mohs;

**Densidade:** baixa: 2.65;

**Diafanidade:** transparente a translúcido;

**Outras propriedades:** piezoelétrico e piroelétrico.

- d) **Variedades:**

O quartzo ocorre em inúmeras variedades, desde as cristalinas às microcristalinas.

***i) Variedades Cristalinas***

**Cristal de Rocha:** incolor (Fig. 3.74);

**Ametista:** roxo-violeta (Fig. 3.75);

**Quartzo Róseo:** geralmente não aparece em cristal, mas em massas de cor rosa (Fig. 3.76);

**Quartzo Vermelho:** de cor vermelha (Fig. 3.77);

**Quartzo Fumado:** de cor castanha a negra (Fig. 3.78);

**Quartzo Citrino:** de cor amarela;

**Quartzo Azul:** de cor azul (Fig. 3.79);

**Quartzo Leitoso:** de cor branca de leite;

**Quartzo com inclusões:** cristais de quartzo com inclusões de vários minerais (Fig. 3.80);

**Olho de Tigre:** pseudomorfose de quartzo depois de anfíbola (Fig. 3.81);



Fig. 3.74. Cristal de Rocha



Fig. 3.75. Quartzo Ametista



Fig. 3.76. Quartzo Róseo



Fig. 3.77. Quartzo Vermelho



Fig. 3.78. Quartzo Fumado



Fig. 3.79. Quartzo Azul



Fig. 3.80. Quartzo c/ Inclusões



Fig. 3.81. Olho de Tigre

***ii) Variedades criptocristalinas***

**Calcedónia:** geralmente castanha, cinzenta, ou avermelhada (Fig. 3.82);

**Ágata:** calcedónia mostrando camadas concêntricas de várias cores, geralmente encurvadas (Fig. 3.83);

**Onix:** ágata com camadas em planos paralelos (Fig. 3.84);

**Jaspe:** de cor vermelha, devido a inclusões de hematite (Fig. 3.85);

**Aventurina:** calcedónia verde (Fig. 3.86).



Fig. 3.82. Calcedónia



Fig. 3.83. Agatas



Fig. 3.84. Ónix



Fig. 3.85. Jaspe



Fig. 3.86. Aventurina



Fig. 3.87. Tridimite

- e) **Utilização:** usado como gema; como constituinte fundamental de muitas areias, é usado na construção (betão, cimento), no fabrico do vidro, de lixas; rochas constituídas só por quartzo são usadas como pedra de construção; devido à sua pureza é usado em muitos instrumentos ópticos (lentes); a propriedade piezoeléctrica tem aplicação em instrumentos de alta precisão: rádio-osciladores, relógios, etc.
- f) **Ocorrência:** em Moçambique o quartzo ocorre em numerosas rochas e em jazigos nos pegmatitos do norte de Moçambique. Ocorre em todos os países do mundo.
- g) **Origem do nome:** do Alemão *quartz*.
- h) **Polimorfos de SiO<sub>2</sub>:** Cristobalite, Tridimite (Fig. 3.87), Stishovite, etc. (Tab. 3.6).

#### **6.9.6.1.1. OPALA**

- a) **Sistema cristalino:** amorfa.
- b) **Composição química:** Óxido Hidratado de Silício – **SiO<sub>2</sub>. nH<sub>2</sub>O**.
- c) **Propriedades físicas:**  
**Hábito:** geralmente maciça, botrióide (Fig. 3.88);  
**Clivagem e Fractura:** não tem clivagem; fractura conchoidal nítida;  
**Cor:** incolor, branca; frequentemente colorido devido a impurezas, podendo ter qualquer cor;  
**Risca:** branca;  
**Brilho:** vítreo;  
**Dureza:** média – 5-6;  
**Densidade:** baixa: 2.0-2.25;  
**Diafanidade:** transparente a translúcido;  
**Outras propriedades:** por vezes fluorescente.
- d) **Utilização:** usado como gema.
- e) **Ocorrência:** em Moçambique não há jazigos de opala. Ocorre em: Hungria, México, Austrália, Brasil e EUA.
- f) **Origem do nome:** do Sânscrito *upala* = pedra preciosa.



Fig. 3.88. Opala

#### **6.9.6.2. GRUPO DOS FELDSPATOS**

O grupo dos feldspatos é um conjunto de minerais cuja composição química é de alumossilicatos dos elementos sódio (Na), potássio (K) ou cálcio (Ca), elementos estes que se intersubstituem entre si dando minerais de composição mista. A intersubstituição pode ser de 0-100% entre o feldspato de Na e o de K, constituindo os **feldspatos alcalinos**, o mesmo acontece entre o feldspato de Na e Ca, dando origem ao grupo das **plagioclases**. O mesmo não acontece entre o K e o Ca. Assim, os termos extremos são:

- a) feldspato de potássio: Ortoclase - **KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>**;  
 b) feldspato de sódio: Albite - **NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>**;  
 c) feldspato de cálcio: Anortite - **CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>**;

Os feldspatos são minerais que ocorrem em quase todas as rochas em todo o mundo.

**6.9.6.2.1. ORTOCLASE**

- a) **Sistema cristalino:** monoclinico.
- b) **Composição química:** Alumossilicato de Potássio –  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ .
- c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: geralmente prismático; maciça (Fig. 3.89);  
Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeita e prismática imperfeita;  
Cor: incolor, branca, cinzenta, raramente verde ou amarela;  
Risca: branca;  
Brilho: vítreo;  
Dureza: média – termo 6 da Escala de Mohs;  
Densidade: baixa: 2.57;  
Diafanidade: opaco a translúcido;
- d) **Variedades:** Adulária (incolor).
- e) **Utilização:** por vezes usado como gema; normalmente usado na indústria da cerâmica e do vidro.
- f) **Ocorrência:** em Moçambique há grandes ocorrências de feldspatos nos pegmatitos do norte de Moçambique, em especial Zambézia e Nampula.
- g) **Origem do nome:** do Grego *orthos* = direito + *klasis* = fractura, por terem clivagens em ângulo recto.



Fig. 3.89. Ortoclase

**6.9.6.2.2. MICROCLINA**

- a) **Sistema cristalino:** triclinico; polimorfo da ortoclase.
- b) **Composição química:** Alumossilicato de Potássio –  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ .
- c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: idêntico ao da ortoclase;  
Clivagem e Fractura: clivagem basal perfeita e prismática imperfeita;  
Cor: branca a amarela clara; raramente verde;  
Risca: branca;  
Brilho: vítreo;  
Dureza: média – 6;  
Densidade: baixa: 2.54-2.57;  
Diafanidade: opaco a translúcido.
- d) **Variedades:** Amazonite (verde) - Fig. 3.90.
- e) **Utilização:** por vezes usado como gema; normalmente usado na indústria da cerâmica e do vidro.
- f) **Ocorrência:** em Moçambique há grandes ocorrências de feldspatos nos pegmatitos do norte de Moçambique, em especial Zambézia e Nampula.
- g) **Origem do nome:** do Grego *micro* = direito + *clino* = inclinação, por terem clivagens em ângulo próximo de recto.



Fig. 3.90. Amazonite

**6.9.6.2.3. ALBITE-ANORTITE**

- a) **Sistema cristalino:** triclinico.
- b) **Composição química:** Alumossilicatos de Sódio e Cálcio –  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (albite) (Fig. 3.91) e  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (anortite) (Fig. 3.92).
- c) **Propriedades físicas:**  
Hábito: geralmente tabular, por vezes prismáticos;  
Clivagem e Fractura: clivagem basal imperfeita perfeita e prismática perfeita;  
Cor: geralmente branca; pode ser amarela clara ou cinzenta verde; a Anortite é mais escura que a Albite;  
Risca: branca; Brilho: vítreo; Dureza: média – 6;  
Densidade: baixa: 2.62; Diafanidade: opaco a translúcido.
- d) **Variedades:** consoante a percentagem de Na e Ca, as variedades são (das mais ricas em Na para as mais ricas em Ca): Oligoclase, Andesina, Labradorite (Fig. 3.93), Bytownite.



Fig. 3.91. Albite



Fig. 3.92. Anortite

- e) **Utilização:** por vezes usado na indústria do vidro.
- f) **Ocorrência:** em Moçambique há grandes ocorrências de feldspatos nos pegmatitos do norte de Moçambique, em especial Zambézia e Nampula.
- g) **Origem do nome:** Albite: do Latim *albus* = branco; Anortite: do Grego *anorthos* = oblíquo.



Fig. 3.93. Labradorite

### 6.9.6.3. OUTROS TECTOSSILICATOS

Há outros 3 grupos de tectosilicatos, os mais importantes dos quais são: **Feldspatóides e Zeólitos.**

Os Feldspatóides derivam o seu nome por serem muito parecidos com os feldspatos, sendo a diferença no conteúdo de  $\text{SiO}_2$  (cerca de 27% do conteúdo dos feldspatos). Como exemplos citamos a Leucite ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ) (Fig. 3.94), Nefelina ( $(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ ), Sodalite ( $\text{Na}_8(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})_2\text{Cl}_2$ ) (Fig. 3.95).

Os Zeólitos constituem um grupo de silicatos hidratados e têm a característica de fundir facilmente (daí o seu nome: do Grego *zeo* = ferver + *lithos* = pedra). Alguns exemplos são: Cabazite ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) (Fig. 3.96) e Estilbite ( $\text{NaCa}_2\text{Al}_5\text{Si}_{13}\text{O}_{36}\cdot 14\text{H}_2\text{O}$ ) (Fig. 3.97).

Há ainda outro grupo de tectosilicatos, menos importante, o Grupo da Escapolite, de que o mais importante é a Analcima ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\cdot \text{H}_2\text{O}$ ) (Fig. 3.98).



Fig. 3.94. Leucite



Fig. 3.95. Sodalite



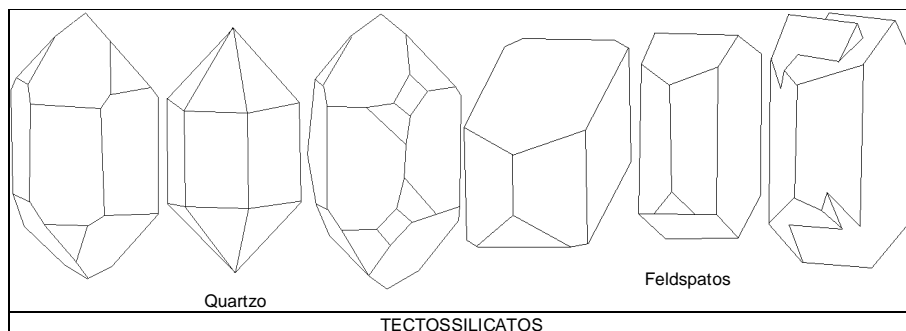
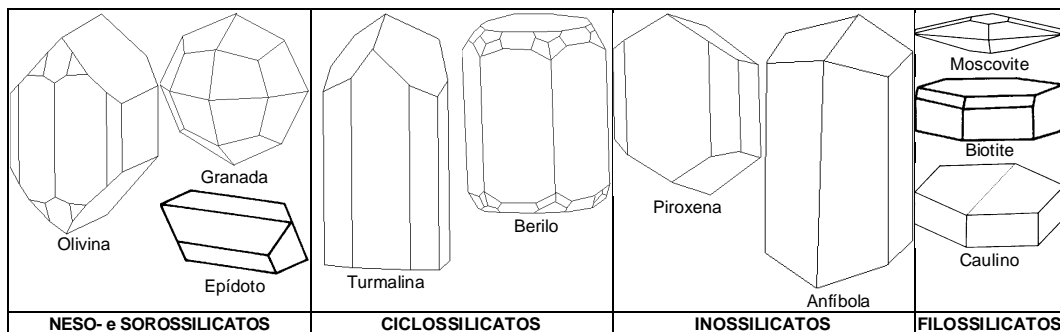
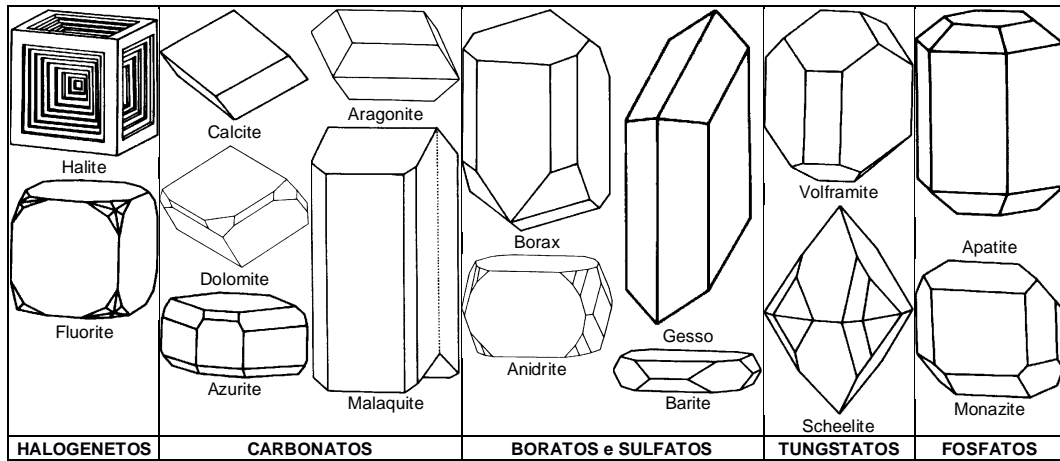
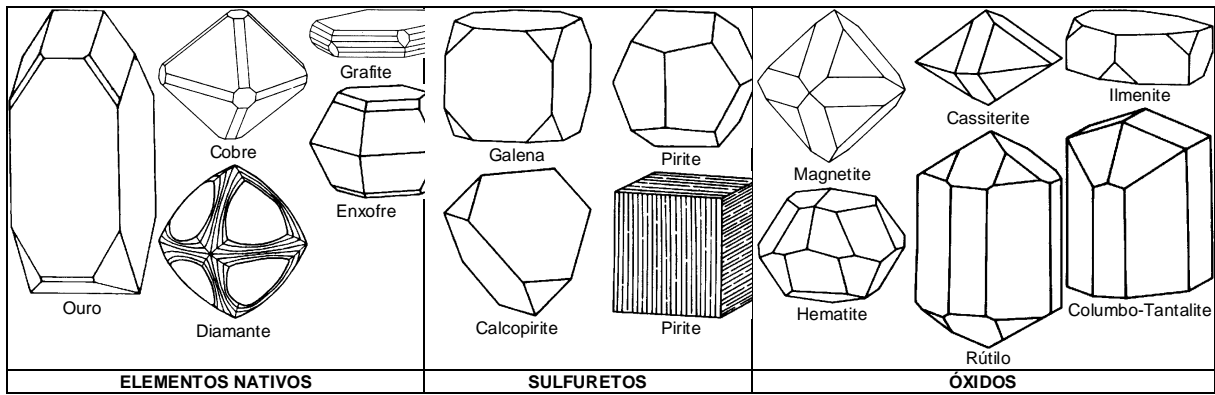
Fig. 3.96. Cabazite



Fig. 3.97. Estilbite



Fig. 3.98. Analcima



**Fig. 3.99. Alguns exemplos de formas de cristais dos vários minerais estudados**

## TEMA 4: GEODINÂMICA INTERNA. ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS

### 2. INTRODUÇÃO

No capítulo anterior estudámos os minerais e vimos que eles têm uma composição química bem definida ou variando dentro de certos limites.

Para os geólogos, uma **Rocha** é *qualquer massa de matéria mineral, consolidada ou não, que forma parte da crosta, podendo ser constituída por uma espécie mineral (monominerálica) ou por um agregado de várias espécies minerais (poliminerálica)*. O conceito de rocha dos engenheiros é de algo duro, consolidado, que tem de ser removido por explosões. Este conceito também é o conceito que o vulgar cidadão tem de rocha.

Se olharmos para as rochas, vemos que elas são constituídas por uma série de partículas de cor, granulometria, forma, brilho diferentes, constituídas pelos diversos minerais que a compõem. Se olharmos para uma imagem aumentada de areia (Fig. 4.1) vemos a existência de inúmeros grãos soltos de cor e tamanhos diferentes. Estamos em presença duma rocha não consolidada. Mas se olharmos para as várias imagens da Fig. 4.2, de várias rochas consolidadas, vemos que elas podem ter cores diferentes, estruturas diferentes, composições diferentes, etc., etc. Assim, a Fig. 4.2.a mostra uma rocha granular, praticamente monominerálica (quartzo); a Fig. 4.2.b. mostra uma rocha que aparenta ter estado sujeita a forças compressivas, apresentando pedaços partidos. Por seu lado, a Fig. 4.2.c, mostra uma rocha com pedaços de conchas. Estes são só 3 exemplos, de rochas consolidadas.



Fig. 4.1. Areia: Rocha não consolidada

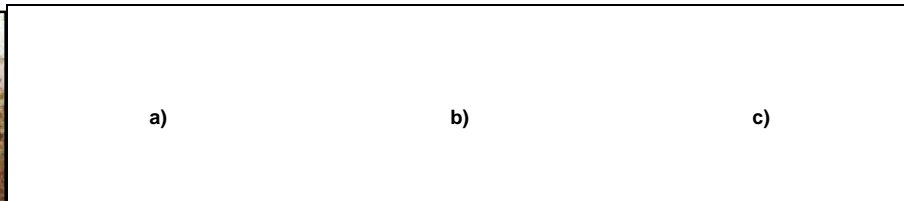


Fig. 4.2. Rochas consolidadas

Muitos dos registos do passado da Terra e dos processos por que ela passou estão nas rochas; por isso, é útil estar-se familiarizado com alguns dos tipos mais abundantes de rochas e compreender, no geral, como as rochas são classificadas.

Duas características - **composição** e **textura** - são usadas para a identificação das rochas e para a sua classificação. A **composição** determina-se avaliando quais os minerais mais abundantes que ela tem e em que proporções. A **textura** refere-se ao aspecto geométrico dos componente minerais, seu tamanho, forma e arranjo espacial. Por vezes a textura é tão fina que essa identificação é impossível à vista desarmada, sendo necessário observar ao microscópio. A Fig. 4.3 dá exemplo duma rocha vista ao microscópio.

Fig. 4.3. Rocha vista ao microscópio

### 3. O CICLO DAS ROCHAS

Se bem que possam parecer de carácter permanente, as rochas que constituem a crosta terrestre estão constantemente a ser alteradas. O sistema complexo dos processos naturais através dos quais as rochas passam chama-se **ciclo das rochas** (Fig. 4.4).

Como se sabe, por cima da crosta assentam os oceanos, os lagos, os rios e outros corpos de água, e, por cima ainda, a atmosfera. A zona de contacto entre a crosta e água+ar é uma região de intensa actividade, onde ocorre a **erosão**, processos de alteração das rochas superficiais por acção do ar+água.

A erosão continuamente desagrega as rochas e faz movimentar as partículas resultantes dum lugar para o outro. Como resultado, a crosta está coberta por uma camada de material solto. A maioria dos animais e plantas vivem nesta camada ou perto da zona do interface água+ar.

Por uma questão prática, é conveniente considerar a água, o ar, a matéria viva e a cobertura de material solto como camadas, análogas às camadas internas. Estas camadas são a hidrosfera (água), a atmosfera (ar), a biosfera (seres vivos) e o rególito (camada de material solto).

As rochas que constituem a crosta terrestre podem ser divididas em três grandes grupos:

- a) Rochas **Ígneas**,
- b) Rochas **Sedimentares**
- c) Rochas **Metamórficas**.

As rochas ígneas provêm da solidificação do material rochoso em fusão (**magma**) que se formou no interior da terra.

As rochas sedimentares provêm da consolidação de sedimentos transportados pelas águas, gelo ou ar e que se acumularam à superfície da terra, tanto em terra seca como em meio aquático.

As rochas metamórficas são rochas que se originam a partir de outras rochas (ígneas, sedimentares ou mesmo metamórficas) por ação da pressão e temperatura.

Voltando à Fig. 4.4. As rochas ígneas formam-se a partir do arrefecimento e cristalização do magma à medida que este migra em direção à superfície da Terra. Se o processo de cristalização ocorre perto da ou à superfície, as rochas que se formam chamam-se **rochas ígneas extrusivas** (a expressão mais clara deste processo são as erupções vulcânicas). As **rochas ígneas intrusivas** são rochas que se formam no interior da Litosfera. As rochas ígneas intrusivas podem ser trazidas à superfície por processos de desnudação (erosão) ou tectónicos (movimentos no interior da crosta), ambos os processos acabando numa subida das rochas e sua exposição à superfície.

Todas as rochas podem ser física e quimicamente decompostas, degradadas e alteradas por uma série de processos (físicos e químicos) chamados de **meteorização**. Os detritos resultantes desta meteorização podem ser **transportados** através da superfície pelos processos erosivos através dos rios, glaciares, vento e gravidade. Quando estes detritos são **depositados** como **sedimentos** permanentes, os processos de soterramento, compressão e alteração química podem modificar estes materiais, transformando-os de material solto em material consolidado (**litificação**) dando origem às rochas sedimentares.

À medida que o soterramento progride, estas rochas vão atingindo zonas cada vez mais quentes e sujeitas a pressões cada vez maiores, dando origem a alterações químicas e físicas profundas. As rochas assim originadas são as rochas metamórficas.

O contínuo aumento da temperatura e da pressão pode afectar tanto as rochas sedimentares como as ígneas. Por outro lado, rochas metamórficas podem ser sujeitas a temperaturas e pressões ainda maiores, dando origem a outras rochas metamórficas. Ou sejam, as rochas que se encontram à superfície da Terra (ígneas, sedimentares e metamórficas) podem voltar ao interior da Terra através das chamadas **zonas de subducção**. Sabemos que nestas zonas (Tema 2, Fig. 2.1) as rochas tornam a fundir, dando origem a novo magma que, por seu lado, pode consolidar em profundidade ou ascender à superfície.

Fig. 4.4. O Ciclo das Rochas

## 4. GEODINÂMICA INTERNA

A Geodinâmica é o estudo da composição, estrutura e fenómenos genéticos formadores da crosta terrestre, bem como o conjunto de fenómenos que actuam não só à superfície como no interior do globo. Há duas formas de energia que actuam sobre o globo, agindo independentemente, mas havendo efeitos recíprocos entre ambas:

- a) energia solar que age directa ou indirectamente esculpindo a superfície, a qual é constantemente modificada pela acção do ar e da água - é a **Geodinâmica Externa**;
- b) energia do interior da terra, provocando modificações químicas, físicas e estruturais dos constituintes rochosos - é a **Geodinâmica Interna**; refere-se, portanto, aos processos que ocorrem na crosta por acção da energia proveniente do interior do planeta.

Vários fenómenos estão relacionados com a Geodinâmica Interna: magmatismo/vulcanismo, metamorfismo e sismos, deformação das rochas (Geologia Estrutural).

### 3.1. MAGMATISMO

Entende-se por **magmatismo** o desenvolvimento e o movimento do magma, e a sua solidificação em rochas ígneas. O magmatismo pode manifestar-se à superfície através das erupções vulcânicas.

#### 3.1.1. O Magma

O **Magma** é o material original das rochas ígneas. É um fluido natural muito quente, formado em profundidade e constituído por material fundido de composição silicatada com alguns óxidos e sulfuretos e algum vapor e outros gases mantidos em solução devido às altas pressões a que esta fusão está sujeita.

Quando o magma solidifica para originar as rochas ígneas, os constituintes voláteis escapam-se, mas eles são importantes por condicionarem os processos de cristalização do magma.

Na realidade, o magma tal qual ele é na Natureza, nunca foi amostrado, pois ele só existe em profundidade. A matéria em fusão que ascende à superfície chama-se **lava**, que difere do magma, entre outros aspectos, por não conter ou conter muito poucos voláteis.

O magma caracteriza-se por uma composição predominantemente silicatada, por temperaturas variando entre 500<sup>o</sup> - 1200<sup>o</sup>C, e por uma mobilidade que lhe permite fluir.

O magma pode formar-se em qualquer parte da crosta onde a temperatura se torne suficientemente alta para fundir as rochas. Contudo, nem todas as rochas fundem à mesma temperatura e, dentro da mesma rocha, nem todos os minerais fundem à mesma temperatura, havendo muitos factores que condicionam esta transformação.

Quando o magma se forma, ele torna-se mais leve que as rochas adjacentes, e os gases (voláteis) dissolvidos tornam-no ainda mais leve. Assim, o magma é forçado a ascender, mas está sujeito a enormes pressões por parte das rochas envolventes e sobrejacentes mais pesadas. Este movimento ascendente é ajudado pela sua mobilidade e pelas forças expansivas e fluidibilidade dos gases nele dissolvidos. Contudo, esta ascensão é contrariada pela resistência oferecida pelas rochas sobrejacentes.

Algum magma pode eventualmente atingir a parte mais superficial da crosta, onde as rochas estão partidas e fracturadas, abrindo o seu caminho por estas fracturas até à superfície. Aqui, os materiais fundidos são derramados como fluxos de lava numa forma relativamente calma, ou então numa forma explosiva, levantando na atmosfera enormes quantidades de material rochoso que mais tarde se deposita no solo. Tanto a acumulação destes materiais como do material resultante das explosões origina elevações topográficas a que se dá nome de **vulcões** (Fig. 1.2).

#### 3.1.2. Tipos de magma

As zonas de vulcanismo actual são as melhores indicações dos lugares onde os magmas se formam na litosfera em tempos geológicos recentes.

Estas zonas podem ser agrupadas em três zonas próprias:

- a) ao longo de dorsais oceânicas, onde os fundos marinhos se estão a formar; exemplos: vulcões dos Açores e da Islândia;
- b) ao longo das zonas de subducção; exemplo: vulcões do Japão; e

c) no interior de placas tectônicas, (fora dos limites das placas, como acontece nos dois casos anteriores); exemplo: vulcões das Ilhas Hawaii (meio oceânico) e das rochas ígneas de Sierra Nevada (meio continental).

Uma maneira simples de ver as diferenças entre os tipos de magmas destas três zonas é comparar a composição química geral dos principais tipos de rochas ígneas formadas a partir das lavas provenientes destes magmas. A Tab. 4.1. mostra as análises químicas das rochas representativas das zonas ígneas pertencentes a estes tipos.

**Tab. 4.1. Análises químicas das rochas representativas das zonas ígneas**

Componente	Tipo a)		Tipo b)		Tipo c)	
	Dorsal Oceânica		Zonas de Subducção		Hawaii (meio oceânico)	Sierra Nevada (meio continental)
SiO <sub>2</sub>	49.0		55.4		50.0	67.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.0		15.6		13.9	15.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.7	10.5	3.3	10.5	1.0	1.5
FeO	7.8		7.2		9.8	10.8
MgO	6.4		4.8		7.1	1.7
CaO	10.5		9.8		11.3	3.8
Na <sub>2</sub> O	3.0		1.8		1.5	3.2
K <sub>2</sub> O	0.1		0.4		0.5	3.8

Por seu lado, a Fig. 4.5 representa um esquema da localização destes magmas e das quantidades anuais de rochas ígneas que se formam a partir deles, sejam intrusivas ou vulcânicas.

Desta tabela pode ver-se o contraste entre a composição das rochas de Sierra Nevada e as restantes, pois o primeiro tem um teor de sílica muito maior, e teores de Fe, Mg, Ca e K muito menores. Claramente se conclui que as fontes dos magmas são diferentes. As rochas das zonas de subducção, de dorsal oceânica e de ilhas tipo Hawaii devem ter derivado da fusão da parte inferior da crosta ou da parte superior do manto, mais ricas em Fe-Mg; por seu lado, as rochas formadas no interior dos continentes (Sierra Nevada) são muito ricas em sílica e derivaram possivelmente da fusão da crosta continental antiga, já de si muito rica em sílica.

**Fig. 4.5. Zonas de formação dos magmas e respectivas quantidades**

Assim, em função do teor em SiO<sub>2</sub>, os magmas podem ser classificados em:

A classificação dos magmas é feita em função do teor de SiO<sub>2</sub> que ele contém. As rochas ígneas que derivam destes magmas também são classificadas em félsicas (SiO<sub>2</sub>>65%), intermédias (52%<SiO<sub>2</sub><65%), máficas (45%<SiO<sub>2</sub><52%) e ultramáficas (SiO<sub>2</sub><45%).

### 3.1.3. Diferenciação magmática

Entende-se por cristalização magmática o processo que leva à separação e, usualmente, à concentração de alguns minerais num magma em cristalização (solidificação), significando que, a partir dum mesmo magma, se podem formar vários tipos de rochas ígneas.

**Fig. 4.6. Série de Bowen**

A sequência de cristalização dos minerais a partir dos magmas foi estudada por N.L. Bowen, que fez várias experiências fundindo e solidificando rochas, tendo chegado

à sequência de cristalização esquematizada na Fig. 4.6, e que se chama **Série de Bowen**. Como se pode ver da figura, há duas linhas de cristalização principais, uma que é a linha da olivina-piroxena-anfíbola-micas-quartzo, e a outra a linha plagioclase-feldspatos-mica-quartzo.

Quando um mineral cristaliza a partir dum magma, ele pode ser retirado por acção da gravidade, ou deixado para trás quando o resto da fusão migra. A este processo chama-se **fraccionação**, ou seja, há uma fracção dos minerais que se separa. Suponhamos que esta fraccionação se dá depois da olivina e da piroxena

se terem formado, ou seja, estes dois minerais depositam-se no fundo da câmara magmática. Destes dois minerais vai originar-se uma rocha chamada de peridotito. Do resto da fusão começam a formar-se as anfíbolas e as plagioclases intermédias (Ca-Na e Na-Ca). Da fraccionaçoão destes dois minerais poderá originar-se outra rocha, com outra composição mineralógica, a que se chama gabro. Progressivamente, à medida que estes minerais se formam, o resto da fusão vai enriquecendo progressivamente em Si, Al e K, porque a maioria do Ca, Fe e Mg foi usada para formar as olivinas, piroxenas, anfíbolas e plagioclases. Como consequência, resulta uma fusão da qual se pode formar uma rocha constituída por feldspato e quartzo, a que se chama granito.

**3.1.4. Vulcanismo e Vulcões**

Entende-se por **vulcanismo** os **processos associados com a descarga superficial de magma**, dando origem a **vulcões**, que são **aberturas na crosta por onde sai matéria rochosa em fusão, detritos rochosos sólidos e gases**.

Estas aberturas estão normalmente rodeadas por rochas vulcânicas acumuladas em elevação geralmente em forma de cone. Há vários tipos de vulcões em função do tipo de lava que os constrói (ácida, básica, etc.) e dos voláteis que contém. O volátil dominante é o vapor de água, seguido do anidrido carbónico (CO<sub>2</sub>). Contudo, os gases sulfurosos (H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>) são os mais notados pelo cheiro nauseabundo que exalam. A Tab. 4.2 mostra a composição média dos gases dos vulcões das Ilhas do Hawaii.

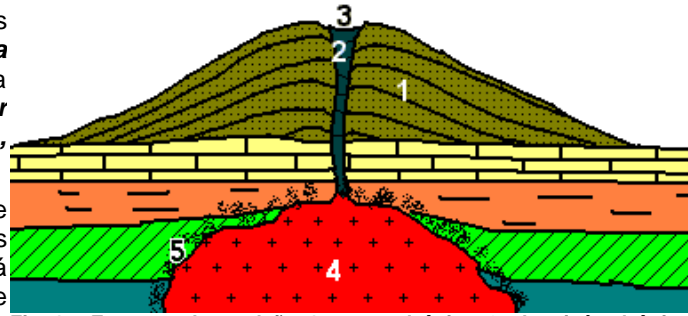


Fig. 4.7. Esquema dum vulcão. 1: cone vulcânico; 2: chaminé vulcânica; 3: cratera; 4: câmara magmática; 5: auréola de metamorfismo.

À medida que a erupção vulcânica continua, a rocha ígnea acumulada tende a formar uma massa montanhosa de forma mais ou menos cônica, chamada de **cone vulcânico**. Este cone circunda a conduta de saída da lava - a **chaminé vulcânica** - que termina numa abertura - a **cratera vulcânica** que está ligada à **câmara magmática** onde se situa o magma. (Fig. 4.7).

**Tabela 4.2. Composição média dos gases dos vulcões do Hawaii.**

Gás	%	Gás	%
H <sub>2</sub> O	70.75	H <sub>2</sub>	0.33
CO <sub>2</sub>	14.07	Ar	0.18
SO <sub>2</sub>	6.40	S <sub>2</sub>	0.10
N <sub>2</sub>	5.45	Cl <sub>2</sub>	0.05
SO <sub>3</sub>	1.92	Outros	0.35

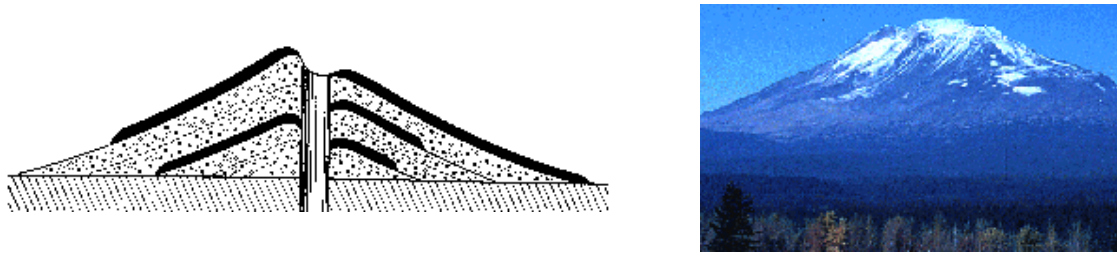
**3.1.4.1. Forma e constituição dos vulcões**

Referimos atrás que os vulcões podem ser de vários tipos, em função da constituição das lavas que os originam. Assim, os vulcões podem ser classificados nos seguintes tipos:

- a) **Vulcão em Escudo (Tipo Hawaiiiano)** (Fig. 4.8.a). Cratera muito aberta, com saída calma de lava muito fluída (básica), sem actividade explosiva; as lavas arrefecem muito lentamente e estendem-se por longas superfícies, originando cones de lava de pouca altura e de base muito extensa. Exemplo: vulcões das Ilhas Galápagos.
- b) **Stratovulcão (Tipo Estromboliano)** (Fig. 4.8.b). Lavas menos fluídas, com arrefecimento mais rápido à superfície e lento no interior da chaminé; os gases têm por isso dificuldade em se escapar e só o conseguem depois de atingirem uma certa pressão, escapando-se com alguma violência e projectando detritos sólidos e lavas. Exemplo: vulcão Stromboli (Itália) e Monte Adams (EUA-Washington).



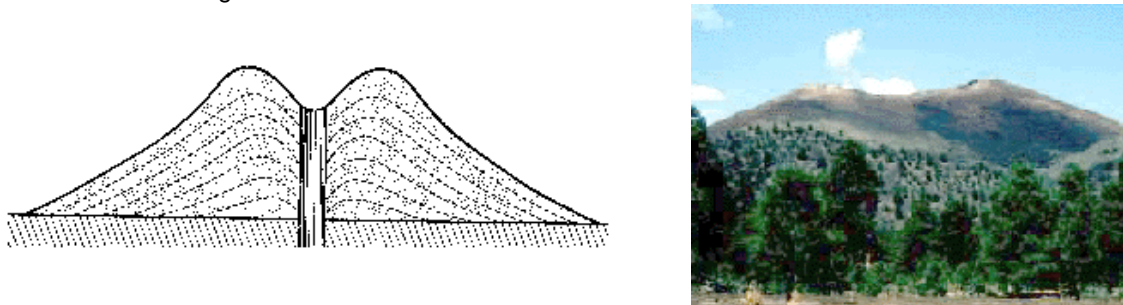
**Fig. 4.8.a. Esquerda: Esquema de vulcão tipo hawaiiano; Direita: Ilhas Galápagos, Oceano Pacífico**



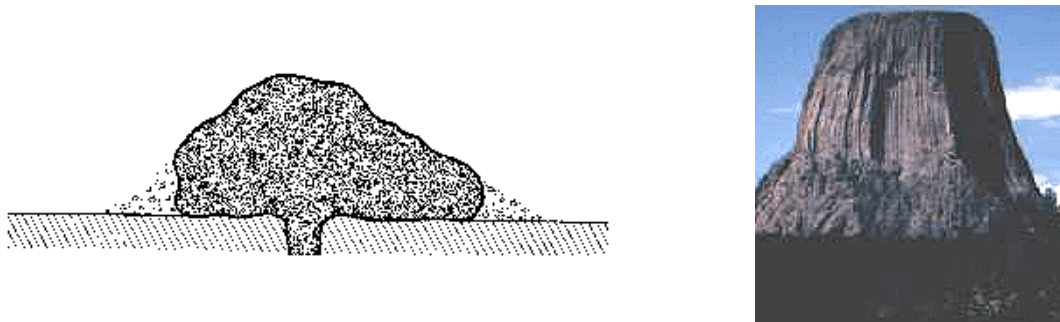
**Fig. 4.8.b. Esquerda: Esquema de vulcão tipo stromboliano; Direita: Monte Adams, Washington, EUA**

c) **Cone de Cinzas (Tipo Vulcaniano)** (Fig. 4.8.c). Semelhante ao anterior, mas com erupções muito mais violentas e espaçadas. Exemplo: vulcão Vesúvio de Nápoles (Itália)

d) **Domo (Tipo Peléano)** (Fig. 4.8.d). Lavas quase sólidas (muito viscosas) que arrefecem rapidamente, consolidando no topo e interior da chaminé, formando uma rolha com o nome de cúpula ou domo. Os gases adquirem uma pressão enorme e as explosões são violentas, as cinzas projectadas ficam incandescentes e rolam encosta abaixo destruindo tudo à sua passagem. A lava consolidada no interior da chaminé pode posteriormente ser empurrada para fora formando uma agulha vulcânica. Exemplo: vulcão do Monte Pelée, Ilha da Martinica, Caraíbas, que em 1902 destruiu a cidade de St. Pierre e um mês depois começou a erguer-se uma agulha com 100 m de diâmetro e 500 m de altura.



**Fig. 4.8.c. Esquerda: Esquema de vulcão tipo vulcaniano; Direita: Cratera Sunset, Norte do Arizona, EUA.**



**Fig. 4.8.d. Esquerda: Esquema de vulcão tipo peléano; Direita: Torre do Diabo, Wyoming, EUA**

Estes quatro tipos de erupções vulcânica são chamadas de **erupções centrais**, porque a lava sai dum orifício na crosta. Há outros tipos de erupção, em que não há formação de cones vulcânicos, e a lava sai ao longo de extensas fissuras na crosta. São as **erupções fissurais**. Este tipo de erupções só acontecem com lavas muito fluídas (básicas) que se estendem por áreas enormes. É o caso dos basaltos

dos Montes Libombos, que foram extruídos ao longo duma fissura N-S numa extensão que vai da Drakensberg (KwaZulu-Natal) até ao Pafúri, bifurcando para oeste ao longo do Limpopo e para norte em direcção a Tete (Fig. 4.9).

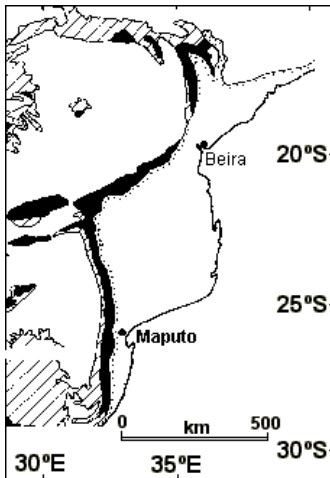


Fig. 4.9. Cima: Basaltos da Namaacha, representativos da erupção fissural do esquema ao lado, que mostra a extensão das emissões lávicas fissurais desta zona de África

### 3.1.4.2. Crateras e Caldeiras

As crateras são os orifícios por onde sai a lava. Têm uma forma de funil que liga a câmara magmática, em profundidade, à superfície. As crateras estão alargadas no topo devido às explosões e ao desabamento do material da cratera para o seu interior (Fig. 4.7).

As **caldeiras** são cratera enormes formadas quando um vulcão colapsa para o interior da câmara magmática vazia que se situa por baixo do vulcão. As caldeiras têm geralmente algumas dezenas de quilómetros de diâmetro. A Fig. 4.10 mostra um esquema sobre a evolução dum vulcão para caldeira.

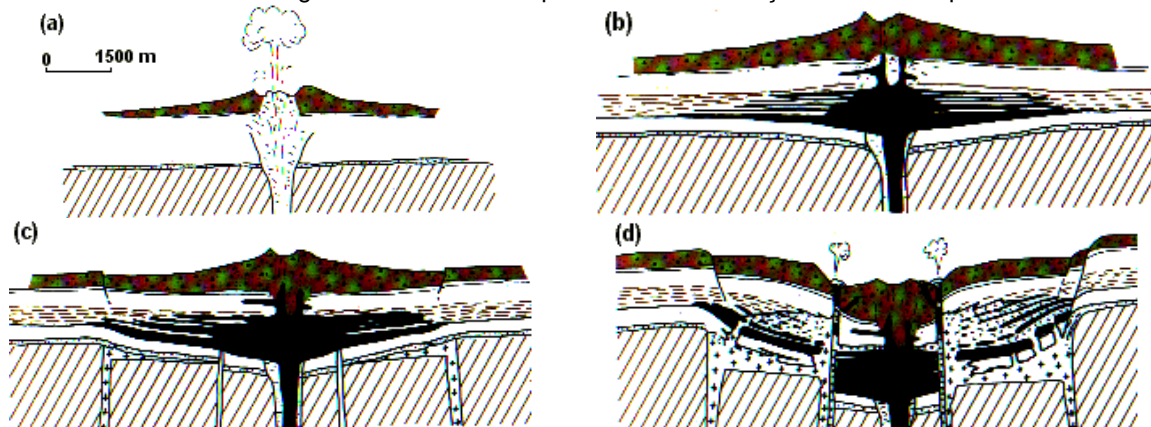


Fig. 4.10. Esquema ilustrativo da evolução duma caldeira

### 3.1.4.3. Outras Manifestações Vulcânicas

Além das manifestações marcadas pela emissão de lavas, há também manifestações vulcânicas que se caracterizam pela emissão de gases e/ou água. As mais importantes são os **geysers**, dos quais o mais conhecido é o **Old Faithful** (o Velho Fiel), no Yellowstone National Park dos EUA (Fig. 4.11).

### 3.1.4.4. Distribuição Mundial dos Vulcões

A Fig. 4.12 mostra a distribuição dos vulcões activos actuais no Mundo. Podem considerar-se 4 zonas:



Fig. 4.11. Old Faithful, Yellowstone National Park, EUA

- a) **Anel de Fogo do Pacífico**: os vulcões encontram-se distribuídos à volta do Oceano Pacífico;
- b) **Dorsal Atlântica**: vai desde os vulcões da Islândia no Atlântico Norte até à Ilha de Sta. Helena, no Atlântico Sul;
- c) **Grande Zona Transversal**: vai desde os vulcões do Hawaii, passando pelas Caraíbas, Mediterrâneo a terminando no Mar Cáspio;
- d) **Zona do Índico**: Ocidental (vulcões africanos, Comores, Madagáscar) e Oriental (Indonésia).

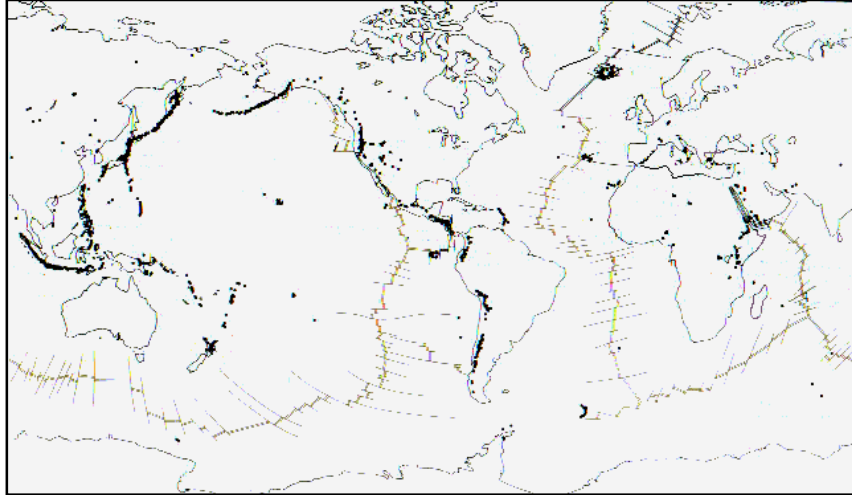


Fig. 4.12. Distribuição dos vulcões activos actuais

### 3.2. METAMORFISMO

Como se viu em capítulos anteriores, a crosta não está estática, mas sim em constante movimento. As placas tectónicas chocam entre si, mergulham umas sob as outras, ou ainda se deslocam tangencialmente entre si. Todos estes movimentos provocam compressões, distensões, atritos, sujeição das rochas a temperaturas mais altas, etc. Por outro lado, vimos nos pontos anteriores que o magma ascende à superfície, sujeitando as rochas a temperaturas altas. Assim, com a dinâmica da crosta e da litosfera, as rochas estão constantemente a ser sujeitas a diferentes condições de pressão e temperatura.

**Metamorfismo** é o processo pelo qual as rochas no interior da crosta são modificadas por acção do calor, pressão e agentes químicos. Estes factores são chamados **agentes do metamorfismo**. Durante os processos de metamorfismo, as rochas mantêm essencialmente o seu carácter sólido, e por isso retêm algumas das características primárias herdadas da rocha original. As estruturas, texturas e composição mineralógica (e química) finais dependem, por um lado, das características da rocha-mãe e, por outro, das condições do metamorfismo, isto é, da maneira e tempo como os agentes de metamorfismo actuam.

As mudanças que ocorrem durante o metamorfismo estão sempre relacionadas com a tendência de restauração do equilíbrio das rochas sujeitas a novos ambientes de P,T,química. As rochas-mãe a partir das quais se formam as rochas metamórficas são das mais variadas, podendo ser sedimentares, ígneas ou mesmo metamórficas.

#### 3.2.1. Agentes de Metamorfismo

Vimos que os agentes de metamorfismo são os factores que vão provocar as alterações das rochas em profundidade.

##### 3.2.1.1. Temperatura

A temperatura é talvez o agente mais importante e variável. Os processos metamórficos que ocorrem por acção pura e simples da temperatura é chamado de **metamorfismo térmico**.

A temperaturas abaixo de 100<sup>o</sup>-200<sup>o</sup>C, os minerais das rochas-mãe podem ficar em equilíbrio durante milhões de anos, porque as reacções a estas temperaturas são demasiado lentas para que tenham qualquer efeito apreciável. Com o aumento da temperatura, as reacções tornam-se mais rápidas, levando ao aparecimento de novas associações minerais.

Acima de 700°C, os minerais mais fusíveis começam a fundir e o metamorfismo transita gradualmente para processos de magmatismo.

A temperatura pode ter várias origens, desde a presença de corpos magmáticas, ao atrito provocado pela fricção de placas e aos fenómenos de radioactividade.

### 3.2.1.2. Pressão

A pressão litostática (pressão resultante do peso das rochas sobrejacentes) na crosta aumenta com a profundidade. Assim, a cerca de 20 km de profundidade, a pressão é da ordem das 6.000 atmosferas (= 6.202 kg/cm<sup>2</sup>). Estas altas pressões mudam as características físicas das rochas, tornando-as dúcteis (plásticas) e capazes de fluir.

Por outro lado, as altas pressões tendem a contrariar a ocorrência de reacções que provoquem aumento de volume por libertação de gases.

No caso inverso, as pressões altas tendem a favorecer reacções que dão origem a minerais mais densos.

Além da pressão litostática, as rochas em profundidade estão sujeitas a outras pressões resultantes dos movimentos crustais. Quando estas pressões actuam em ambiente de baixa temperatura, provoca a desagregação mecânica das rochas - **cataclase**. A altas temperaturas e na presença de fluídos, tendem a acelerar o crescimento dos cristais.

### 3.2.1.3. Fluídos

Se bem que o grosso de cada rocha se mantenha sólido durante o metamorfismo, os interstícios entre os minerais estão ocupados por variadíssimos fluídos aquosos com diversos componentes químicos em solução. Estes fluídos interagem com os minerais com que estão em contacto, provocando alterações químicas constantes, dando origem a novos minerais, e provocando o desaparecimento dos iniciais.

Os fluídos podem provir da própria rocha ou de fora. Neste caso, eles trazem para a rocha novos materiais, alterando assim a composição química inicial. Por outro lado, ao serem mais tarde expulsos da rocha, eles levam consigo em solução outros componentes. Em qualquer dos casos, há alteração da composição química inicial. A estas alterações da composição química inicial chama-se **metassomatismo**.

## 3.2.2. Tipos de Metamorfismo

Em face do exposto, e tendo em conta a existência de:

- diferentes agentes de metamorfismo (P,T,Fluídos),
- tempo de actuação destes agentes,
- dominância de actuação de um ou outro agente, e
- origem destes agentes

podem haver vários tipos de metamorfismo.

### 3.2.2.1. Metamorfismo de Contacto

Chama-se metamorfismo de contacto aos processos metamórficos que ocorrem por acção dos magmas/lavas sobre as rochas que eles atravessam. Ou seja, as rochas são como que "cozinhadas" pelo calor do magma/lava, provocando alterações profundas nas rochas atravessadas. Esta zona de alteração chama-se **auréola de metamorfismo** (Fig. 4.7 e Fig. 4.13). A espessura da auréola de metamorfismo varia com:

- dimensão do corpo magmático;
- temperatura do corpo magmático;
- tipo de rocha afectada;
- temperatura a que se encontra a rocha afectada;
- conteúdo em voláteis do corpo magmático.

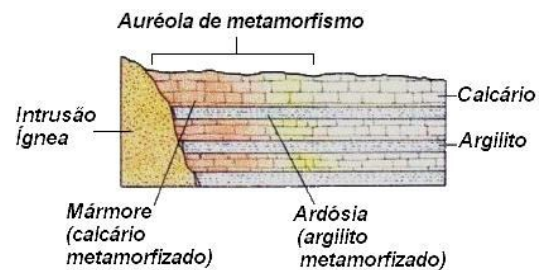


Fig. 4.13. Esquema duma auréola de metamorfismo

As alterações provocadas nas rochas encaixantes são mais marcadas perto do corpo ígneo do que a maiores distâncias.

Como se pode bem entender, o metamorfismo de contacto é fundamentalmente um metamorfismo térmico, mas pode ser afectado ainda pela pressão provocada pela ascensão magmática e pelos efeitos metassomáticos dos voláteis que se escapam do magma para as rochas encaixantes.

### 3.2.2.2. *Metamorfismo Regional*

O metamorfismo regional ocorre em larga escala (áreas geográficas grandes) e deve-se a enormes pressões e temperaturas, não relacionadas com causas locais. Tanto a pressão como a temperatura jogam papéis idênticos neste tipo de metamorfismo. Ele tem normalmente origem no soterramento progressivo das rochas para profundidades cada vez maiores, estando progressivamente sujeitas pressões e temperaturas crescentes.

Numa área extensa de metamorfismo regional haverá rochas mais metamorfasadas que outras, ou seja, têm **graus de metamorfismo** maiores que outras. Quanto mais profundas estiverem as rochas, maior o seu grau de metamorfismo.

### 3.2.2.3. *Metamorfismo Dinâmico*

O metamorfismo dinâmico está relacionado com movimentos crustais, em áreas de T regional baixa, dando origem fundamentalmente à desagregação mecânica das rochas.

### 3.2.2.4. *Metamorfismo de Impacto*

Forma muito rara, relaciona-se com as alterações que o impacto de meteoritos provoca no solo, por acção de enormes pressões e das temperaturas que daí surgem.

## 3.3. SISMOLOGIA

Um sismo (tremor de terra ou abalo sísmico) é uma perturbação violenta na crosta causada por um movimento brusco em profundidade, resultando na libertação instantânea de energia lentamente acumulada ao longo do tempo.

O ponto onde se dá essa perturbação chama-se **foco** ou **hipocentro**, e o ponto à superfície na vertical do foco chama-se **epicentro** (Fig. 4.14). Todos os anos a Terra sofre várias centenas de milhar de sismos, mas felizmente só muito poucos são suficientemente fortes (ou próximos de agregados populacionais) para provocar mortes. Algumas áreas são propícias a sismos, sendo as construções feitas de modo a resistirem a eles. Noutras áreas esta preocupação de construção não existe, dando origem a desastres enormes, como o sismo da Cidade do México em 1985. Não há, contudo, nenhuma localidade do mundo que não tenha sismos, mas em algumas regiões eles são tão fracos que só podem ser detectados por aparelhos especiais - os **sismógrafos** (Fig. 4.15).

Conhecem-se ao longo da História dezasseis desastres sísmicos que causaram mais de 50.000 mortos (Tab. 4.3).

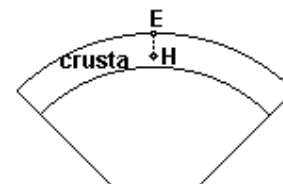


Fig. 4.14. Epicentro e hipocentro dum sismo

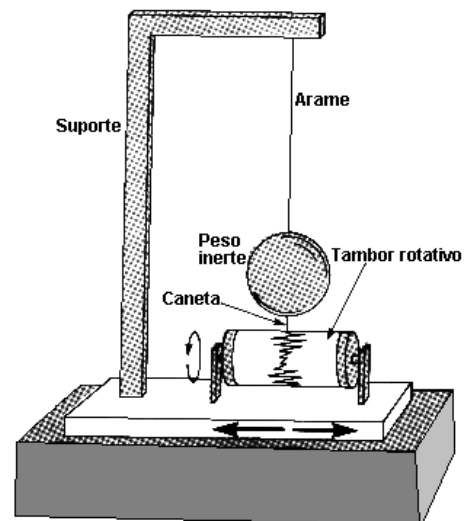


Fig. 4.15. Esquema dum sismógrafo

Tabela 4.3. Sismos nos últimos 800 anos com mais de 50.000 mortos

Local	Ano	N.º Mortos	Local	Ano	N.º Mortos
Shen-Shu, China	1556	830.000	Nápoles, Itália	1693	93.000
T'ang-shan, China	1976	700.000	Shemka, Rússia	1667	80.000
Calcutá, Índia	1737	300.000	Kansu, China	1932	70.000
Kansu, China	1920	180.000	Silícia, Turquia	1268	60.000

Messina, Itália	1908	160.000
Tóquio/Yokohama, Japão	1923	143.000
Chihli, China	1290	100.000
Beijing, China	1731	100.000

Catânia, Itália	1693	60.000
Lisboa, Portugal	1755	60.000
Quetta, Paquistão	1935	60.000
Calábria, Itália	1783	50.000

### 3.3.1. Origem dos Sismos

Os sismos ocorrem em profundidades várias, desde perto da superfície até 700 km de profundidade. Podemos fazer observações directas de sismos que afectam a superfície. A maioria dos sismos originados perto da superfície são associados/causados por movimentos abruptos ao longo de fracturas na crosta (falhas). As outras causas estão relacionadas com actividade vulcânica, com grandes movimentos de terras (deslizamentos) e, desde o século passado, a experiências nucleares subterrâneas. Os sismos de profundidade não podem ser observados e os processos são inferidos a partir de observações indirectas.

Todas as rochas têm um certo grau de elasticidade e plasticidade como resposta às grandes pressões que sobre elas se exercem devidas aos movimentos crustais. Sob tais pressões, as rochas tendem a dobrar. Quando o limite de elasticidade é atingido, a rocha quebra e, nesse momento, há uma enorme libertação de energia que se transmite pela crosta sob a forma de ondas sísmicas. Um modelo simples do mecanismo está representado na Fig. 4.16. No esquema temos uma lâmina de aço presa a dois blocos de madeira (A). Se os blocos forem movidos paralelamente um ao outro (em sentidos opostos), a lâmina faz um "S", cada vez mais dobrado quanto maior for esse deslocamento (B), até que atinge o seu limite e quebra. Quando isso acontece, as duas metades das lâminas voltam à posição horizontal e as duas extremidades ficam afastadas (C). A Fig. 4.17 mostra um exemplo de ruptura em rochas por acção de sismos.

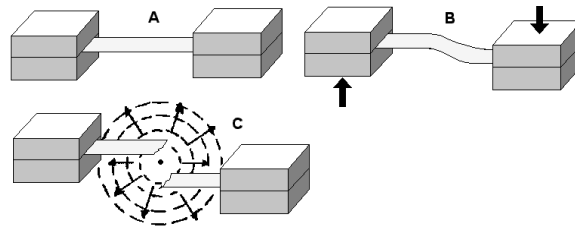


Fig. 4.16. Experiência demonstrando a origem dos sismos



Fig. 4.17. Falha provocada pelo sismo de 1946 no Peru

### 3.3.2. Distribuição Geográfica dos Sismos

A Fig. 2.16 mostra a distribuição geográfica dos sismos ocorridos entre 1961 e 1967. Se compararmos com a Fig. 2.8 (limites das placas tectónicas) e Fig. 4.12 (distribuição dos vulcões), verifica-se que há uma coincidência entre os limites das placas tectónicas, as erupções vulcânicas e os epicentros dos sismos.

Da Fig. 2.16, podemos ver quatro zonas de distribuição de sismos:

- Cinturão Circum-Pacífico**, que segue as costas ocidentais das Américas, passa pelas Ilhas Aleutas, Japão, China, Indonésia e Nova Zelândia; coincide com o Anel de Fogo do Pacífico dos vulcões;
- Crista Médio-Atlântica**, que coincide com a Dorsal Atlântica dos vulcões;
- Cinturão Mediterrâneo-Himalaias**, que vai de Portugal e Marrocos, passando pelos Alpes, Atlas, Balcãs, Ásia Menor e Himalaias, continuando-se para leste e ligando ao Cinturão Circum-Pacífico;
- África Oriental**, coincidindo com a Zona do Índico.

### 3.4. GEOLOGIA ESTRUTURAL (deformação das rochas e formação de montanhas).

Se bem que estejamos habituados a pensar na superfície da Terra como forte e estável, isto está longe de ser verdade. Na verdade, a crosta está em constante movimento, variando este de alguns centímetros a centenas de metros, o que é responsável pelas características topográficas actuais, incluindo

as grandes cadeias de montanhas. A maior parte das alterações da superfície da Terra ocorrem muito lentamente durante longos períodos de tempo, mas em certas circunstâncias têm-se observado movimentos de larga escala que ocorrem em poucos minutos (sismos).

### **3.4.1. Movimentos de deformação**

#### **3.4.1.1. Princípios mecânicos (elasticidade e plasticidade)**

Devido à acção da gravidade, as rochas estão constantemente sujeitas a forças de magnitude variável. Estas forças sujeitam as rochas a tensões que tendem a deslocá-las e a deformá-las. Tais deformações são opostas pela **rigidez** e **resistência** da formação rochosa. Entende-se por rigidez dum sólido a sua resistência inicial à mudança de forma e por resistência dum sólido a sua capacidade de resistir às forças deformadoras por longos períodos.

A capacidade de um objecto de resistir à deformação é medida em termos de força **compressiva** e força de **tracção**. A força compressiva é a pressão ou força por unidade de área, necessária para deformar ou esmagar permanentemente um objecto. A força do tracção é a força necessária para dividir um objecto. Os granitos têm uma resistência à compressão de 1.600-2.400 kg/cm<sup>2</sup>, mas a sua resistência à tracção é baixa, cerca de 50-80 kg/cm<sup>2</sup>.

Um líquido viscoso, como o alcatrão, não tem resistência; um bloco pesado de metal afunda-se nele. A principal diferença entre um fluido e um sólido é que o fluido sujeita-se continuamente sob a acção da mais pequena carga ou pressão. Um sólido, por outro lado, deve ser sujeito a uma pressão ou carga definidas antes que as suas forças coesivas sejam ultrapassadas e ceda por fluxão ou fractura.

As propriedades de fluxão ou fractura dum sólido dependem da pressão e temperatura ambientais. Todos os sólidos são mais fracos a altas temperaturas do que a baixas. As altas temperaturas nas profundezas do globo permitem que as rochas possam ser mais facilmente deformadas por fluxão plástica sob a acção das variadas pressões que aí se fazem sentir. Além disso, a plasticidade de muitos sólidos aumenta com a pressão confinante e eles podem ser muito deformados sem se partir. Sob uma pressão de 20.000 atmosferas uma peça de aço pode ser esticada a 300 vezes o seu comprimento inicial sem se partir. Sem dúvida que os efeitos da temperatura e da pressão nas propriedades de fluxão das rochas jogaram um papel preponderante na modificação da resistência da crosta.

**Elasticidade** - é a propriedade que uma substância tem de resistir à deformação permanente. Ela pode ser ilustrada ao se pressionar com um dedo um balão cheio. Quando se tira o dedo a superfície assume de imediato a sua forma original. Uma bola de aço responde de maneira semelhante a uma pressão temporária na sua superfície. Mesmo que a bola tenha grande rigidez, ela cede um pouco sem se partir. Quando a pressão alivia, a bola assume de imediato a sua forma original, o que a faz saltar. O mesmo acontece com um seixo, que também é elástico.

**Plasticidade** - sob a acção duma pressão grande e prolongada, as ligações entre os átomos no aço ou rocha são partidas, os átomos deslizam entre si e o material flui, se bem que a velocidade do movimento seja muito lenta. Estes deslocamentos internos são permanentes. Este tipo de deformação não é elástico mas sim plástico e necessita de um grande período de tempo. Uma vez que as rochas têm elasticidade e plasticidade, dois tipos de deformação são possíveis.

#### **3.4.1.2. Movimento crustal**

Durante a história geológica até à actualidade, a crosta tem sido dobrada, inclinada, levantada, afundada, resultando nas mudanças relativas de posição das formações rochosas. Os movimentos podem ser em qualquer direcção - para cima, para baixo, na horizontal, inclinados - e podem ser extremamente lentos e graduais ou rápidos e violentos.

### **3.4.2. Estruturas de deformação ruptural**

#### **3.4.2.1. Falhas**

As falhas são fracturas na crosta ao longo das quais ocorre deslizamento paralelo à superfície da fractura (Fig. 4.18). Elas ocorrem em qualquer tipo de rocha, mas são mais facilmente detectadas em rochas sedimentares. A quantidade de deslocamento pode ser de fracções de centímetros ou de centenas de metros. Em qualquer dos casos não é possível dizer qual dos lados se manteve parado e qual se moveu ou se ambos se moveram. Tudo o que se pode dizer é que houve um movimento relativo entre os dois.

A superfície da fractura, ao longo da qual se deu o movimento, chama-se **plano de falha** (Fig. 4.18). Este "plano", contudo, raramente é plano por longas distâncias e, conseqüentemente, o termo

**superfície de falha** seria mais apropriado. Se uma falha puder ser seguida em todo o seu comprimento verificar-se-ia que o deslocamento é zero nos seus extremos. Quer dizer, o deslocamento é máximo no

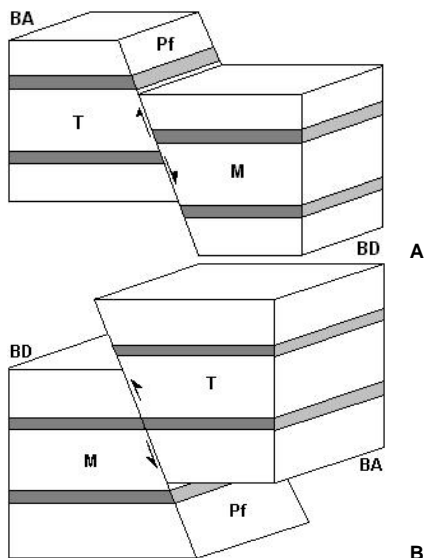


Fig. 4.18. Falha Normal (A) e Inversa (B)  
 BA – Bloco ascendente; BD – Bloco descendente; T – Teto; M – Muro; Pf – Plano de Falha

ponto médio e diminui até anular nos extremos. Em algumas regiões as falhas tendem a ocorrer em grupos ou zonas, em que o movimento ocorre ao longo dum certo número de fracturas separadas por pequenos intervalos (Fig. 4.19).

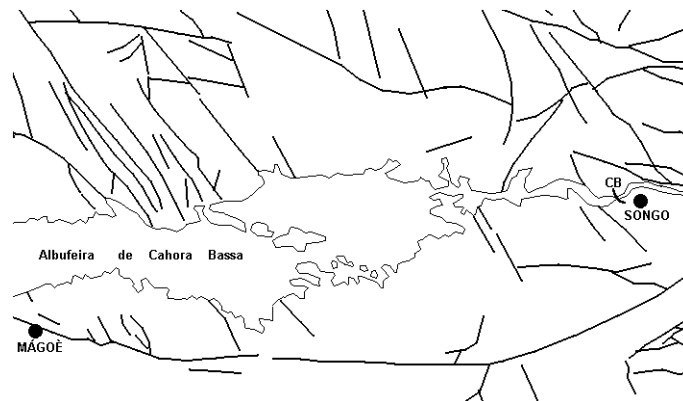


Fig. 4.19. Esquema tectónico da área de Cahora Bassa, com alguns dos traços de falhas existentes na região.

Onde as massas de rochas envolvidas no falhamento são de grande tamanho e peso, a enorme pressão mantém as faces dos dois blocos de falha em contacto compressivo. Como resultado da fricção entre os blocos, o plano de falha dá uma superfície brilhante, chamada **espelho de falha**. Se o plano de falha for muito irregular, o movimento entre blocos esmaga o material, originando uma **brecha de falha**.

Se bem que alguns planos de falha sejam verticais, a maioria é inclinada de modo que um dos blocos fica por cima do outro. O bloco que fica por cima do plano de falha chama-se **teto** e o outro chama-se **muro** (Fig. 4.18). O bloco que sobe em relação ao outro chama-se **bloco ascendente** e o que desce chama-se **bloco descendente** (Fig. 4.18).

### 3.4.2.2. Escarpas de falha

Muitas falhas atingem a superfície. O movimento descendente dum dos blocos origina um declive (correspondendo ao plano de falha) chamado escarpa de falha (Fig. 4.17). A altura desta escarpa depende de dois factores:

- quantidade de deslocamento
- idade da falha,

pois que em muitos lugares a erosão reduziu o bloco ascendente, levando-o a atingir o nível do descendente.

### 3.4.2.3. Tipos de falha

Se o teto duma falha parece ter-se movido para baixo em relação ao muro, a falha é chamada de **falha normal** (Fig. 4.18.A); se parece ter subido, a falha é chamada **falha inversa** (Fig. 4.18.B). Uma **falha de cavalgamento** é uma falha inversa em que o plano de falha é subhorizontal e o teto se moveu muitos quilómetros (Fig. 4.20). Há falhas que não são nem normais nem inversas; são falhas em que o movimento se deu horizontalmente (Fig. 4.21.A), verticalmente (Fig. 4.21.B) ou rotativamente (Fig. 4.21.C).

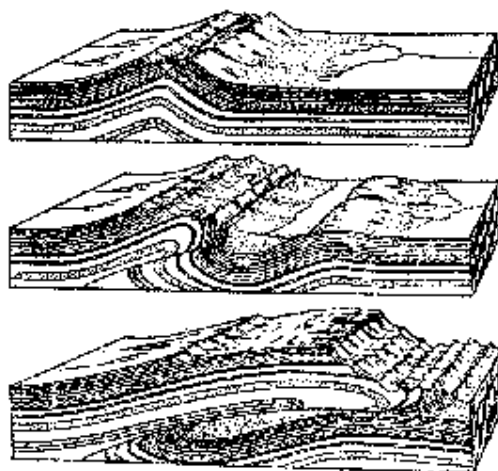
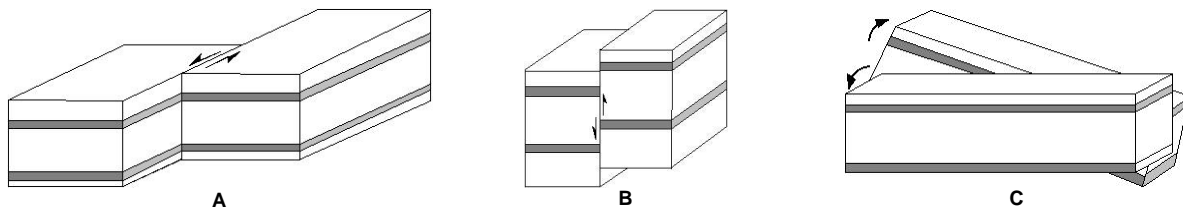


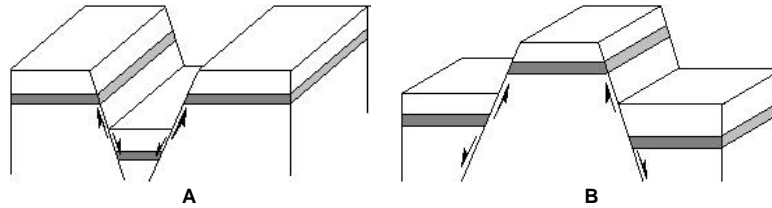
Fig. 4.20. Evolução duma falha de cavalgamento.

Um bloco que se afunda entre duas falhas normais chama-se **graben** (Fig. 4.22.A) e o que sobe entre duas falhas normais chama-se **horst** (Fig. 4.22.B). Um exemplo concreto de **graben** em Moçambique é a depressão ocupada pelos Lagos Niassa e Chirua.

A Fig. 4.23 mostra uma falha real, da Praia do Castelejo, Alentejo, Portugal.



**Fig. 4.21. Outros tipos de falhas: A – Horizontal; B – Vertical; C – Rotativa**



**Fig. 4.22. Graben (A) e Horst (B)**

**3.4.2.4. Diaclases ou Juntas**

Diaclases ou juntas são um outro tipo de fractura que ocorre nas rochas em que não há movimento dos blocos paralelamente à superfície de fractura.

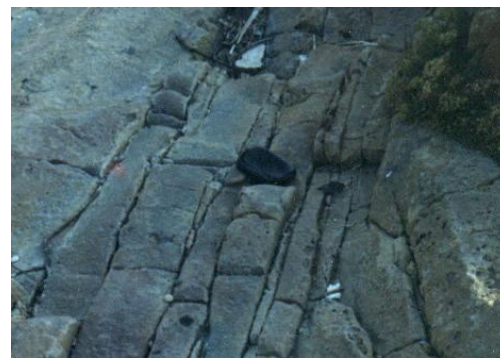
As juntas não ocorrem isoladas mas em grupos de várias direcções, sendo a direcção a mesma para juntas do mesmo grupo (Fig. 4.24 - Leça da Palmeira, Portugal).

Teoricamente, as juntas podem ser classificadas em função de terem sido originadas por compressão, tensão ou torção (estas últimas envolvem compressão e tensão).

Todas as rochas são mais sensíveis a forças de tensão do que de compressão, pelo que as juntas de tensão são mais abundantes que as de compressão. Nem sempre é possível dizer se um determinado grupo de juntas tem uma origem compressiva ou de tensão.



**Fig. 4.23. Exemplo duma falha inversa**



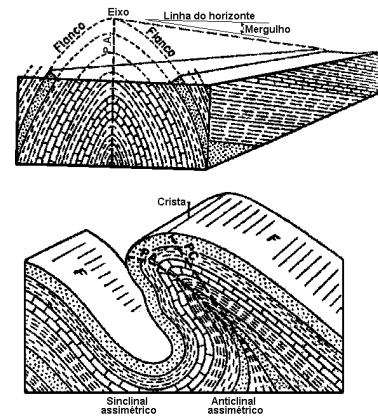
**Fig. 4.24. Exemplo de diaclases**

**3.4.3. Estruturas de deformação não ruptural (dobras)**

Já vimos anteriormente a importância dos factores pressão, temperatura e tempo de actuação de forças na deformação elástica ou plástica das rochas. Vimos também anteriormente que existem dois tipos de pressão: hidrostática (compressão) e dirigida (tensão).

Uma pressão aplicada tangencialmente (pressão dirigida) sobre uma rocha, seja esta pressão originada duma intrusão magmática ou por forças tectónicas, pode originar a formação duma **dobra** (curvatura numa camada rochosa).

A forma das dobras varia muito, dependendo da intensidade, duração e ângulo de incidência da direcção do esforço em relação ao plano que sofreu o dobramento. Quanto ao tamanho, variam desde milimétricas até centenas de metros de amplitude. A posição das dobras no espaço pode ser muito variada. As partes constituintes duma dobra são (Fig. 4.25):



**Fig. 4.25. Partes constituintes duma dobra**

- **Flancos** - são os dois lados da dobra;
- **Eixo** ou **charneira** - linha ao redor da qual se dá o dobramento, a qual pode ser horizontal, inclinada ou vertical; nos últimos casos, a dobra é **mergulhante**;
- **Plano axial** - superfície que divide a dobra em duas partes similares, que podem ser ou não simétricas, dependendo da simetria da dobra;
- **Crista** - linha que resulta da ligação dos pontos mais altos da dobra, que pode coincidir ou não com o eixo.

Quanto à sua morfologia, as dobras classificam-se em (Fig. 4.26):

- **Anticlinal** - dobra na qual os flancos se abrem para baixo, tendo por cima o eixo;
- **Sinclinal** - dobra na qual os flancos se abrem para cima, ao contrário do anticlinal;
- **Isoclinal** - dobra na qual os dois flancos mergulham na mesma direção e com o mesmo ângulo de mergulho;
- **Monoclinal** - dá-se o encurvamento de apenas uma parte;
- **Dobra Simétrica** - quando o plano axial faz ângulos iguais com ambos os flancos;
- **Dobra Assimétrica** - quando o plano axial faz ângulos diferentes com cada um dos flancos;
- **Dobra Deitada** - quando o plano axial é horizontal a subhorizontal;
- **Dobra em leque** - quando os flancos da dobra se aproximam mais intensamente na parte mediana.

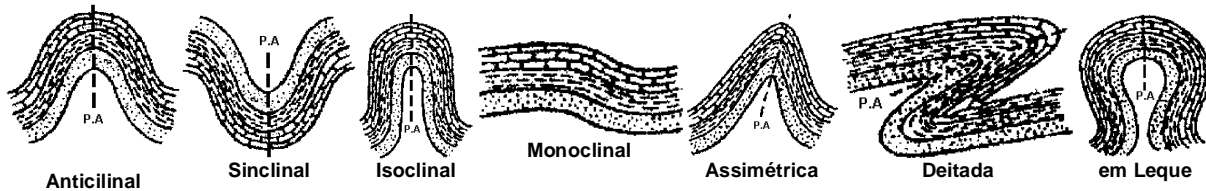


Fig. 4.26. Diversos tipos de dobra

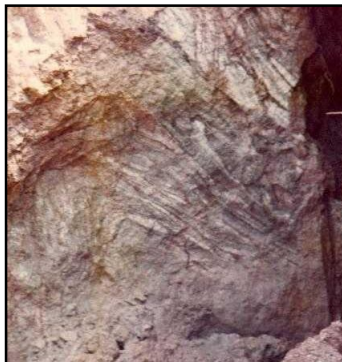
A Fig. 4.27 mostra algumas fotografias de dobras em afloramentos de Moçambique e Portugal.



Arrifana, Algarve, Portugal



Castelejo, Alentejo, Portugal



Mina de Amianto, Mavita, Manica



Muaguide, Cabo Delgado, Moçambique

Fig. 4.27. Alguns exemplos de dobras.

## 5.ROCHAS ÍGNEAS

### 4.1. TIPOS DE INTRUSÕES E EXTRUSÕES

Já vimos em capítulo anterior que as rochas ígneas se formam a partir da consolidação/cristalização do magma, que tanto pode ocorrer no interior como no exterior da crosta terrestre, dando origem, respectivamente, às rochas **intrusivas** (plutônicas) e **extrusivas** (vulcânicas ou efusivas).

Sobre o modo como as rochas vulcânicas ocorrem, também já nos referimos atrás, quando falamos sobre os tipos de vulcões. Resta-nos agora ver como é que as rochas intrusivas ocorrem, ou seja, como são os corpos rochosos de origem ígnea resultantes da solidificação do magma em profundidade. A estes corpos dá-se o nome de **plutões**.

Muitos destes plutões estão hoje expostos à superfície em cadeias de montanhas ou no interior de continentes. A erosão ao longo de milhões de anos removeu as camadas superficiais e os vulcões, pondo a descoberto os canais de alimentação entre a câmara magmática e os vulcões. E porque o grau de erosão varia enormemente, é possível em alguns lugares observar à superfície não só as partes superiores desses plutões como, em muitos casos, o seu próprio interior.

As intrusões ígneas podem assumir várias formas como se pode ver no esquema da Fig. 4.28:

- Batólitos:** é o tipo de intrusão de maiores proporções, com uma superfície mínima de 100 km<sup>2</sup>, embora geralmente sejam muito maiores;
- Stocks:** são corpos de dimensões menores, e geralmente ocorrem como protrusões de batólitos;
- Lacólito:** corpo em forma de lente plano-convexa, provocando o arqueamento das camadas por cima;
- Lopólito:** corpo em forma de lente côncava, em que a espessura varia entre  $\frac{1}{10}$  e  $\frac{1}{20}$  do seu diâmetro;
- Dique:** corpo tabular com paredes paralelas a sub-paralelas e que têm uma posição discordante em relação às camadas que atravessa;
- Soleira:** corpo tabular com paredes paralelas a sub-paralelas e que têm uma posição concordante em relação às camadas que atravessa;
- Chaminé vulcânica:** corpo resultante da solidificação da lava no canal de alimentação do vulcão.

Estes corpos intrusivos, em especial os batólitos e os *stocks*, contêm no seu interior pedaços das rochas encaixantes, a que se chamam **xenólitos** (do Grego *Xenos* = estranho + *Lithos* = pedra).

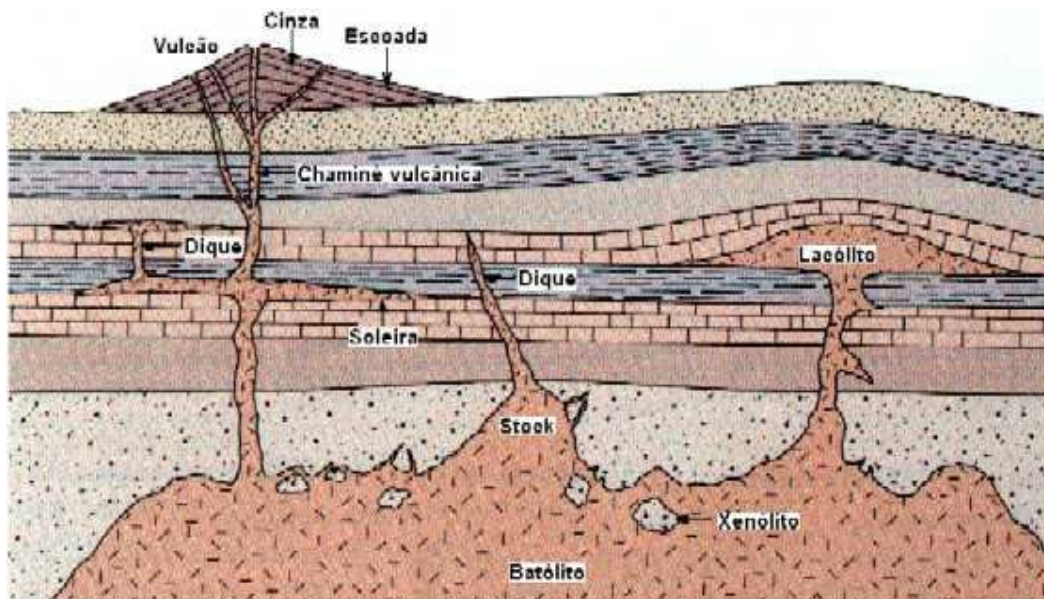


Fig. 4.28. Tipos de intrusões ígneas

## 4.2. TEXTURA E ESTRUTURA DAS ROCHAS ÍGNEAS

Como bem se pode entender, a velocidade de solidificação dum magma varia consoante ele arrefece em profundidade ou perto da superfície (ou mesmo à superfície), uma vez que a temperatura é maior no interior da Terra do que à superfície. Um exemplo ilustrativo deste processo é a velocidade de arrefecimento da comida no tempo quente ou no tempo frio. No verão, a comida demora a arrefecer, mas no inverno, em poucos minutos a comida fica fria. Isto porque as diferenças de temperatura entre a comida e o ambiente são maiores no inverno, e a velocidade de transferência de calor é maior. O mesmo se passa com o arrefecimento do magma/lava.

Uma vez que um arrefecimento lento tende a formar cristais maiores do que o arrefecimento rápido, as rochas intrusivas têm grãos maiores que as rochas extrusivas. Assim, diz-se que as rochas intrusivas têm textura **fanerítica** e as extrusivas têm textura **afanítica**. Por **textura** entende-se o aspecto geral duma rocha evidenciado pelas relações entre as suas partículas constituintes: tamanho e forma dos grãos, grau de cristalinidade, e arranjo espacial dos grãos.

A **textura fanerítica** é aquela em que os constituintes são observados megascopicamente, isto é, a olho nu. Por seu lado, a **textura afanítica** é aquela em que os constituintes dificilmente são observados a olho nu ou mesmo com uma lente. Normalmente é necessária a observação microscópica.

Por vezes acontece que no seio duma massa afanítica se observam alguns cristais bem formados, resultantes duma cristalização fraccionada em profundidade, cujos cristais são arrastados à superfície junto com a lava que arrefece mais depressa. Neste caso, estamos em presença de rochas **porfiríticas**. Aos cristais grandes no seio da massa de textura fina chama-se **fenocristais** (do Grego *phenos* = grande).

Dentro de cada um destes grupos (faneríticas e afaníticas) há vários tipos de textura, que a seguir se descrevem, ilustradas nas Fig. 4.29 e Fig. 4.30 (em esquema, e com exemplo real).

### a) **Texturas afaníticas** (Fig. 4.29)

- **Vítrea:** os grãos não são visíveis, nem ao microscópio. A rocha tem aspecto de vidro;
- **Hemicristalina:** os grãos são tão pequenos que só são observáveis ao microscópio;
- **Porfirítica:** quando ocorrem fenocristais no seio duma matriz hemicristalina ou vítrea.

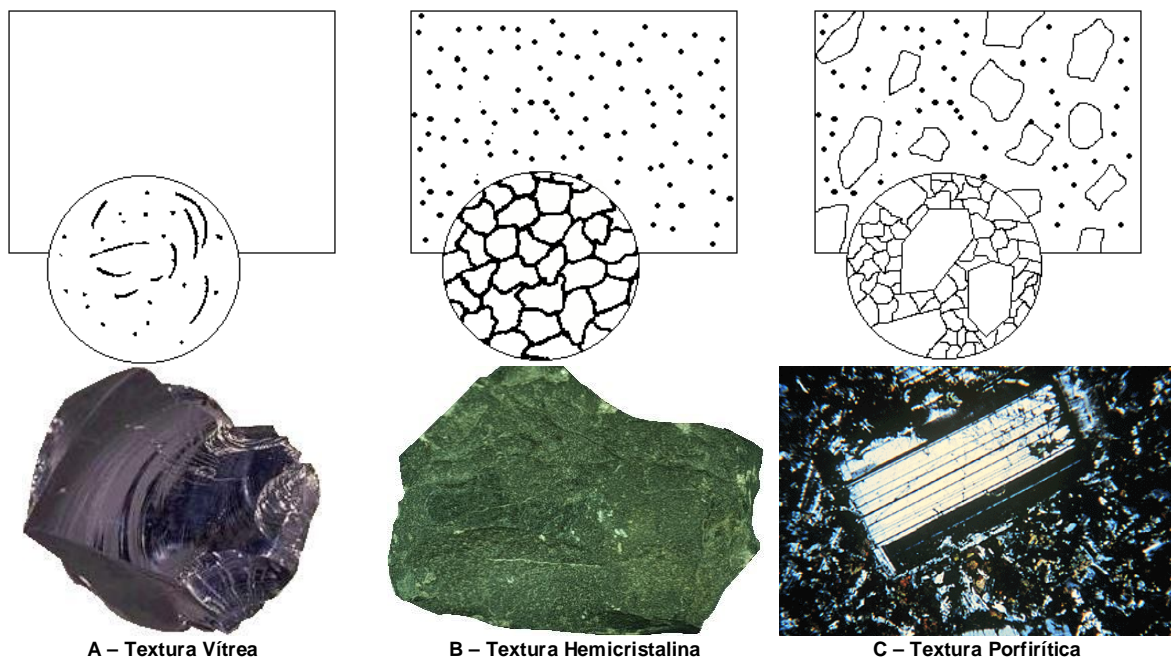


Fig. 4.29. Exemplos de texturas afaníticas. A – Obsidiana; B – Basalto; C – Basalto Porfirítico

### b) **Texturas faneríticas** (Fig. 4.30)

- **Granular:** os grãos apresentam sensivelmente as mesmas dimensões, geralmente não excedendo o tamanho dum grão de milho;
- **Porfíroide:** quando ocorrem fenocristais no seio duma matriz granular;

- **Pegmatítica:** todos os minerais apresentam grãos de grandes dimensões.
- **Aplítica/Sacaróide:** é uma variedade de textura granular, em que os grãos são pequenos, do tamanho de grãos de açúcar.

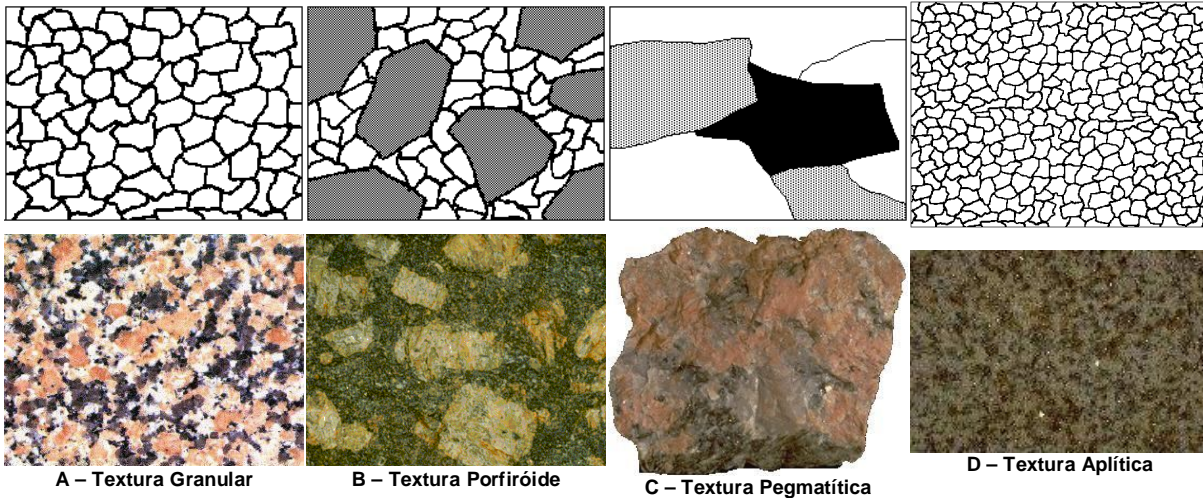


Fig. 4.30. Exemplos de texturas faneríticas. A – Granito róseo de 2 micas; B – Pórfiro; C – Granito pegmatítico; D – Aplito.

Há outros tipos de texturas, mas são casos especiais.

Quanto à **estrutura**, as rochas podem ser classificadas em (Fig. 4.31):

- Compactas:** quando têm um aspecto maciço, sem interstícios;
- Porosas:** quando apresentam muitas vesículas pequenas, permitindo muitas vezes que fltuem na água (caso da pedra-pomes);
- Vesicular:** quando as vesículas são maiores e em menor quantidade;
- Amigdalóide:** quando uma rocha vesicular tem as vesículas preenchidas por minerais formados posteriormente à sua solidificação.



Fig. 4.31. Estruturas das rochas ígneas. A – Compacta (Granito); B – Porosa (Pedra-pomes); C – Vesicular (Basalto); D – Amigdalóide (Basalto)

#### 4.3. COR DAS ROCHAS ÍGNEAS

As rochas ígneas podem ser ainda classificadas quanto à cor, pois elas variam desde cores claras (quase brancas) a cores escuras, com todos os tons intermédios.

A cor das rochas tem a ver com os minerais presentes. Se uma rocha for constituída por minerais claros, como o quartzo e os feldspatos, a rocha tem uma cor clara. Diz-se que é **leucocrata**. Se, por outro lado, for constituída por minerais escuros, como as anfíbolas, plagioclases, piroxenas, olivinas, etc., a rocha tem cor escura. Diz-se que é **melanocrata**. Se a rocha tiver proporções variáveis dos dois tipos de minerais, ela terá cores que variarão entre o claro e o escuro, chamando-se assim **mesocrata**.

#### 4.4. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS

Como vimos anteriormente, o magma tanto pode consolidar em profundidade, como em superfície. Também já referimos que os magmas se podem classificar em ácidos, neutros, básicos e ultrabásicos, em função do seu conteúdo em SiO<sub>2</sub>. Referimos ainda que se o magma consolidar em profundidade origina

rochas com textura fanerítica, e se consolidar à superfície (ou perto) origina rochas com textura afanítica. Assim, é lógico supor que uma rocha intrusiva tem a sua equivalente extrusiva.

O conteúdo de SiO<sub>2</sub> define a **acidez** da rocha ígnea (ponto 3.1.2), as quais podem ser classificadas em ácidas, neutras (ou intermédias), básicas e ultrabásicas. Em geral, é possível reconhecer estes tipos de rochas em amostra de mão pela sua cor, como resultado do conteúdo de minerais escuros presentes (ricos em Fe, Mg, chamados ferro-magnesianos). Assim, as rochas escuras, ricas em minerais ferro-magnesianos, são chamadas de **máficas** (de **Magnésio+Ferro**), ao passo que as rochas claras, mais ricas em quartzo e feldspatos são chamadas de **félsicas** (de **Feldspato+Silica**).

A Fig. 4.32 mostra a classificação das rochas ígneas em termos de:

- a) percentagem em peso de sílica e volumétrica de minerais: ácidas, intermédias, básicas e ultrabásicas
- b) local de solidificação do magma: plutónicas, hipabissais e vulcânicas;
- c) cor: leucocratas, mesocratas e melanocratas
- d) percentagem de máficos e félsicos.

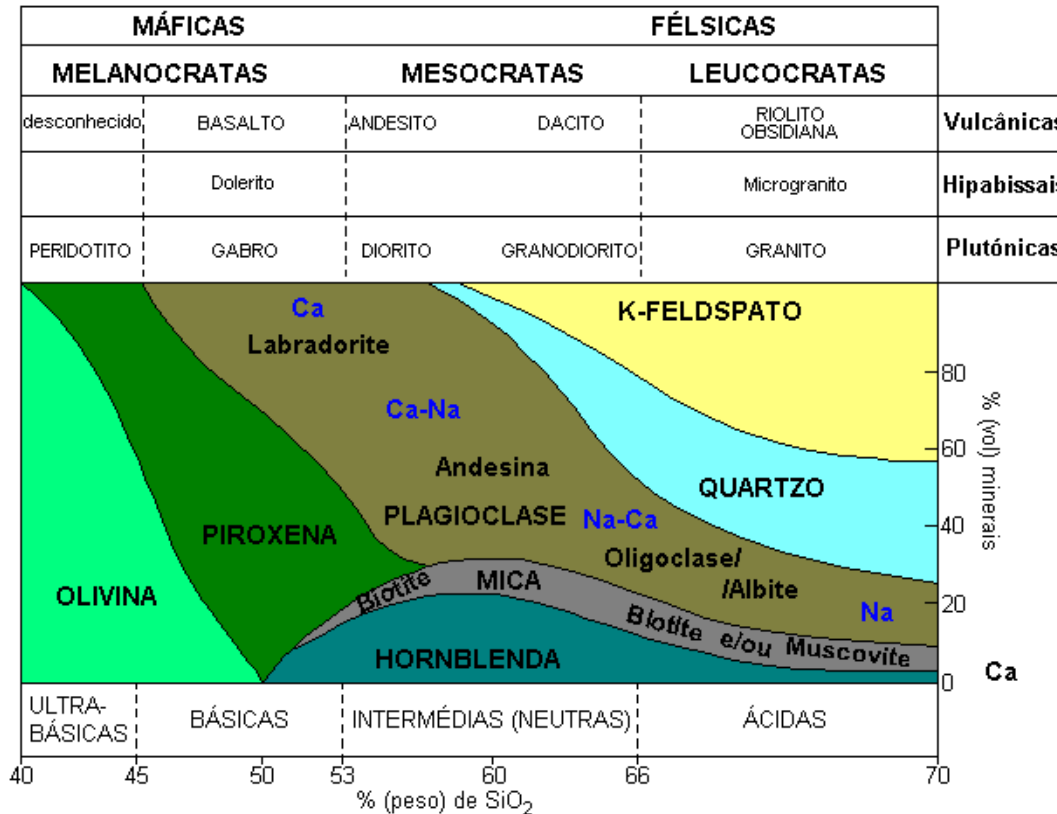


Fig. 4.32. Tabela classificativa das rochas ígneas

Nesta figura aparece o termo **hipabissal** para referir rochas que se consolidam a meio caminho entre grandes profundidades e a superfície, e conseqüentemente têm uma granulometria entre a das rochas plutónicas e das rochas vulcânicas.

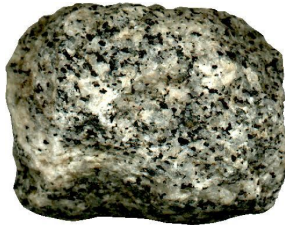
Na definição duma rocha, existem os chamados minerais essenciais, acessórios e secundários. Entende-se por **mineral essencial** aqueles que por definição têm de estar presentes numa rocha. **Mineral acessório** é aquele que pode ou não estar presente na rocha, não interferindo na sua classificação. Finalmente, **mineral secundário** é aquele que resulta da alteração de outros. Assim, num granito, os minerais essenciais são o quartzo e o feldspato; as micas são acessórios, e o caulino é secundário, resultando da alteração de feldspatos.

Vejamos agora a descrição dos principais tipos de rochas ígneas, cuja distribuição (muito geral) pode ser vista na Fig. 4.34.

#### 4.4.1. GRANITO e RIOLITO



Granito moscovítico



Granito biotítico

Fig. 4.33. Tipos de granito

O **Granito** é uma rocha plutónica, que ocorre geralmente como batólitos e *stocks*, podendo ocorrer em diques. Tem como minerais essenciais o quartzo e o feldspato potássico (normalmente ortoclase), e como acessórios as plagioclases sódicas, as micas (moscovite e/ou biotite), anfíbolos, piroxenas, etc.

Geralmente são de cor clara (leucocratas), podendo ser mesocratas e melanocratas em função dos minerais máficos que contêm. Quando os feldspatos têm cor rosa, o granito chama-se granito róseo (Fig. 4.30)

Quanto à textura, os granitos são geralmente granulares ou aplíticos, podendo ser porfiróides ou pegmatíticos. Assim, em função das texturas, os granitos chamam-se granito (granular), granito porfiróide, granito pegmatítico (Fig. 4.30) ou aplito (Fig. 4.30).

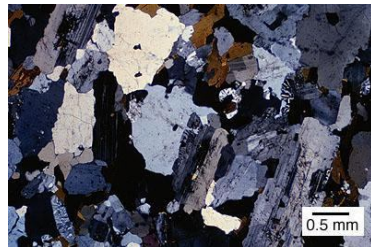


Fig. 4.35. Lâmina delgada de granito biotítico

Em função dos minerais presentes, os granitos podem chamar-se: moscovítico (Fig. 4.33), biotítico (Fig. 4.33), de duas micas, anfibólico, piroxénico, etc. A Fig. 4.35 mostra um granito visto ao microscópio.

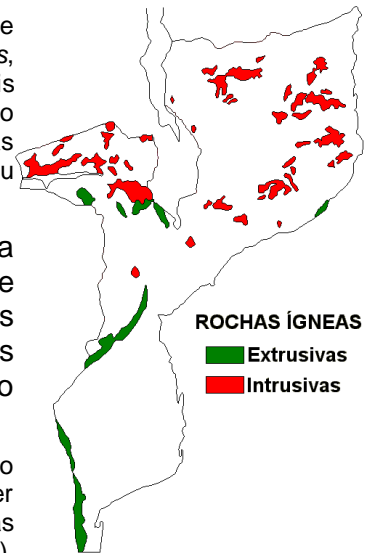


Fig. 4.34. Localização das rochas ígneas em Moçambique

O **Riolito** é o equivalente vulcânico do granito, sendo também, por isso uma rocha ácida. A textura varia de hemicristalina (Fig. 4.36.A) a porfirítica (Fig. 4.36.B) e vítrea. Neste último caso chama-se **obsidiana** (Fig. 4.29.A). Devido à sua textura, é difícil observar a olho nu os seus minerais essenciais constituintes, que são os mesmos do granito. A Fig. 4.36.C mostra um riolito visto ao microscópio.

Geralmente são meso-melanocratas, podendo ser cinzentos, castanhos, ou avermelhados, como os riolitos da Cadeia dos Libombos. Típico destes riolitos dos Libombos são as estruturas de fluxão (Fig. 4.36.D). Além dos Libombos, os riolitos ocorrem na Província de Tete, a SW e a SE da cidade de Tete. A **pedra-pomes** é um vidro vulcânico altamente vesicular e poroso (Fig. 4.31.B).

Os equivalentes hipabissais destas rochas são chamadas de **Microgranitose** geralmente têm textura aplítica.

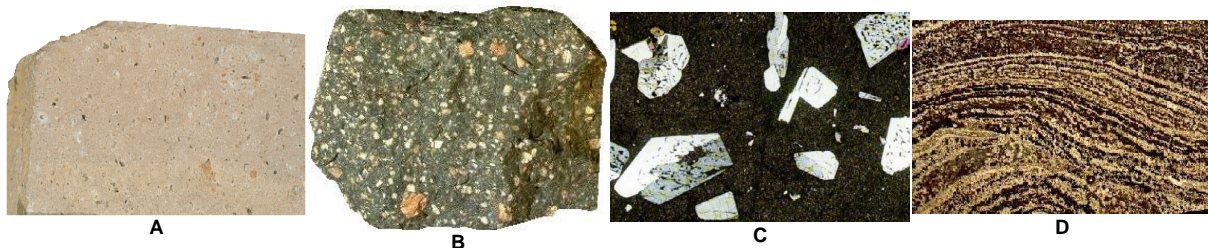


Fig. 4.36. Riolitos. A. Textura hemicristalina; B. Textura porfirítica; C. Visto ao microscópio; D. Estrutura de fluxão.

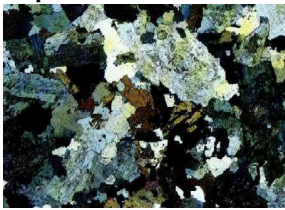
#### 4.4.2. ROCHAS ÍGNEAS NEUTRAS

As rochas ígneas neutras ou intermédias caracterizam-se por terem como minerais essenciais as plagioclases (feldspatos de Na e Ca), podendo ter ou não quartzo.

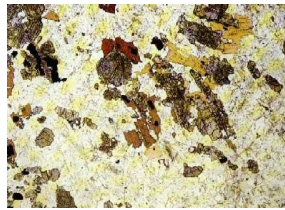
No que toca às rochas intrusivas, consoante o conteúdo decrescente de  $\text{SiO}_2$  e das plagioclases sódicas para as plagioclases cálcicas, os tipos são: granodiorito, diorito e sienito (este sem quartzo). Os

equivalentes vulcânicos destas rochas são, respectivamente: dacito, andesito e traquito. Dado o conteúdo decrescente de  $\text{SiO}_2$  e o conteúdo crescente de plagioclase cálcica, as rochas vão sendo cada vez mais escuras, passando de rochas leuco-mesocratas a rochas meso-melanocratas. A Fig. 4.37 mostra estas rochas vistas ao microscópio.

#### rochas plutónicas



A. Granodiorito



B. Diorito



C. Sienito

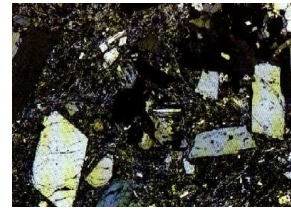
#### Rochas vulcânicas



D. Dacito



E. Andesito



F. Traquito

Fig. 4.37. Rochas intermédias vistas ao microscópio

#### 4.4.3. GABRO, BASALTO e DOLERITO

O **Gabro** é uma rocha plutónica, que ocorre geralmente como *stocks* e diques/soleiras. Por vezes ocorrem em lopólitos de enormes dimensões, como é o caso do Complexo de Tete. Tem como minerais essenciais as plagioclases cálcicas e as piroxenas, e como acessórios as anfíbolas, as micas (biotite), a magnetite, etc.

Geralmente são negros (melanocratas - Fig. 4.38.A), podendo ser cinzentos escuros (mesocratas - Fig. 4.38.B) em função dos minerais acessórios que contêm. São rochas pobres em  $\text{SiO}_2$ , por isso são rochas básicas.

Quanto à textura, os gabros são geralmente granulares, podendo ser pegmatíticos e, raramente, porfiríodes. A Fig. 4.38.C mostra um gabro visto ao microscópio

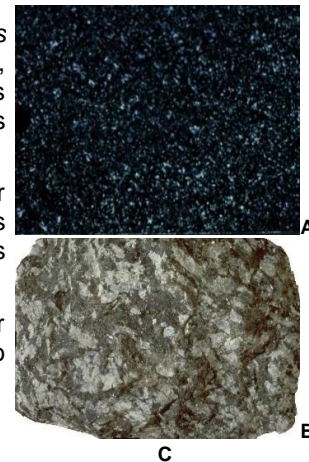


Fig. 4.38. A. Gabro melanocrata de textura granular; B. Gabro mesocrata de textura porfiríode; C. Gabro visto ao microscópio

O **Basalto** é o equivalente vulcânico do gabro, sendo também, por isso uma rocha básica. A textura varia de hemicristalina (Fig. 4.29.B) a porfirítica (Fig. 4.29.C). Devido à sua textura, é difícil observar a olho nu os seus minerais essenciais constituintes, que são os mesmos do gabro. A Fig. 4.29.C mostra um basalto visto ao microscópio.

Geralmente são melanocratas, podendo ser negros e cinzentos, por vezes com tons avermelhados ou esverdeados (Fig. 4.29.B). Típico dos basaltos são as estruturas amigdalóides (Fig. 4.31.D) e vesicular (Fig. 4.31.C). Em Moçambique os basaltos ocorrem nos Libombos, na Faixa do Búzi, na Província de Tete e em Angoche. A **escória** é um vidro vulcânico básico altamente vesicular (Fig. 4.31.B).

Os equivalentes hipabissais destas rochas são chamados de **Doleritose** geralmente têm textura aplítica. A Fig. 4.39 mostra dois diques doleríticos cortando os riolitos dos Libombos, na auto-estrada entre a Moamba e Ressano Garcia.

Fig. 4.39. Dois diques doleríticos a cortar os riolitos dos Libombos, na estrada Moamba-Ressano Garcia.

#### 4.4.4. PERIDOTITO

O Peridotito é uma rocha intrusiva constituída fundamentalmente por olivina, contendo alguma piroxena, como minerais essenciais. A Fig. 4.40 mostra um peridotito ao microscópio.

Fig. 4.40. Peridotito visto ao microscópio

#### 4.4.5. OUTRAS ROCHAS ÍGNEAS

Como se viu atrás, há vários tipos de erupções vulcânicas, umas calmas, outras mais explosivas. Neste caso, a erupção lança para a atmosfera toneladas de partículas de dimensões várias, incandescentes ou não. As mais pesadas caem imediatamente nas imediações do vulcão, mas as mais finas podem ser transportadas pelo vento a distâncias várias, depositando-se em seguida. São as rochas **piroclásticas** (do Grego *pyros* = fogo + *klastos* = fragmento). A Fig. 4.41 mostra uma caixa feita dum tipo destas rochas - tufo vulcânico - podendo notar-se uma estrutura em camadas, típicas das rochas sedimentares. De facto, as rochas piroclásticas estão na transição entre as rochas ígneas e as rochas sedimentares.

Fig. 4.41. Caixa feita de Tufo vulcânico (rocha piroclástica, Mpumalanga, RSA)

## 6.ROCHAS METAMÓRFICAS

### 5.1. INTRODUÇÃO

Já referimos em capítulos anteriores que a Terra é um sistema activo e dinâmico. As rochas, uma vez soterradas a grandes profundidades, podem ser deformadas e as temperaturas podem ser alteradas por esse soterramento ou pela proximidade de corpos magmáticos. Em resposta a estas mudanças das condições ambientais, as características das rochas podem alterar, ou seja, sofrem **metamorfismo** tornando-se **rochas metamórficas**.

As alterações metamórficas podem ser de dois tipos principais:

- as que afectam as espécies minerais (composição mineralógica);
- as que afectam a forma e o arranjo dos grãos minerais (estrutura e textura).

A diferença entre os dois tipos de alterações podem ser observadas em fenómenos e processos actuais (naturais ou industriais):

A neve, formada por cristais soltos como os da Fig. 4.42.a, é transformada em gelo compacto com o soterramento dessa neve por novas camadas de neve. Esta transformação não envolve mudança nos constituintes minerais (gelo) e pode ocorrer sem fusão. Esta modificação de cristais complexos (Fig. 4.42.a) em formas mais simples, granulares (Fig. 4.42.b) torna os contactos entre os grãos muito mais fechados, tornando o gelo mais compacto que a neve.

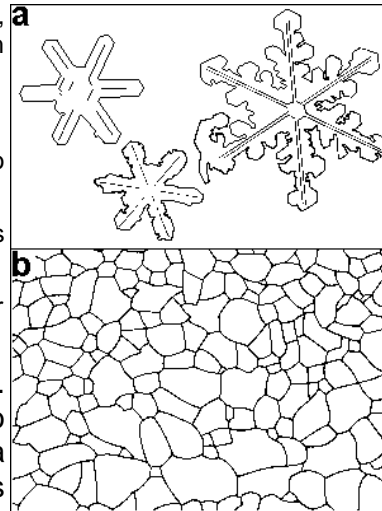


Fig. 4.42. Formas dos grãos de neve e de gelo compacto

As mudanças na composição mineralógica em rochas são artificialmente causadas em fornos. Por exemplo, no fabrico do cimento, o calcário, constituído por calcite ( $\text{CaCO}_3$ ), é transformado pelas altas temperaturas em cal ( $\text{CaO}$ ), com libertação de  $\text{CO}_2$ . Do mesmo modo, rochas contendo minerais de metais (como óxidos e sulfuretos) sofrem alterações para produzir metais nativos.

As variações de **temperatura** e **pressão** são as causas óbvias do metamorfismo das rochas, mas não são os únicos. As alterações podem ser induzidas como resultado de mudanças na **composição química**. Em tais casos, as mudanças estão geralmente associadas com o movimento de fluídos (sejam gases, sejam fusões magmáticas).

A variedade de mudanças que podem afectar as rochas é enorme, e por isso o âmbito do metamorfismo é limitado, por conveniência, aos processos em que a rocha se mantém fundamentalmente sólida durante as alterações. Os processos de meteorização das rochas à superfície da Terra envolvem alterações das rochas como resultado das reacções com o oxigénio do ar e com as águas superficiais e subterrâneas. Estes processos, em conjunto com a erosão e a deposição leva à formação de rochas sedimentares e não são, por isso, considerados como parte do metamorfismo. Considera-se, por isso, que os processos metamórficos envolvem temperaturas e pressões muito maiores do que as que se encontram à superfície da Terra.

A fronteira exacta para distinguir os processos de formação de rochas sedimentares dos processos metamórficos é arbitrária. Com o aumento da profundidade de soterramento, as condições que dão origem à consolidação dos sedimentos em rochas sedimentares não têm fronteira nítida com as condições que transformam estas rochas sedimentares em rochas metamórficas. Falamos aqui na pressão.

No outro lado das condições metamórficas, há a considerar a temperatura. Às mais altas temperaturas, as rochas não sofrem só mudanças mineralógicas, mas podem também sofrer fusão, originando os magmas, e aqui os processos deixam de ser metamórficos para serem magmáticos.

Com estas condições em mente, a definição de metamorfismo não envolve todas as condições de alterações de rochas. Assim, uma definição largamente aceite é:

*"Metamorfismo é o ajustamento mineralógico e estrutural das rochas sólidas às condições físicas e químicas que surgem em profundidade, abaixo da zona de metamorfismo e cimentação, e que diferem das condições em que as rochas se originaram".*

(F.J. Turner & J. Verhoogen, 1960, *Igneous and Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill).

É de referir que, dado que a passagem dos processos sedimentares aos metamórficos e destes aos magmáticos é gradual, desde zonas de temperaturas e pressões baixas a temperaturas e pressões altas, podemos considerar que há vários **graus de metamorfismo**, desde o metamorfismo de baixo grau ao metamorfismo de alto grau. A Fig. 4.43 mostra um diagrama das várias condições de metamorfismo em função da pressão (profundidade) e temperatura.

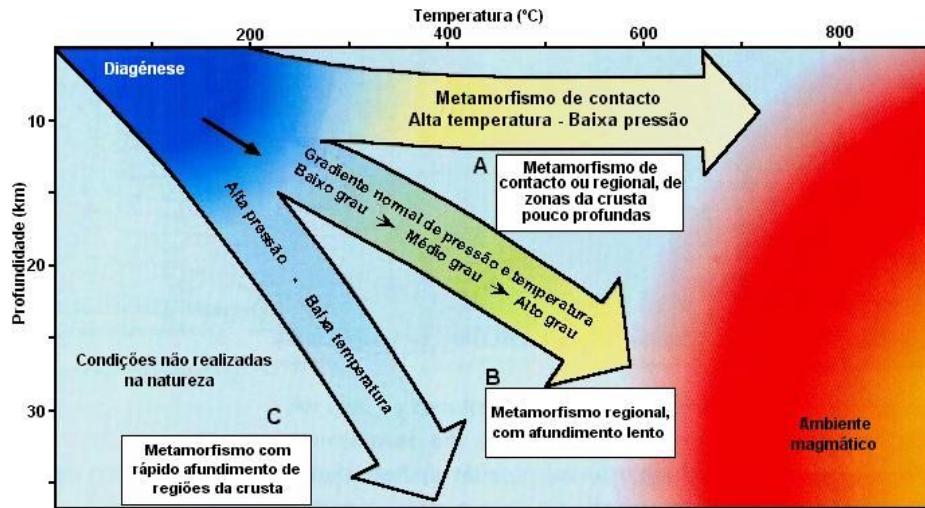


Fig. 4.43. Graus de metamorfismo em função da pressão e da temperatura

## 5.2. TEXTURAS E ESTRUTURAS DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

Vimos anteriormente que a acção dos agentes de metamorfismo provocam alterações nas rochas preexistentes, alterando-lhes a composição mineralógica e química e o seu aspecto macroscópico (estrutura e textura). Isto leva a que as texturas e estruturas que estudámos nas rochas ígneas (e mais à frente nas sedimentares) sejam modificadas, aparecendo novas texturas e estruturas nas rochas metamórficas.

Os novos grãos de minerais que se formam durante os processos de metamorfismo são chamados **cristais deneoformação** ou **neoblastos** (do Grego *Neo* = novo + *Blastein* = germinar), ou seja, durante o metamorfismo há uma recristalização, que pode ser total ou parcial.

A **textura** das rochas metamórficas é sempre cristalina, podendo ser de grão mais ou menos fino ou grosseiro, e sobrepõe-se sempre à textura preexistente na rocha de origem, como consequência dos fenómenos de recristalização. Assim, as texturas mais frequentes nas rochas metamórficas são:

- Granoblástica:** os neoblastos são grãos sensivelmente do mesmo tamanho (Fig. 4.44.A);
- Porfiroblástica:** notam-se **fenoblastos** no seio duma massa granoblástica (Fig. 4.44.B);
- Lepidoblástica:** neoblastos em forma de lamelas ou escamas, como as micas (Fig. 4.44.C);
- Nematoblástica:** os neoblastos são fibrosos ou aciculares, como as anfíbolas (Fig. 4.44.D).

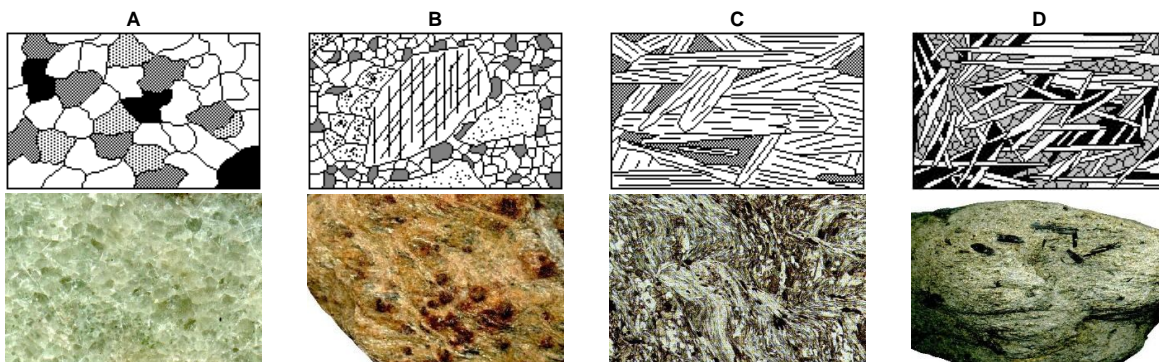


Fig. 4.44. Texturas de rochas metamórficas. A. Granoblástica; B. Porfiroblástica; C. Lepidoblástica; D. Nematoblástica. Em baixo: A. Mármore; B. Micaxisto com granada; C. Micaxisto; D. Anfíbolito

No que toca à **estrutura**, é comum as rochas metamórficas apresentarem orientação dos neoblastos, como resposta às altas pressões exercidas durante a sua formação. As rochas que não apresentam orientação dos neoblastos diz-se que têm estrutura **máçica** (Fig. 4.45.A), como é o caso do mármore. Quando há orientação dos neoblastos, as estruturas são:

- Xistosidade:** quando há orientação dos neoblastos em planos que permitem a partição da rocha em placas; esta estrutura é frequente em rochas com muita mica, caso dos micaxistos (Fig. 4.45.B);
- Foliação:** é um estágio mais avançado da xistosidade e pressupõe a existência de fenómenos de recristalização; ocorre em rochas com bastante mica, mas com maior proporção de minerais equigranulares, como o quartzo e o feldspato, como é o caso dos gneisses (Fig. 4.45.C);
- Lineação:** quando ocorrem fundamentalmente minerais de hábito acicular ou prismático, que dão a ideia de haver "linhas" na rocha, como é o caso dos anfibolitos (Fig. 4.45.D);
- Cataclástica:** ocorre em rochas que sofreram essencialmente efeitos de altas pressões a baixas temperaturas, caso do metamorfismo dinâmico (Fig. 4.45.E).

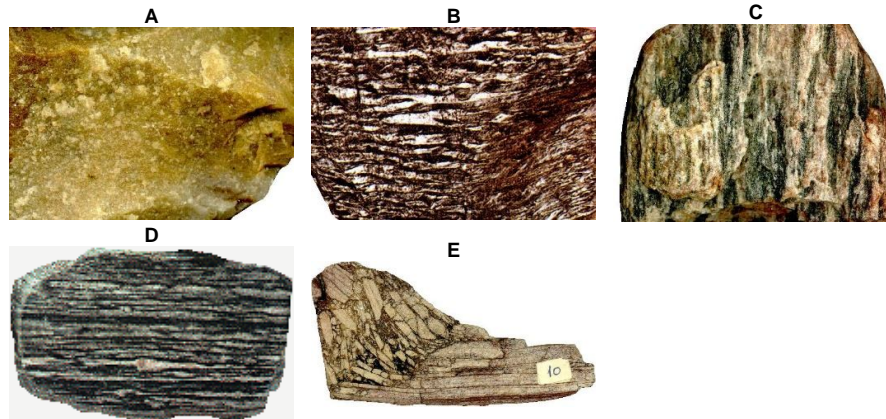


Fig. 4.45. Estruturas das rochas metamórficas. A. Máçica; B. Xistosidade; C. Foliação; D. Lineação; E. Cataclástica

### 5.3. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

A classificação das rochas metamórficas não é tão simples como no caso das rochas ígneas, dadas as variedades de efeitos que os agentes de metamorfismo provocam nas rochas de origem. Contudo, alguma sistematização é possível, no que toca à estrutura e à rocha de origem. Assim:

- Quanto à estrutura: rochas **foliadas** e **não-foliadas**, sendo as últimas as que têm uma estrutura máçica, e as outras uma estrutura não máçica;
- Quanto à rocha de origem: se provêm de rochas ígneas, levam o prefixo **orto-** (ex. ortogneisse); se provêm de rochas sedimentares, levam o prefixo **para-** (ex. paragneisse);

### 5.4. PRINCIPAIS ROCHAS METAMÓRFICAS

#### 5.4.1. Rochas Foliadas

##### 5.4.1.1. Rochas de Baixo Grau de Metamorfismo

###### **ARDÓSIA e FILITO**

A rocha metamórfica foliada de baixo grau de metamorfismo mais conhecida é a **ardósia**, usada há séculos como cobertura de casas e como quadros-negros das escolas. Duas propriedades contribuem para isto:

- é densa, de textura muito fina uniforme; e
- pode ser clivada em placas de superfícies paralelas lisas (Fig. 4.46.A) (esta propriedade chama-se **clivagem de rocha** para a distinguir da clivagem dos minerais).

Esta clivagem da ardósia é devida a uma foliação muito fina desenvolvida durante o metamorfismo e resulta das placas de mica muito finas dispostas paralelamente entre si (Fig. 4.46.B).

A ardósia é geralmente negra, podendo ser azulada, esverdeada ou acinzentada. A sua composição mineral não é possível ser vista a olho nu, mas a maioria dos minerais são filossilicatos do grupo das micas, podendo conter grãos de quartzo, pirite e outros.

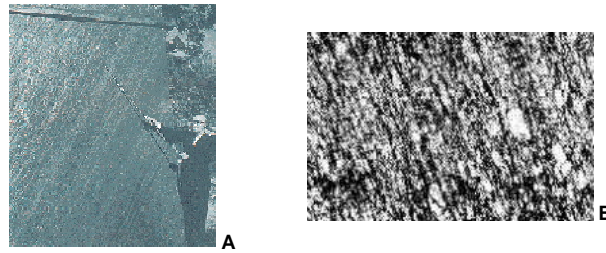


Fig. 4.46. A. Placa de ardósia, vendo-se a superfíce de clivagem lisa; B. Ardósia vista ao microscópio (notar a disposição paralela dos grãos).

A ardósia provém do metamorfismo de rochas sedimentares tipo argilito e siltito (ver Tema V) e de rochas piroclásticas do tipo tufo vulcânico.

Muitas vezes é possível observar na ardósia estruturas das rochas originais.

O **Filito** é uma rocha semelhante à ardósia, mas com uma granulometria mais grosseira, na transição entre a ardósia e o xisto (descrito a seguir). Tem a mesma origem da ardósia, mas representa um grau de metamorfismo um pouco mais elevado.

#### 5.4.1.2. Rochas de Grau de Metamorfismo Intermédio

##### **XISTO**

A rocha mais conhecida deste grupo é o **xisto**. Enquanto que na ardósia (e filito) os minerais não são observáveis a olho nu, no xisto isto já não acontece. Todos os xistos contêm minerais achatados, tabulares (micas) ou fibrosos, e o grau em que estes minerais se desenvolveram em orientações paralelas determina o grau de xistosidade que estas rochas apresentam, o que faz com que os xistos se clivem em blocos tabulares. Geralmente os xistos apresentam zonas alternadas de composição mineralógica diferente: uma banda pode conter principalmente minerais em folha (filossilicatos - moscovite, biotite, etc.), e a banda adjacente pode conter essencialmente quartzo e feldspato.

No caso dos xistos, as estruturas das rochas originais já não são visíveis, tendo sido completamente adulteradas pelo metamorfismo.

A presença de vários minerais origina a que os xistos possam ser adjectivados de várias maneiras: xisto moscovítico (ou micaxisto moscovítico), x. biotítico (ou micaxisto biotítico), micaxisto granatífero (Fig. 4.44.B), etc., etc.

#### 5.4.1.3. Rochas de Alto Grau de Metamorfismo

##### **GNEISSES**

Rocha de alto grau de metamorfismo (metamorfismo regional), de aspecto bandado (Fig. 4.47.A), usualmente com bandas claras alternando com bandas escuras. As bandas claras são constituídas por quartzo e feldspatos, enquanto que as escuras podem ser constituídas de micas, anfíbolos, piroxenas, e outros minerais máficos. Assim, em função dos minerais presentes, os gneisses podem ser moscovíticos, biotíticos, de duas micas, anfíbólicos, etc. Muitas vezes os feldspatos e outros minerais, concentram-se em corpos arredondados ou elípticos, dando origem ao **gneisse olhado** (Fig. 4.47.B).

A textura é geralmente granoblástica, em que o tamanho dos grãos de quartzo e feldspato são mais ou menos do mesmo tamanho que os seus equivalentes graníticos. Contudo, podem aparecer fenoblastos, conferindo-lhe uma textura porfiroblástica.

Durante a recristalização da rocha sob a acção directa de altas pressões e temperaturas, os minerais foram rearranjados de modo a que a maioria dos minerais claros se agruparam em bandas diferentes das dos minerais escuros, dando origem à estrutura de foliação, que se apresenta muitas

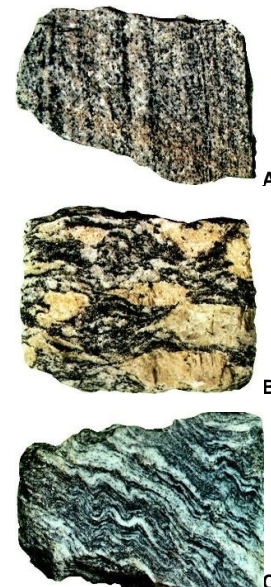


Fig. 4.47. A Gneisse normal; B. Gneisse olhado; C. Gneisse de foliação dobrada

vezes de aspecto dobrado e contorcido (Fig. 4.47.C).

Provavelmente esta deformação deu-se no estado plástico, isto é, se bem que a rocha estivesse ainda no estado sólido, ela foi capaz de fluir, do mesmo modo que a manteiga pode fluir sem derreter. A ocorrência destas deformações plásticas é um argumento a favor de altas temperaturas durante a sua formação, suficientemente altas para amolecê-la e originar fluxão plástica.

No caso de os gneisses não conterem micas mas sim minerais do tipo anfíbola ou piroxena, o gneisse deixa de ter foliação para passar a ter lineação.

As rochas de origem dos gneisses podem ser ígneas (granitos) ou sedimentares (arenitos), dando assim origem a ortogneisses e a paragneisses.

#### **5.4.2. Rochas Não Foliadas**

As rochas não foliadas são originadas pelos mesmos processos que originam as rochas foliadas, mas como consequência da sua composição mineralógica, não apresentam bandamento. Os exemplos mais comuns são o mármore e o quartzito. Ambos os tipos de rochas apresentam textura granoblástica.

##### **MÁRMORE**

O mármore é uma rocha cristalina de grão fino a grosso, e resulta do metamorfismo de rochas sedimentares calcárias. Consistem, por isso, quase só de calcite. Na transformação do calcário em mármore a temperaturas e pressões relativamente altas (metamorfismo regional), as estruturas sedimentares originais bem como os fósseis que os calcários continham, desaparecem e, como resultado, surge uma rocha composta de grãos de calcite equigranulares, pelo que não há possibilidade de haver foliação (Fig. 4.44.A).

Deve referir-se que nem todos os mármore provêm de metamorfismo regional. O metamorfismo de contacto também pode originar mármore.

O mármore puro (isto é, só calcite) é branco de neve, caso do famoso mármore de Carrara (Itália). Moçambique também tem deste tipo de mármore, na zona de Montepuez (Cabo Delgado). Contudo, geralmente o mármore não é de cor branca pura, como já toda a gente tem observado esta rocha em vários edifícios, interiores, etc.

Ele apresenta muitas vezes zonas cinzentas/negras, coloridas pela presença de matéria carbonosa, castanhas ou avermelhadas, devido a óxidos de ferro, e verdes, devido a silicatos de Fe,Mg.

##### **QUARTZITO**

Resulta do metamorfismo de arenitos quartzosos (ver Tema V), em que os espaços entre os grãos de quartzo da rocha original são preenchidos por quartzo de cristalização mais tardia. Acontece normalmente que a sílica cristalizada entre os grãos de quartzo é mais resistente que a sílica dos grãos de quartzo, e o quartzo tende assim a quebrar pelos grãos e não pela sílica intersticial, o que os distingue dos arenitos quartzosos sedimentares. Este tipo de rochas forma-se em graus de metamorfismo de temperaturas intermédias a altas.

São rochas geralmente de cores claras, branco se o quartzo predominar, mas podendo ter várias cores em função das impurezas que contém (Fig. 4.48).



Fig. 4.48. Quartzito de Manica

##### **CORNEANA**

Grandes intrusões (batólitos, p.ex.), que levam muitos milhares a milhões de anos a arrefecer, podem influenciar zonas muito extensas. Nestes casos, as rochas originais convertem-se em rochas maciças, densas e muito duras, chamadas **corneanas**.

#### **5.4.3. Rochas Mistas Metamórficas/Magmáticas**

A grandes profundidades as temperaturas podem ser tão altas (entre 600<sup>o</sup>-800<sup>o</sup>C) que os minerais podem fundir (se nos recordarmos da Série de Bowen (ponto 3.1.3), vimos que os minerais cristalizam do magma a temperaturas diferentes, começando nas olivinas e terminando no quartzo. Do mesmo modo, as temperaturas de fusão são dispostas na ordem inversa das temperaturas de cristalização).

Se um gneisse, consistindo de bandas claras de quartzo e feldspato alcalino alternando com bandas escuras de minerais ferro-magnesianos, for sujeito a essas altas temperaturas, os minerais não ferro-magnesianos, que têm um ponto de fusão menor que os ferro-magnesianos, são os primeiros a fundir.

As bandas de minerais ferro-magnesianos, com temperaturas de fusão mais altas, podem tornar-se algo plásticas, mas mantêm-se sólidas. Se a temperatura estabilizar a esse ponto e depois baixar, a rocha resultante seria constituída de bandas de rocha metamórfica (constituída de minerais ferro-magnesianos) alternando com rocha plutónica granítica de cor clara. A este tipo de rochas mistas plutónicas/metamórficas de alto grau chama-se **migmatitos** (Fig. 4.49)



**Fig. 4.49. Migmatito**

No exemplo acima, se a temperatura não tivesse estabilizado, antes porém continuasse a subir, os minerais ferro-magnesianos acabariam também por fundir, originam-se assim um magma.

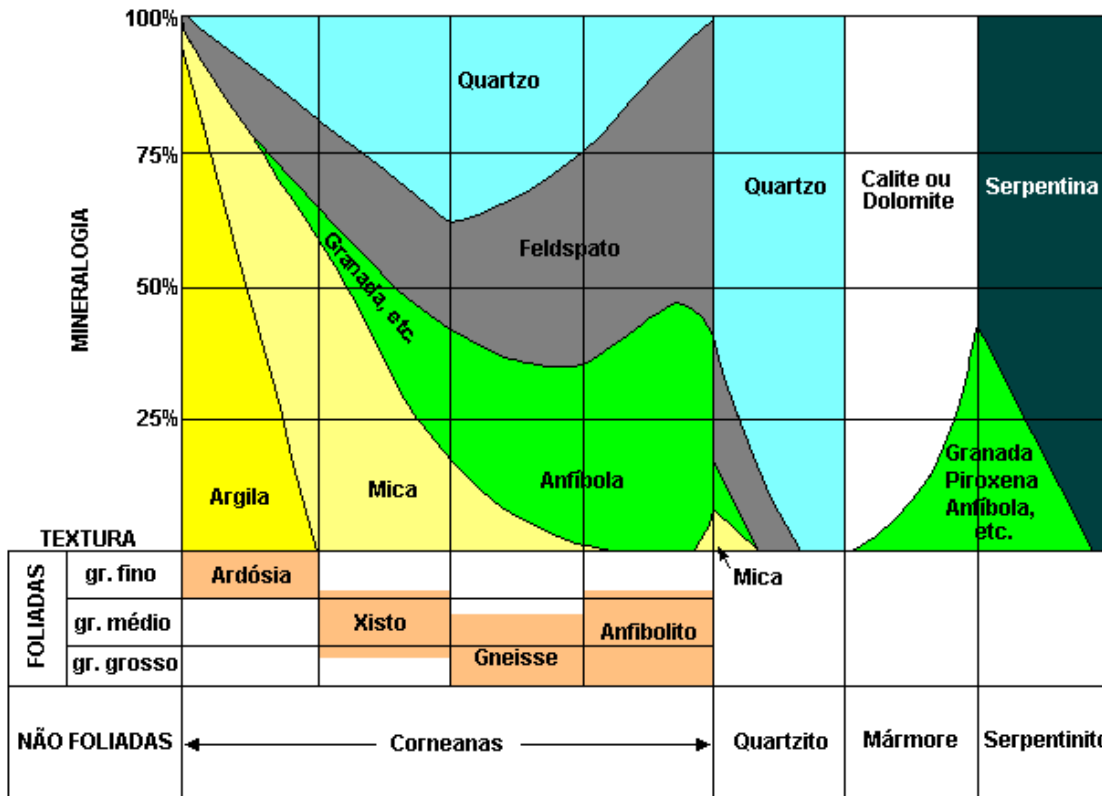
**5.4.4. Rochas Cataclásticas**

Como vimos anteriormente, as rochas cataclásticas formam-se em zonas de baixa temperatura mas de altas pressões (metamorfismo dinâmico) que provocam a fragmentação da rocha original, originando uma rocha com total falta de coesão. Como consequência, estas rochas são quebradiças e facilmente fragmentáveis. O exemplo mais comum é o **milonito** (do Grego *Mylos* = moinho).

**5.4.5. Outras Rochas Metamórficas**

Evidentemente que os tipos de rochas metamórficas descritos anteriormente não são os únicos, mas são os mais frequentes.

A Fig. 4.50 mostra a origem das rochas metamórficas mais comuns e a Fig. 4.51 mostra a composição mineralógica média das mesmas. Nestas figuras podemos ver nomes como anfibolito e xisto verde e serpentinito.



**Fig. 4.50. Estrutura e mineralogia das rochas metamórficas mais comuns.**

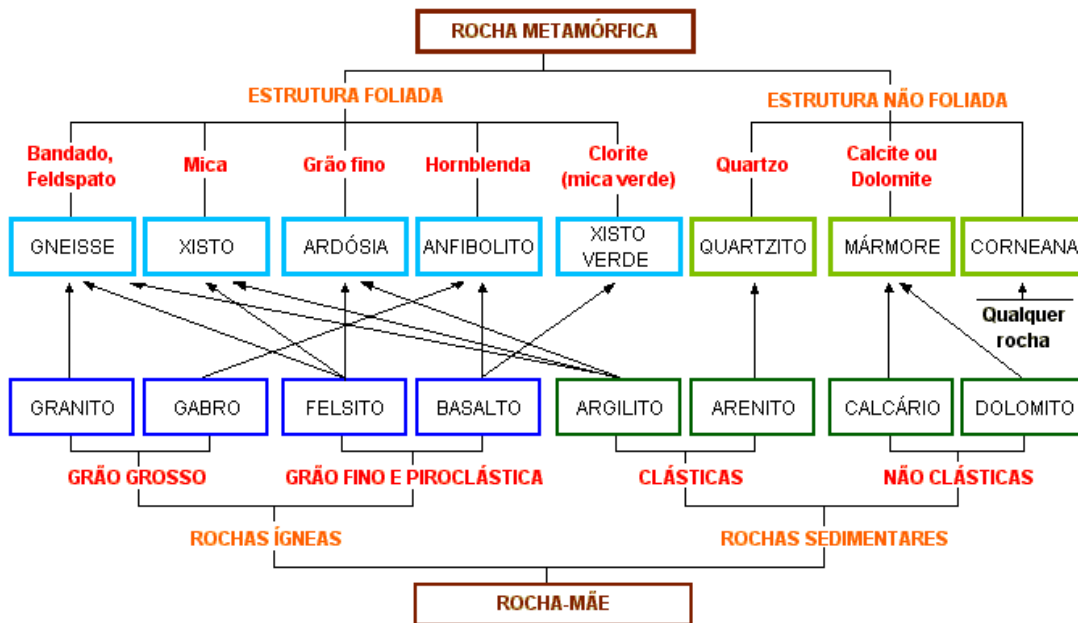


Fig. 4.51. Origem das rochas metamórficas comuns.

**5.5. OCORRÊNCIA DE ROCHAS METAMÓRFICAS EM MOÇAMBIQUE**

Moçambique é rico em rochas metamórficas nas províncias centrais e nortenhas do País. As províncias de Cabo Delgado, Niassa, Nampula, Zambézia, Tete e Manica são constituídas praticamente só por rochas metamórficas (Fig. 4.52).



Fig. 4.52. Ocorrência de rochas metamórficas em Moçambique

**TEMA 5: GEODINÂMICA EXTERNA****7. INTRODUÇÃO**

Entende-se por **Geodinâmica Externa** o conjunto de fenómenos geológicos que ocorrem à superfície da Terra (ou perto dela) e dos agentes que neles tomam parte, e que são responsáveis pelas constantes mudanças que se verificam nessa superfície. Esses agentes são de quatro tipos: **gravidade**, **agentes atmosféricos**, **água** (mares, lagos, rios, etc.) e **seres vivos**

A superfície da Terra (marinha e continental) está coberta por uma camada de sedimentos que, por processos de actuação lenta, acabam por consolidar e dar origem a **rochas sedimentares**.

As rochas sedimentares formam-se tanto em terra como no mar, em ambientes que nos são muito mais familiares do que os ambientes profundos da crosta onde se formam as rochas ígneas e metamórficas. São ambientes que estão ao acesso directo dos nossos olhos. As rochas sedimentares constituem 66% da área dos continentes e, considerando os continentes e oceanos, a sua espessura média é de 2 km.

A história da Terra caracteriza-se por mudanças constantes. Muitas dessas mudanças são muito lentas ou mesmo imperceptíveis, mas ao fim de milhares e milhões de anos, os efeitos são dramáticos.

As rochas da Terra registaram essas mudanças e elas podem contar-nos histórias fascinantes sobre o seu contínuo desenvolvimento.

No capítulo anterior falámos dos processos internos da Terra - magmáticos e metamórficos. As rochas produzidas por estes processos acabam por entrar em contacto com o ar e a água à superfície da Terra. Aqui entra em jogo um conjunto completamente diferente de processos - os processos externos.

Estes processos externos atacam as rochas ígneas e metamórficas, alterando os minerais silicatos (e não só) e libertando os seus constituintes para as águas superficiais. Os processos externos originam os solos de que as plantas dependem como modo de vida.

No capítulo II falámos da composição da Terra. Além da litosfera, há 3 outras "esferas" de enorme importância para o Homem. Uma é a **atmosfera**, ou envelope gasoso do planeta; outra é a **hidrosfera**, constituída pela água líquida dos mares, lagos, rios e oceanos; e finalmente a última é a **biosfera**, constituída pelo conjunto de seres vivos que vivem à superfície da Terra. Todas estas três esferas são importantes para os processos geológicos, incluindo a formação de rochas e minerais.

De referir que as superfícies dos continentes são lugares onde estas três "esferas" interagem entre si e com a litosfera, sendo por isso lugares de intensa actividade química e física. Nos fundos oceânicos a atmosfera não tem acção directa, mas também é intensa a actividade físico-química.

Durante estes processos a energia é gasta e transformada, enquanto que os materiais orgânicos e inorgânicos são constantemente sintetizados e decompostos. A principal fonte de energia vem do Sol.

O objectivo fundamental deste capítulo é entender os processos (físicos, químicos e biológicos) que levam à formação das rochas sedimentares

**8. AGENTES DA GEODINÂMICA EXTERNA**

Como vimos atrás, os agentes da geodinâmica externa são os responsáveis pelas transformações que se verificam à superfície da Terra. Os processos naturais envolvidos estão relacionados com a acção dos rios, vento, ondas, correntes, glaciares, água subterrânea, seres vivos e a atracção da gravidade exercida sobre todos os materiais à superfície. A acção global destes agentes tem como efeito a tendência de alisamento da superfície extremamente irregular da Terra. Poder-se-á então perguntar porque é que a Terra não tem a superfície lisa? Porque precisamente os agentes da geodinâmica interna - tectónica de placas, magmatismo, vulcanismo e metamorfismo - têm tendência a contrariar esta acção, provocando continuamente a formação de cadeias de montanhas e de depressões.

**2.1. GRAVIDADE**

Este é o agente mais espalhado, e que dá origem aos movimentos de terras. É um processo que ocorre em todos os tipos de climas e joga um papel importantíssimo em conjunto com todos os outros agentes.



**Fig. 5.1. Vala aberta no Bairro do Trevo. Março de 2000**

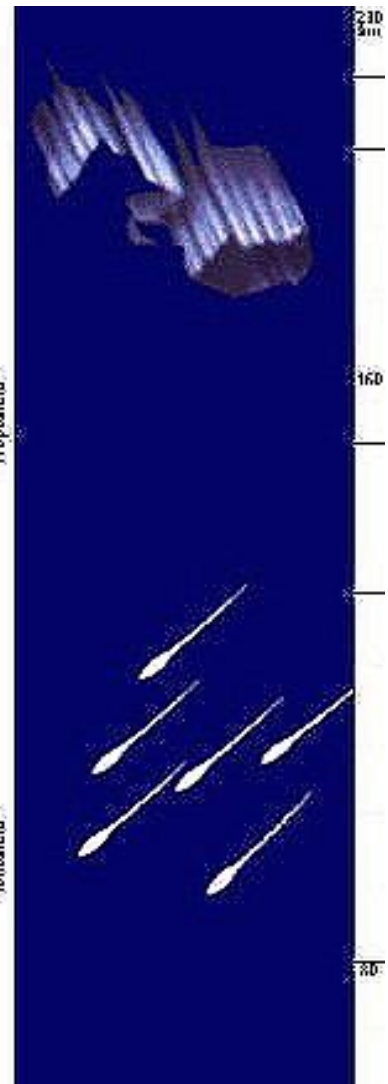


**Fig. 5.2. Deslizamento de terras na ponte da Vulcano sobre a Rua da Vala. Março de 2000**

A gravidade tem um papel importante no movimento dos materiais encostas abaixo até pontos de cotas mais baixas, incluindo os rios, onde as correntes os carregam para longas distâncias; origina colapso de cavernas erodidas pela água subterrânea; actua com o vento para originar as dunas; opera tanto nos oceanos como em terra.

Um exemplo nítido da acção da gravidade é o buraco criado na Av. Julius Nyerere, junto à entrada do Campus Universitário, aquando das chuvas torrenciais de Janeiro de 2000. A Fig. 5.1 mostra um fenómeno idêntico que ocorreu no Bairro do Trevo na mesma altura. Pode-se ver a dimensão enorme do buraco criado pelo deslizamento de terras terreno abaixo. A Fig. 5.2 mostra os deslizamentos que ocorreram na ponte da Vulcano sobre a Rua da Vala na mesma altura.

**2.2. AGENTES ATMOSFÉRICOS**



Os agentes atmosféricos que agem sobre a superfície da Terra são quatro: vento, calor, fenómenos eléctricos e precipitação atmosférica. Mas antes deveremos falar um pouco sobre a atmosfera, que é a camada de gases que envolve o globo terrestre. A Fig. 5.3 mostra em esquema a estrutura da atmosfera em camadas.

A parte inferior da atmosfera, que vai até uma altitude de cerca de 10 km (Troposfera), é constituída essencialmente de oxigénio e azoto, com quantidades menores de vapor de água, anidrido carbónico ( $\text{CO}_2$ ) e outros gases (Tab. 5.1). Apesar das pequenas quantidades, o  $\text{CO}_2$  é a principal causa do chamado **efeito de estufa**, uma vez que este gás age do mesmo modo que o vidro duma estufa que permite a entrada dos raios solares, mas impede que parte da luz reflectida se escape, fazendo com que a energia seja retida e aqueça a estufa. A energia retida na atmosfera é determinada principalmente pela quantidade de  $\text{CO}_2$ . Assim, o gás exerce um controle crítico da temperatura e, conseqüentemente, do clima, do tamanho das calotes polares e do nível do mar.

Entre os 40-80 km acima da superfície, o oxigénio ( $\text{O}_2$ ) é convertido em ozono ( $\text{O}_3$ ), que absorve a luz ultravioleta e serve de escudo protector à vida na Terra. Sabe-se que, no início, a vida desenvolveu-se nos mares onde estava protegida desta radiação mortal. Só quando a camada de ozono se começou a formar na atmosfera é que a vida se aventurou em terra.

O limite inferior da atmosfera é a superfície dos oceanos e continentes, mas não há uma fronteira superior nítida. Perto da superfície da Terra, o ar está comprimido pelo peso do ar que lhe fica por cima e por isso é muito mais denso. Praticamente todo o ar está até aos 96 km acima da superfície. Acima dos 960 km a atmosfera consiste de hélio e hidrogénio e acima dos 2400 km só existem partículas de hidrogénio.

Fig. 5.3. Estrutura da atmosfera

Tab. 5.1. Composição da Troposfera.

		% Vol.
<b>Constituintes praticamente constantes em abundância relativa</b>	Azoto (N <sub>2</sub> )	78.1
	Oxigénio (O <sub>2</sub> )	20.9
	Árgon (Ar)	0.9
	Anidrido Carbónico (CO <sub>2</sub> )	0.03
<b>Constituintes que variam em abundância</b>	Vapor de água (H <sub>2</sub> O)	
	Ozono (O <sub>3</sub> )	
	Dióxido de Enxofre (SO <sub>2</sub> )	
	Dióxido de Azoto (NO <sub>2</sub> )	
	Monóxido de Carbono (CO)	
<b>Constituintes que ocorrem em quantidades vestigiais</b>	Néon (Ne)	
	Hélio (He)	
	Cripton (Kr)	
	Xénon (Xe)	
	Hidrogénio (H <sub>2</sub> )	
	Metano (CH <sub>4</sub> )	
	Óxido Nitroso (NO <sub>3</sub> )	
	Rádón (Rd)	

Se bem que a atmosfera junto à superfície da Terra seja constituída maioritariamente por azoto, é a presença do oxigénio, CO<sub>2</sub> e vapor de água que mais interessa aos geólogos. A grande maioria dos organismos não pode sobreviver sem oxigénio, e o CO<sub>2</sub> é vital para as plantas (fotossíntese). A água, que ocorre como vapor em quantidades relativamente pequenas, desempenha vários papéis vitais: é essencial à grande maioria dos seres vivos, é o principal agente de absorção do calor na atmosfera e é a principal substância envolvida nos processos de erosão e meteorização.

A atmosfera está em constante agitação e movimento, como se pode ver pelos padrões climáticos mundiais, agitação e movimento esses que têm como causa principal a energia solar. As deslocções de ar têm o nome de **ventos**.

Devido à forma esférica da Terra, o calor do sol é mais concentrado nas regiões equatoriais do que nas regiões polares (Fig. 5.4). Assim, por cima do Equador a atmosfera é mais quente do que sobre os pólos. Devido a estas mudanças de temperatura, a atmosfera é palco de correntes de convecção (Fig. 5.5), como acontece no manto (ver Capítulo II). Assim, o ar quente do equador circula para os pólos e o ar frio dos pólos circula para o equador, num processo contínuo. É evidente que o esquema da Fig. 5.5 é extremamente simplificado, pois considera a Terra uma superfície lisa, o que não é verdade. A Terra tem enormes acidentes geográficos que alteram por completo este modelo simplista, dando origem a variações locais a que se dá o nome de **microclimas**. Vejamos então quais são as acções dos agentes atmosféricos.

- a) **Acções Térmicas:** as acções térmicas fazem-se sobretudo sentir nas regiões com diferenças térmicas diárias ou anuais muito grandes. Um caso típico é o dos desertos, onde durante o dia o calor é imenso, e à noite a temperatura baixa, por vezes abaixo de 0°C. Quando a temperatura sobe durante o dia, os corpos dilatam e à noite, contraem por abaixamento de temperatura, por vezes bruscamente. Só o facto de os materiais dilatarem e contraírem alternada e constantemente já é razão suficiente para que os grãos se comecem a separar uns dos outros e a rocha se desagregue, por um lado, e vá criando fracturas (diaclasses) por outro. Ainda, sendo as rochas constituídas por grãos de diversos minerais, cada um com o seu coeficiente de dilatação próprio, a resposta de cada mineral às variações de temperatura vai ser diferente, o que ajuda à desagregação e fracturação. Obviamente que estas variações

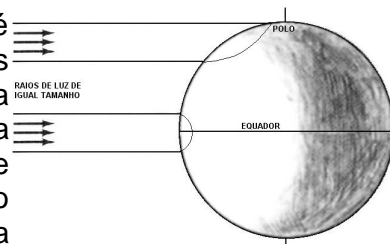


Fig. 5.4. Irradiação diferente no equador e nos pólos por parte da luz solar

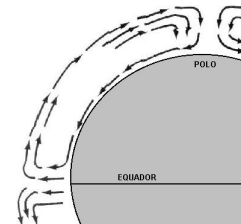


Fig. 5.5. Correntes de convecção atmosférica

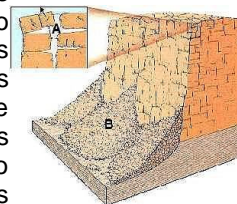


Fig. 5.6. Acção térmica do gelo-degelo da água. A. Água congelada, aumentando os espaços das fracturas; B. Detritos depositados no sopé do declive por acção da gravidade

são mais fortes à superfície do que em profundidade, o que faz com que a desagregação seja mais forte à superfície do que em profundidade. Esta é uma razão para a origem dos solos.

As fracturas e espaços criados pela desagregação das rochas são espaços por onde a água se infiltra. Se as temperaturas forem muito baixas, a ponto de a água congelar, há um aumento de volume da água. Este aumento de volume vai exercer pressões enormes nas rochas, ajudando à fracturação. Por exemplo, a água contida em fracturas congela e o gelo funciona como uma espécie de cunha que vai alargando as fracturas (Fig. 5.6).

- b) **Acções eléctricas:** são exercidas pelos raios e faíscas que podem fragmentar ou fundir as rochas onde caem. Quando um raio cai num terreno, ele descarrega milhões de *volts* em frações de segundo. Este enorme fluxo de energia pode fundir o material que encontra, em especial se for solto como a areia, devido às enormes temperaturas criadas. O arrefecimento seguinte é muito rápido, deixando no terreno a verdadeira e a própria forma do raio como uma marca deixada em barro (Fig. 5.7). A estes corpos de aspecto vítreo provocados por descargas eléctricas dá-se o nome de **fulgoritos**.



Fig. 5.7. Exemplo dum fulgorito

- c) **Acções mecânicas:** são produzidas pela precipitação atmosférica (chuva) e pelos ventos. Se observarmos uma imagem do impacto dum gota de água sobre a areia, pode ver-se que esta é deslocada por acção do impacto (Fig. 5.8). Se agora milhões destas gotas embaterem em simultâneo sobre uma superfície, podemos imaginar o efeito global durante uma chuvada. A acção também é efectiva sobre rochas duras, mas o seu efeito é imperceptível, e só ao fim de muitos anos é que o efeito é visível. Daí o ditado: *água mole em pedra dura tanto bate até que fura!*



Fig. 5.8. Impacto dum gota de chuva

Quando a chuva cai, o impacto de cada gota de chuva tem um efeito profundo na taxa de erosão dum determinado sítio. O impacto pode separar agregados de solo e levantar as partículas até cerca de 1/2 metro de altura e afastá-las a cerca de 1.5 metros de distância. Estes valores variam com o tamanho e velocidade de queda da gota, e das características do solo e da vegetação.

O vento resulta de deslocamentos de ar provocados por variações de pressão atmosférica e de temperatura. Tem efeitos vários, desde a destruição ao transporte.

As acções mecânicas são de vários tipos: destruição, transporte e sedimentação.

- **Acções de destruição e transporte:** o vento desnuda as rochas, arrancando-lhes todas as partículas soltas que se encontram à superfície - **deflação**. A deflação é tanto mais facilitada quanto menos vegetada for a área. São exemplos destes locais as zonas desérticas e semi-desérticas, as zonas de leitos secos de rios e lagos, etc. As partículas arrancadas são depois transportadas para outros locais, mais ou menos longe do local de origem, em função da força e da duração do vento. As partículas, ao serem transportadas pelo vento, batem umas nas outras e nas rochas, desgastando-se mais ainda, através do processo de **abrasão** (Fig. 5.9) Todos temos a ideia deste fenómeno quando estamos na praia em dias ventosos e sentimos as picadelas da areia na pele.



Fig. 5.9. Grãos polidos e facetados por acção do vento

Nas regiões desérticas são frequentes as tempestades de areia (Fig. 5.10), provocadas por fortes ventos soprando sobre as dunas. Nestes casos o desgaste é particularmente intenso, e as partículas tornam-se polidas e facetadas.



Fig. 5.10. Tempestade de areia em Porto Sudão, junto ao Mar Vermelho

Não só o vento é responsável pela destruição e pelo transporte. A água e o gelo também. Na Fig. 5.1 pode ver-se a acção de desgaste das águas da chuva sobre o solo. O mesmo se passa com os glaciares ao se moverem sobre as rochas: desgastam e transportam. A Fig. 5.11 mostra um bloco balançante produzido pelo desgaste das rochas pelas partículas transportadas pelo vento. As acções mecânicas da água como agente atmosférico



Fig. 5.11. Rocha balançante como

resume-se à destruição pelo impacto da queda das gotas de chuva no solo. resultado da acção do vento. Jardim dos Deuses, Colorado, EUA

- **Acções de sedimentação:** a sedimentação dá-se quando a velocidade e a força dos agentes transportadores diminui a ponto de ser inferior à atracção da força da gravidade, ou quando estes agentes encontram no seu caminho obstáculos que impeçam o transporte (Fig. 5.12).



Fig. 5.12. Acumulação de areia atrás dum obstáculo

- d) **Acções químicas:** são variadas as acções químicas provocadas pelos agentes atmosféricos principalmente a água (H<sub>2</sub>O) e gases atmosféricos (O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O). As rochas mais facilmente atacáveis são os calcários, através das águas gaso-carbónicas, isto é, com CO<sub>2</sub> dissolvido, em que estas atacam o carbonato de cálcio (insolúvel) em bicarbonato de cálcio (solúvel), segundo a reacção:



carbonato

bicarbonato

O bicarbonato de cálcio é depois levado em solução pela água. As rochas calcárias são assim corroídas, abrindo-se buracos e cavidades que, com o tempo, se vão alargando, chegando a tornar-se verdadeiras grutas, como as da Fig. 5.13.

Sabe-se também que o CO<sub>2</sub> na presença da água ataca os silicatos aluminosos (feldspatos, micas, etc.), transformando-os em minerais de argila, em sílica e carbonatos solúveis.

Nas rochas com ferro, este é oxidado pelo oxigénio do ar, formando-se óxidos de ferro de aspecto terroso, sendo as rochas como que pulverizadas à superfície, com um aspecto avermelhado-acastanhado.



Fig. 5.13. Grutas calcárias de Mira D'Aire, Portugal

## 2.3. ÁGUA

A água, como agente da geodinâmica externa já foi referida anteriormente, ao se falar da sua acção como agente atmosférico: água e vapor de água, participante em acções de desgaste e química. Veremos agora a acção da água no seu sentido mais completo, isto é, como água continental, oceanos e água na forma sólida (gelo).

### 2.3.1. Águas Continentais

Engloba-se neste grupo as águas dos cursos de água (rios, riachos, ribeiros), das bacias interiores (lagos, lagoas, mares) e subterrâneas. Todos estes tipos de água têm efeitos mais ou menos profundos na alteração da crosta, quer através de acções construtivas quer destrutivas.

#### 2.3.1.1. Rios, Riachos, Ribeiros

Os rios são agentes de erosão, transporte e sedimentação. Quer dizer, arrancam os materiais sobre os quais correm (erosão), transportam esse material a distâncias mais ou menos longas corrente abaixo (transporte), depositando mais tarde esse material (sedimentação), ou no fundo do seu leito, ou nas suas margens, ou descarregando-o ainda em lagos, mares e oceanos.

A Fig. 5.1 mostra uma vala cavada pelas águas das chuvas que, devido à sua força e quantidade, se transformaram provisoriamente num rio caudaloso que erodiu todo aquele material, transportou-o encosta abaixo e descarregou-o nas águas da baía de Maputo. Se hoje formos à praia junto ao Miramar, vemos que a areia da praia tem uma cor avermelhada e não branca, como era antes, resultado de fenómenos idênticos que se verificaram nas barreiras ao longo da Av. Julius Nyerere, em frente ao Campus Universitário da UEM. A Fig. 5.14 mostra uma fotografia aérea da Baía de Maputo, onde estão assinalados os rios Umbelúzi, Maputo e Incomáti, podendo ver-se nas zonas marcadas por A, B e C, as manchas de material trazidos para as águas da Baía por estes rios.

Os rios transportam não só os materiais que eles próprios arrancam dos locais por onde passam, mas também aqueles materiais que lhes são fornecidos pelas águas das chuvas e pelos deslizamentos de terras ao longo dos seus cursos.

A principal origem das águas fluviais é a água das chuvas e outros tipos de precipitação, como a neve. Contudo, só uma pequena parte destas precipitações vai para os rios, sendo, apesar de tudo, uma grande quantidade de água.

A energia dos rios provém da atracção que a força da gravidade exerce sobre as suas águas. Essa energia, chamada de **energia potencial**, é calculada pela fórmula:

$$E_p = m \times g \times h$$

em que:

**m** = massa,

**g** = aceleração da gravidade, e

**h** = altitude a que está a água.

Assim, quanto mais alto estiver um leito dum rio, maior será a sua energia potencial. Esta energia é que é responsável pela capacidade destrutiva dum rio e da sua capacidade de transporte de sedimentos.



Fig. 5.14. Imagem satélite da Baía de Maputo, podendo ver-se am A, B e C os sedimentos trazidos pelos rios Incomati, Umbelúzi e Maputo.

Entende-se por **Caudal** dum rio a quantidade de água que passa numa secção desse rio na unidade de tempo ( $m^3/s$ ). Quanto maior o caudal, maior a velocidade das águas do rio, e maior a sua força destrutiva.

A velocidade é determinada por vários factores:

- Rugosidade de fundo (do leito);
- Forma do canal;
- Curvatura do leito;
- Inclinação do rio;
- Quantidade de água disponível.

A quantidade de água é função de factores climáticos (precipitação, evaporação), vegetação e permeabilidade dos solos. Quanto maior a inclinação dum leito do rio, maior a velocidade de escoamento da água. A curvatura dum rio tem tendência a abrandar a velocidade da água, bem como os fundos rugosos (estes têm tendência a tornar o fluxo da água turbulento). Assim, dentro dum mesmo rio, a velocidade varia de local para local.

Vejamos a Fig. 5.15 que mostra o leito dum rio com curvaturas e três secções desse mesmo leito em sítios diferentes (A, B e C). Se compararmos as secções A e C, vemos que elas são idênticas na forma, mas inversas no espaço. Há uma zona mais profunda e inclinada numa das partes laterais, sendo a outra mais suave. Acontece que, nestes dois casos, a velocidade é máxima na zona mais profunda e menor na zona menos profunda. O que acontece então é que na zona mais profunda, por a velocidade ser máxima, a força erosiva é maior, ao passo que na zona menos profunda, a força é menor, havendo então deposição de sedimentos (sedimentação). Na zona B, a velocidade é máxima na zona central do leito, não havendo erosão/sedimentação apreciáveis.

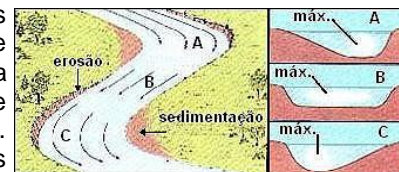


Fig. 5.15. Esquema do leito dum rio e de três secções em sítios diferentes

Em períodos de cheia, a altura da água é maior do que a do canal, e a água transborda, fazendo aumentar a zona "molhada" (zona alagada). Assim, as águas espriam-se pelas margens dos rios, fazendo com que a velocidade diminua. Esta diminuição de velocidade faz com que os sedimentos transportados pelas águas se depositem e esta a razão porque os terrenos que sofreram cheias são normalmente extremamente ricos para a agricultura.

### 2.3.1.2. Águas Subterrâneas

Como o próprio nome indica, água subterrânea é água que se encontra no subsolo, preenchendo aberturas, cavidades, fracturas e outros espaços, esteja parada ou em movimento.

As águas subterrâneas têm duas origens:

- a) Águas provenientes duma fonte magmática profunda - **águas juvenis**;
- b) Águas provenientes das chuvas e águas superficiais que se infiltram no solo - **águas meteóricas**.

A importância geológica das águas subterrâneas pode ser vista pelos seguintes aspectos:

- i) é uma parte importante do ciclo hidrológico (ver adiante ponto 2.3.4);
- ii) provoca trabalho geológico dissolvendo e depositando substâncias no subsolo;
- iii) fornece aos seres vivos (incluindo o Homem) parte importante das suas necessidades em água;
- iv) é um factor importante no controlo da distribuição da vegetação.

O papel geológico da água subterrânea é enorme. Todos já ouvimos falar em grutas e cavernas subterrâneas, que ocorrem normalmente em formações calcárias. Em Moçambique, na Província de Inhambane, região de Jofene, há inúmeras cavernas calcárias. Na África do Sul, as famosas grutas de Sudwala (Nelspruit-Mpumalanga) e de Kango (Outdshorn - Cape Province) são exemplos majestosos de cavernas calcárias, que atraem milhares de turistas anualmente. A Fig. 5.13 mostra as Grutas de Mira d'Aire, em Portugal.

Como se pode bem entender, o trabalho principal das águas subterrâneas na formação das grutas é um trabalho de **dissolução/corrosão**, ou seja, de remoção de material e transporte do mesmo em solução para outros locais, onde se deposita por **precipitação**. Este material precipitado pode dar origem às famosas estalactites e estalagmites, bem como pode ser depositado entre grãos soltos de sedimentos, servindo assim de cimento para os consolidar, transformando-os em rochas sedimentares consolidadas.

As águas subterrâneas também originam fenómenos de **substituição química/mineral**, dando origem às pseudomorfose de que falámos no Capítulo III. As famosas madeiras petrificadas resultam dum processo destes, em que a matéria lenhosa é progressivamente substituída por sílica. Um exemplo é o tronco fossilizado à entrada do Departamento de Geologia da UEM proveniente duma floresta petrificada do Mágoè (Província de Tete), hoje em grande parte submersa pelas águas de Cahora Bassa.

### 2.3.1.3. Águas de Lagos e Lagoas

Vejamos a Fig. 5.15 que mostra o leito dum rio com curvaturas e três secções desse mesmo leito em sítios diferentes (A, B e C). Se compararmos as secções A e C, vemos que elas são idênticas na forma, mas inversas no espaço. Há uma zona mais profunda e inclinada numa das partes laterais, sendo a outra mais suave. Acontece que, nestes dois casos, a velocidade é máxima na zona mais profunda e menor na zona menos profunda. O que acontece então é que na zona mais profunda, por a velocidade ser máxima, a força

Lagos, lagoas e outras águas interiores são massas de águas continentais resultantes da acumulação de água em depressões topográficas, por existência de obstáculos à sua fluxão.

A água dos lagos provém essencialmente dos rios que neles desaguam e, em parte, das águas das chuvas e neve (quando derrete).

Sendo regiões de topografia baixa onde desaguam os rios, são também locais onde os sedimentos se vão depositando, chegando mesmo a encher completamente o lago, a ponto de a água ser expulsa (Fig. 5.16).

Os lagos podem ter várias origens, e assim serem classificados de:

- a) **Lagos tectónicos**: ocupam depressões produzidas por movimentos crustais (dobramentos, falhamentos). É o caso do Lago Niassa (Fig. 5.17);
- b) **Lagos de erosão**: quando preenchem depressões resultantes da erosão;
- c) **Lagos costeiros**: resultam dum recuo do nível do mar ou por deposição de bancos de areia ao longo da costa. É o caso das lagoas do Bilene, Quissico, Nhamavale (Chidenguele), Poolela (Inharrime), etc. (Fig. 5.18);

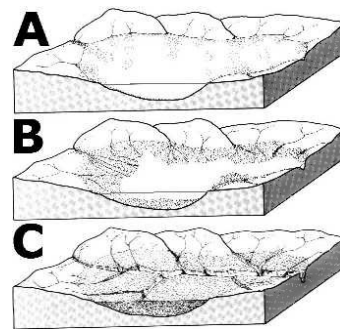


Fig. 5.16. Evolução dum lago. A. Lago inicial; B. Lago parcialmente coberto por sedimentos; C. Lago completamente preenchido por sedimentos onde um rio cavou o seu vale.

- d) **Lagos de barragem:** formam-se por acção de um acidente natural - intersecção dum vale de rio por uma torrente de lava ou por materiais resultantes dum deslizamento de terras;
- e) **Lagos vulcânicos:** quando ocupam crateras de vulcões ou caldeiras. É o caso da Lagoa das Sete Cidades, nos Açores ou a Crater Lake, no Oregon-EUA (Fig. 5.19);
- f) **Lagos artificiais:** resultantes da construção de diques e barragens. Como exemplos de Moçambique, citemos os Lagos de Cahora Bassa (Fig. 5.20), de Massingir, dos Pequenos Libombos, da Chicamba Real. No Rio Zambeze há ainda a referir o Lago Karibe.

As águas dos lagos podem alimentar rios (Lago Niassa que alimenta o Rio Chire, que desagua no Rio Zambeze), estar no percurso dum rio (Lago Malombe no Rio Chire) ou ser receptores de águas de rios (quase todos; Lago Chilua, Malawi).

A principal acção geológica dos lagos é de **deposição** (Fig. 5.16). As acções de erosão e transporte, especialmente nos pequenos lagos, são insignificantes.

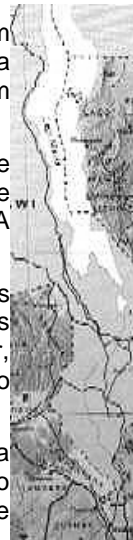


Fig. 5.17. À esquerda, mapa com a localização do lago Niassa e do Rio Chire, ligando o Lago ao Rio Zambeze. Em baixo, imagem do Lago Niassa entre Metangula e Cóbue.



Fig. 5.18. Lagoas costeiras do sul de Moçambique



Fig. 5.19. Crater Lake (Oregon, EUA), lago formado no interior duma caldeira. No centro pode ver-se novo cone vulcânico



A



B

Fig. 5.20. A. Mapa com a localização do Lago de Cahora Bassa; B. Foto do lago junto à barragem

### 2.3.2. Água dos Oceanos

O mar é o local onde se depositam os sedimentos gerados nos continentes e terras firmes, constantemente drenados pelos rios para as bacias oceânicas. Só cerca de 10% dos sedimentos depositados no mar são originados pelo próprio mar.

As linhas de costa são zonas onde existe sempre uma interacção entre forças **destrutivas**, resultando na erosão, e **construtivas**, por acumulação de detritos, estabelecendo-se a transição entre os ambientes continentais e os ambientes marinhos.

A acção do mar sobre as costas é essencialmente **mecânica** e chama-se **abrasão**. Esta acção mecânica é devida fundamentalmente às marés, correntes e ondas.

**Maré** é a subida e descida rítmica do nível do mar, que são devidas às forças de atracção que existem entre a Terra e a Lua e, em menor escala, o Sol (Lei de Newton). As marés vivas ocorrem quando o Sol e a Lua se encontram do mesmo lado, isto é, em fase de Lua Nova. Em fases de Quarto Crescente e Decrescente, ocorrem as marés mortas.

O principal interesse geológico das marés é o seu poder erosivo. A diferença de nível entre marés pode atingir 20 metros (Baía de Fundy, Canadá, entre a Nova Escócia e a Nova Inglaterra), 12 metros (Baía de Malo, na Bretanha em França), ou, como é habitual, entre 2 e 3 metros. A velocidade das águas durante as marés podem atingir os 28 km/h.

Em locais planos junto ao mar, onde há grandes diferenças de nível entre marés, pode acontecer que o fluxo dos rios inverta e a água dos rios comece a subir para montante em vez de descer a jusante.

A acção transportadora dos rios é grande. Algumas experiências mostram que água a uma velocidade de 1 km/h pode transportar areia de grão médio, enquanto que a 5 km/h, já transporta cascalho com 2 cm de diâmetro.

As **ondas** são movimentos da água provocados pela acção dos ventos. Ao se aproximarem das costas, as ondas quebram e batem com toda a força. A Fig. 5.21 mostra como a forma das ondas evolui desde o mar aberto até à costa.

As ondas geram uma acção de *limpeza* em todas as costas onde batem. Todos nós percebemos a capacidade que o mar tem de modificar permanentemente as costas. Vejamos a erosão que o mar estava a fazer junto ao Clube Naval em Maputo, em que foi necessária a intervenção humana para conter o avanço do mar (Fig. 5.22). O mesmo aconteceu na Costa do Sol em frente ao restaurante.

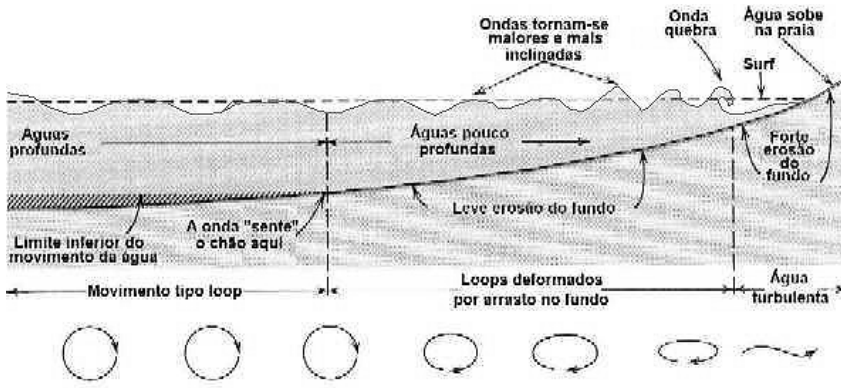


Fig. 5.21. Esquema elucidativo da formação de ondas



Fig. 5.22. Obras de protecção da costa junto ao Clube Naval, Maputo

As ondas carregam consigo calhaus, seixos e areia, e ao embaterem na costa, desgastam-na, erodem falésias na base e talham qualquer rocha exposta ao seu nível (Fig. 5.23). Em zonas onde as costas são constituídas por materiais brandos ou pouco consolidados, essa acção de desgaste é maior e mais rápida.



Sob a acção de ventos permanentes, as ondas crescem em tamanho e velocidade, até um valor máximo imposto pela fricção. O valor máximo que se mediu até hoje é de 35 metros, mas raramente excedem os 15 metros (Fig. 5.24).

Fig. 5.23. Erosão costeira no Mar do Norte, Reino Unido, mostrando os efeitos desastrosos do rápido recuo das falésias devido à erosão de fortes ondas



Fig. 5.24. Onda assimétrica provocada por ventos fortes

### 2.3.3. Glaciares e Neve

Entende-se por **Glaciar** enormes massas de gelo em movimento (Fig. 5.25) e **Neve** é precipitação de água no estado sólido.

A neve e o gelo cobre cerca de 10% das terras emersas e 15.6% da superfície terrestre, em zonas onde predominam temperaturas inferiores a 10°C, ou seja, regiões polares e zonas de grande altitude –

**Zona da neve eterna.** O limite inferior da zona da neve eterna é variável, em função da latitude. Assim, nos polos, o limite inferior coincide com o nível do mar (0 metros), enquanto que nas zonas tropicais/equatorial, esse limite encontra-se aos 5000 metros (por exemplo, Monte Kilimanjaro, no Quênia). Já nos Alpes (zona temperada) esse limite está aos 2600-3100 metros. Esses limites, além de variarem com a latitude, variam com as estações do ano. Assim, no verão esse limite sobe, enquanto que no inverno desce.

Para a formação dos glaciares, há dois requisitos fundamentais, que existem, como se viu, nas regiões polares e em grandes altitudes:

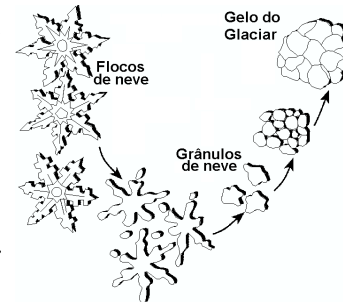
- a) precipitação atmosférica (em forma de neve);
- b) temperaturas suficientemente baixas para permitir a acumulação de neve.

Quando a temperatura desce abaixo de 0°C, algum vapor atmosférico solidifica, originando cristais de neve (sistema hexagonal, Fig. 3.26). A acumulação destes cristais origina os campos de neve, de textura porosa e fofo, de densidade igual a 0.05, estando os poros cheios de ar.

À medida que o tempo passa, a neve vai-se acumulando, e nas zonas mais profundas a neve começa a adiminuir a sua porosidade e a compactar, originando gelo granular (Fig. 5.26). Ou seja, passamos duma situação em que um sedimento solto (neve) passa a uma rocha sedimentar consolidada (gelo). O ar vai sendo expulso dos poros, e a densidade vai aumentando. Quando esta densidade atinge 0.8, passamos a ter uma rocha metamórfica.



**Fig. 5.25.** Imagem dum glaciar, na Ilha Ellesmer, Canadá



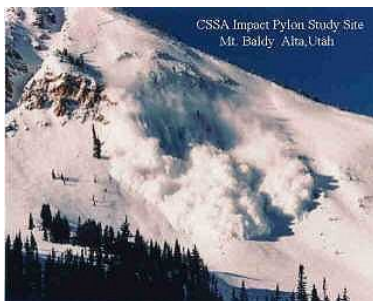
**Fig. 5.26.** Transformação da neve em gelo

É interessante notar que a dureza do gelo é muito variável, consoante a temperatura a que se encontra. Assim, a 0°C, a dureza é de 1-2 (talco-gesso), mas a -50°C a dureza é 6 (ortoclase).

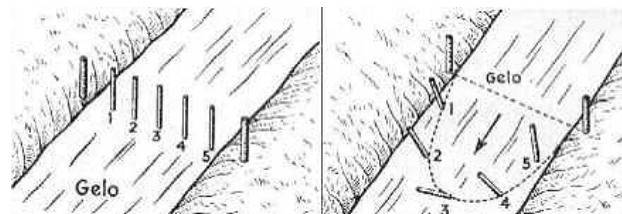
O gelo é muito pouco resistente às tensões e por isso move-se e deforma-se facilmente. O movimento dá-se por acção da gravidade e acontece quando as camadas mais inferiores do gelo sobre o substrato rochoso fundem. Neste caso, os movimentos são lentos. Há, contudo, movimentos rápidos, a que se dá o nome de **avalanches** (Fig. 5.27).

Como resultado do seu movimento, os glaciares apresentam à sua superfície inúmeras **fendas**, algumas das quais chegam a atingir 100 metros de profundidades. O movimento dos glaciares pode ser posto em evidência através dum método simples, como ilustra a Fig. 5.28. Também a mesma figura mostra que a velocidade do movimento do glaciar varia:

- a) é maior na parte média ( $\pm 100$  m/ano) do que nos flancos;
- b) é maior à superfície que no fundo;
- c) aumenta com o declive.



**Fig. 5.27.** Imagem duma avalanche



**Fig. 5.28.** Movimento de glaciar

Apesar de serem enormes massas de gelo, os glaciares podem apresentar fenómenos de fusão, quer à superfície, quer nos flancos, quer ainda no seu fundo. A fusão superficial é geralmente causada por variações sazonais do clima, ao passo que a fusão nos flancos é causada por contacto com rochas mais quentes. Por seu lado, a fusão de fundo é causada pela pressão das camadas superiores de gelo sobre as inferiores.

Todos estes fenómenos de fusão levam a que as águas resultantes desçam até ao fundo, constituindo a **torrente subglaciar**.

Os glaciares e acumulações de gelo atingem o seu máximo sobre a Antártida e sobre a Gronelândia. Assim, no continente austral a espessura ultrapassa os 4000 metros e na Gronelândia ultrapassa os 3000 metros.

A acção geológica dos glaciares é imensa, desde a erosão, ao transporte e à sedimentação. Como se pode bem imaginar, o deslocamento de milhões de toneladas de gelo sobre um substrato rochoso provoca um desgaste imenso (**erosão**), levando ao arranque de enormes quantidades de rochas e polindo o substrato onde o gelo se desloca. Também o substrato fica *riscado* pelo arrasto dos blocos de rocha. Assim, o aparecimento de superfícies rochosas polidas e estriadas são indicativas de antigos leitos de glaciares. Por outro lado, os vales onde em tempos fluíram glaciares têm a forma de um U (Fig. 5.29), em contrapartida aos vales dos rios, que têm a forma de um V.



O **transporte** de sedimentos pelos glaciares dá-se tando à superfície, nos bordos e no fundo, sendo nestes últimos dois locais onde o transporte é maior, por ser aí que se dá o contacto gelo/rocha. A carga aqui transportada é geralmente da dimensão de areia e de silt. Por seu lado, a carga de superfície tem origem na queda

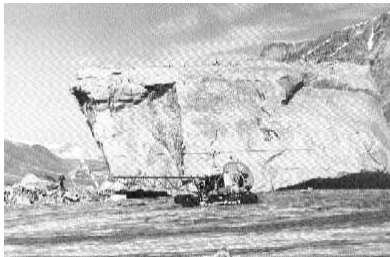


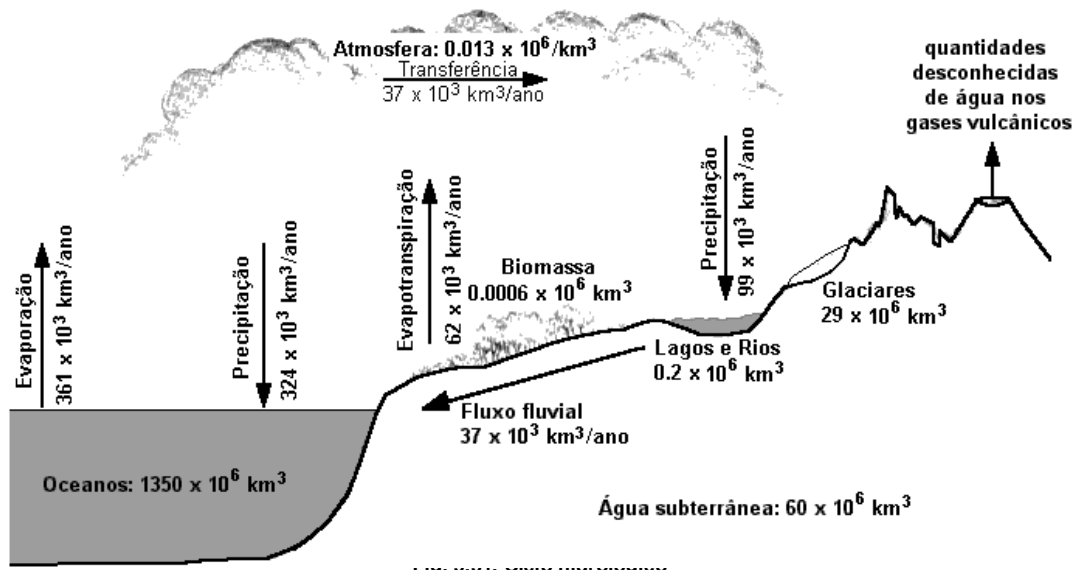
Fig. 5.30. Enorme bloco assente sobre gelo glaciar. Comparar com o tamanho do helicóptero. Ilha de Baffin, Canadá.

de material das entantas dos pontos mais altos do vale, e aí as dimensões dos sedimentos podem ser enormes (algumas toneladas), chamando-se **blocos erráticos** (Fig. 5.30).

A **deposição** dá-se quando o gelo derrete. Assim, a maior parte dos depósitos glaciares concentra-se na *foz* dos glaciares, isto é, na sua parte terminal. A acumulação de depósitos glaciares tem o nome de **moreias**, e podem ser moreias terminais ou moreias laterais.

#### 2.3.4. O Ciclo Hidrológico

Depois de termos falado da água como agente da Geodinâmica Externa, tanto na forma gasosa, como líquida e sólida, convém agora fazermos referência ao Ciclo Hidrológico, definido como o processo de transferência da água de reservatório para reservatório, ou seja, como ela se move de lugar para lugar. A Fig. 5.31 mostra um esquema representativo do ciclo hidrológico.



Na Terra há vários reservatórios de água: oceanos, rios, lagos, glaciares, espaços no subsolo, a atmosfera e a biomassa (seres vivos), dos quais os oceanos contêm a maior parte da água ( $1350 \times 10^6 \text{ km}^3$ ).

A água é anualmente transferida de reservatório para reservatório, mas a quantidade total de água mantém-se constante e em equilíbrio

A água que se evapora anualmente dos oceanos,  $361 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$  (equivalente a uma camada de água de 1 metro de espessura), é superior à quantidade de precipitação anual sobre os oceanos ( $324 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ ). O excesso ( $37 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ ) é levado para cima dos continentes pela atmosfera.

Sobre os continentes, ocorre o oposto: mais água cai ( $99 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ ) do que sai pela **evapotranspiração** ( $62 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ ). A evapotranspiração engloba as perdas de água por evaporação e por transpiração dos seres vivos.

O ciclo fecha-se e equilibra quando os rios removem o excesso de água ( $37 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ ) para os mares e oceanos. Por seu lado, os glaciares, ao derreterem, contribuem com água líquida que tende a ir também para os oceanos.

Os processos vulcânicos, contudo, adicionam continuamente ao ciclo quantidades de vapor de água de que não se sabem os valores.

## 2.4. OS SERES VIVOS

Os seres vivos, tanto animais como plantas, têm um papel extremamente activo na modelação da crosta terrestre. A actuação dos seres vivos sobre a crosta tanto pode ser construtiva como destrutiva (demolidora).

### 2.4.1. Seres demolidores

a) **Animais**: entre os animais demolidores, temos a referir os fóladas (teredos), que são moluscos lamelibrânquios que furam as rochas e por isso são chamados de *litófagos* (Fig. 5.32). Há ainda animais escavadores, como as minhocas, as formigas, as térmitas, as toupeiras, os ratos, os coelhos, etc., que revolvem a terra, facilitando uma maior acção dos agentes atmosféricos.

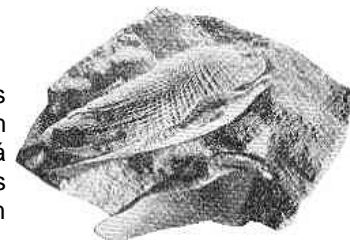


Fig. 5.32. Molusco litófago responsável pela destruição de rochas

b) **Plantas**: as plantas superiores, por intermédio das suas raízes, colaboram activamente na destruição da crosta (Fig. 5.33). Por um lado, estas raízes, crescendo em fendas das rochas, actuam como verdadeiras cunhas, fazendo desconjuntar as rochas mais resistentes. Por outro lado, as raízes corroem as rochas através das trocas químicas resultantes do seu metabolismo. Aqui intervêm também bactérias, algas, fungos, líquenes e musgos.



Fig. 5.33. Acção das raízes numa árvore

Se, por um lado, estes seres têm estas acções destrutivas, eles estão por outro lado a contribuir para a formação de solos, essenciais para a agricultura.

### 2.4.2. Seres construtores

a) **Animais**: entre os animais construtores, os mais activos são os corais, criando enormes recifes de coral. A Grande Barreira de Coral da costa oriental da Austrália (Fig. 5.34) é o exemplo mais espectacular, com mais de 4000 km de extensão. A maior parte dos organismos com conchas calcárias ou siliciosas – foraminíferos, gasterópodes, lamelibrânquios, etc – ao morrerem, as conchas depositam-se no fundo das águas dos mares e lagos. Ao longo do tempo, essa acumulação pode ser tão grande, que as conchas acabam por consolidar, dando origem a rochas sedimentares calcárias constituídas quase só por restos de conchas.

b) **Plantas**: as algas calcárias e as diatomácias (carapaça siliciosa) formam bancos calcários e siliciosos com vários metros de espessura e largas áreas. No sul de Moçambique existem depósitos de diatomitos enormes, resultantes da acumulação de carapaças de diatomácias. Outras rochas têm origem em plantas, como o caso dos carvões.

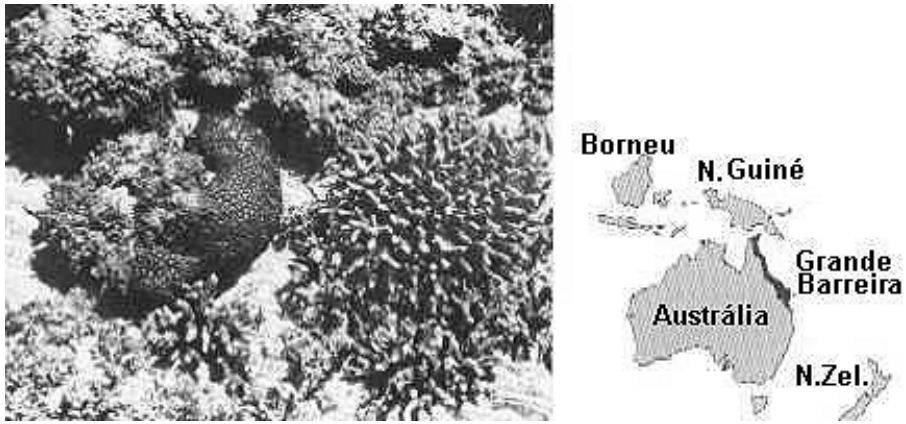


Fig. 5.34. Imagem de coral e localização geográfica da Grande Barreira de Coral na Austrália

### 2.4.3. O Homem

A acção humana tanto pode ser demolidora como construtora, e de impedimento da actuação dos agentes da Geodinâmica Externa.

Como acção demolidora, falamos da abertura de túneis, de minas, de canais, de estradas, etc. A construção de barragens cria lagos artificiais a montante e diminuição de caudais a jusante, com consequências graves para o ambiente. As desflorestações, quer para o fabrico de carvão de lenha, quer para a abertura de machambas, ou ainda exploração de madeira (Amazónia) contribuem para um aumento da desertificação do planeta, aumentando a erosão. Também o cultivo irracional e intensivo provoca a esterilização de terrenos, aumentando também o grau de erosão.

No entanto, o Homem empreende também acções de *correção* da Natureza, como seja na correção dos leitos dos rios, na luta contra a desertificação através da arborização, na protecção de costas (Fig. 5.22). A recente obra de engenharia na barreira da Malanga em Maputo, é um exemplo de construção para deter a erosão por parte dos agentes atmosféricos.

## TEMA 6: METEORIZAÇÃO - SOLOS - MOVIMENTOS DE TERRA - ROCHAS SEDIMENTARES

### 9. INTRODUÇÃO

Nos capítulos anteriores olhámos para as características gerais da Terra - a sua superfície sólida, as camadas líquida, gasosa, de gelo. Examinámos a crosta, composta de minerais e rochas, e os mecanismos que se processam no seu interior - magmatismo, metamorfismo, tectónica de placas. Fizemos referência aos agentes da geodinâmica externa, isto é, aqueles que modelam a superfície da Terra.

Vamos agora examinar os processos externos em mais detalhe, ou seja, aqueles que são mais directamente observáveis pelo Homem. Estes processos formam uma cadeia em que as rochas são partidas, transportadas como sedimentos que são posteriormente depositados para formar camadas (**estratos**) que se transformam em rochas sedimentares.

É por isso lógico começar com os processos de meteorização e erosão, através dos quais as rochas são desintegradas e decompostas, resultando em fragmentos que iniciam uma viagem encostas abaixo, ou formando solos. Vamos começar pela meteorização.

### 10. METEORIZAÇÃO

Entende-se por **meteorização** o *conjunto dos processos de decomposição química e degradação física que os materiais rochosos sofrem quando expostos ao ar, humidade e matéria orgânica.*

Desde há muito que os povos têm procurado rochas duráveis para a construção de edifícios, túmulos e outras estruturas, mas o sucesso tem sido variado. A durabilidade dum rocha varia com o clima, composição, textura e grau de exposição aos agentes atmosféricos. Se as pedras tumulares começam a degradar-se ao fim de alguns séculos (Fig. 6.1), o que se passará com rochas expostas ao longo de milhares ou milhões de anos?

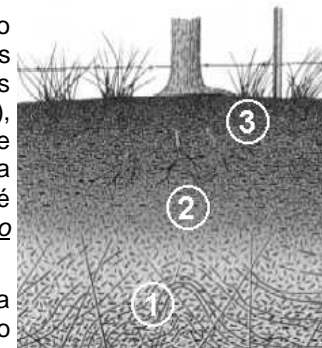


Fig. 6.1. Pedra tumular (Canadá) de há 180 anos atrás

Duma forma rápida ou lenta, a alteração química e física ocorre em qualquer ponto em que a litosfera esteja em contacto com a atmosfera. Contudo este contacto não é nítido, não sendo por isso uma superfície de contacto, mas sim uma **zona de contacto**, com uma determinada espessura/profundidade. Ela estende-se a qualquer profundidade em que o ar e a água possam penetrar. Nesta zona crítica, tanto a biosfera como a hidrosfera jogam um papel importante.

A zona de alteração físico-química das rochas constitui uma rede porosa, cheia de fracturas, fissuras, poros e outros tipos de aberturas, algumas delas muito pequenas, mas em que no cômputo global tornam a rocha vulnerável. Esta rede de espaços abertos é constantemente atacada física e quimicamente por soluções aquosas. O resultado, ao fim de tempo suficiente, é uma alteração geral da rocha.

Uma vez exposta à atmosfera, nenhuma rocha escapa à meteorização (seja rocha natural, seja estrutura feita pelo Homem). Isso é visível em cortes abertos para a construção de estradas. É frequente verem-se situações como as ilustradas na Fig. 6.2 em que, na parte de baixo se vê rocha fresca, inalterada (1), que gradua imperceptivelmente para cima para rocha já atacada quimicamente mas que ainda preserva a sua estrutura (2) e, mais para cima ainda, gradua para material, normalmente solto - **rególito**, em que a estrutura da rocha já não é visível (3) (entende-se por **rególito** a *cobertura de partículas rochosas soltas, não cimentadas, que geralmente cobre as rochas frescas*).



No caso da Fig. 6.2, o rególito foi formado *in situ* por alteração da rocha subjacente. Diz-se por isso que o rególito é **residual**. Em muitos lugares, contudo, o rególito é tão diferente da rocha subjacente, que não poderá ter resultado da alteração dessa mesma rocha subjacente. Em seu lugar, o rególito residual original foi carregado para outro local e em seu lugar depositado um outro rególito. Tanto a remoção do rególito original, como a deposição do outro podem ter acontecido por **rególito**.

Fig. 6.2. Perfil de meteorização mostrando a gradação ascendente de rocha fresca para rególito.

acção do mesmo agente.

## 2.1. PROCESSOS DE METEORIZAÇÃO

Se pudéssemos olhar de perto para a rocha fresca (1) da Fig. 6.2 (parte basal), veríamos que as superfícies de clivagem dos feldspatos brilhariam entre os grãos de quartzo. Um pouco mais para cima (2), essas superfícies de clivagem estariam mais baças e cobertas duma patina. Perto do topo (3), verificar-se-ia que os grãos de quartzo (ainda visíveis) estariam separados por uma material terroso que de modo nenhum se assemelha ao feldspato que foi grandemente decomposto. Evidentemente que estas mudanças foram fundamentalmente de origem química e resultam da **meteorização química** que é a *decomposição* das rochas.

Contudo, em alguns lugares, o rególito consiste de fragmentos idênticos à rocha fresca adjacente. Os grãos dos minerais estão frescos ou só muito ligeiramente alterados. Este tipo de rególito é frequente na base de falésias, donde os detritos obviamente provêm. Quando comparados com a rocha fresca, os fragmentos mais grosseiros mostram pouca ou nenhuma alteração química, implicando que a rocha fresca pode ser partida fisicamente e não só quimicamente alterada. Se bem que se considere a **meteorização mecânica (ou física)** a *desintegração* das rochas, os dois processos ocorrem sempre em simultâneo e os seus efeitos misturados. Pode acontecer que, em determinadas situações, a alteração química seja mais forte que a alteração física, ou vice-versa, mas em qualquer das situações, os dois tipos de alteração ocorrem em conjunto.

### 2.1.1. Meteorização Mecânica

Em muitos locais, o rególito consiste totalmente de detritos rochosos idênticos em tudo à rocha fresca. A alteração química poderá ser virtualmente não detectada, levando-nos a inferir que os processos de meteorização responsáveis por tal rególito tenham sido predominantemente mecânicos e não químicos.

A desintegração mecânica é frequente na natureza e pode ocorrer devido aos seguintes fenómenos:

- Remoção da carga sobrejacente;
- Crescimento de gelo e cristais de sal em fracturas;
- Efeitos do calor;
- Actividades dos animais e plantas.

#### a) Efeitos da remoção da carga sobrejacente

Massas de rocha soterradas em grandes profundidades abaixo da superfície terrestre, estão sujeitas a enormes pressões confinantes devido ao peso das rochas sobrejacentes.

À medida que a erosão vai despindo a superfície, o peso e a pressão são reduzidos. A rocha pode ajustar-se a esta descarga expandindo-se para cima. Quando isso acontece, desenvolvem-se fracturas à superfície como diaclases muito próximas umas das outras. As diaclases muitíssimo raramente ocorrem isoladas. Geralmente ocorrem em conjuntos de diaclases.



Fig. 6.3. Diaclases em folha num afloramento de granito na região do Muiane, Alto Ligonha, Zambézia (1974)

As diaclases que se desenvolvem paralelamente à superfície podem originar enormes placas de rochas sobrepostas umas por cima das outras (Fig. 6.3). Perto da superfície, estas placas têm espessura não acima dos 10 cm, mas à medida que se desce em profundidade, esse valor aumenta, desaparecendo as diaclases normalmente abaixo dos 50 metros de profundidade.

Quando se estava a escavar os túneis/cavernas para albergar as infra-estruturas da Barragem de Cahora Bassa, acontecia ouvirem-se enormes estrondos, resultado da abertura de diaclases por alívio repentino da pressão.

#### b) Crescimento de Cristais

A água subterrânea, percolando através das fracturas e poros das rochas, contém iões que podem precipitar da solução aquosa para formar sais.

A força exercida pelo crescimento dos cristais de sal dentro das aberturas das rochas ou ao longo dos contactos entre os grãos pode ser enorme e resultar na desagregação/ruptura das rochas.

Estes efeitos são bastante comuns nos desertos, em que a precipitação dos sais se deve à evaporação da água subterrânea que sobe à superfície.

A chuva ácida que cai nas cidades industriais também pode atacar as pedras dos edifícios. Ao precipitarem, os sais cristalizam e podem desfigurar e enfraquecer edifícios e monumentos culturais importantes (Fig. 6.4).

Em regiões climáticas onde as temperaturas flutuam à volta do ponto de congelamento durante parte do ano, a água do solo/subsolo é sujeita a congelamento e degelo periódicos. Quando a água gela para formar gelo, o seu volume aumenta cerca de 9%. Por outro lado, à medida que o congelamento da água ocorre nos poros da rocha, a água é fortemente atraída pelo gelo, aumentando assim as pressões dentro da rocha. Isto leva a um processo de meteorização mecânica muito efectivo, conhecido por **frost wedging**, que é a formação de gelo num espaço confinado numa rocha, forçando assim a rocha a separar-se em pedaços. As altas pressões resultantes do aumento de volume quando o gelo cristaliza resultam em efeitos disruptivos. Estes efeitos são suficientemente fortes para separar não só pequenas partículas, como também enormes blocos de rocha, alguns com algumas toneladas (Fig. 6.5).

### c) Efeitos do Calor

Alguns geólogos têm especulado que o aquecimento diário duma rocha exposta ao sol, seguido dum arrefecimento considerável durante a noite, contribuiria para um efeito destrutivo, uma vez que os minerais constituintes das rochas expandem de modo diferentes quando aquecidos (diferentes coeficientes de dilatação). Nas rochas dos desertos foram medidas temperaturas superficiais de 80°C, com variações diárias de temperatura de mais de 40°C. As rochas de cor escura, como os basaltos, e as rochas que não são boas transmissoras de calor, são as que atingem maiores temperaturas superficiais, enquanto que o seu interior fica a temperaturas muito mais baixas.

Contudo, apesar dum certo número de experiências laboratoriais, ninguém demonstrou até agora que o aquecimento e arrefecimento alternados e contínuos tenham efeitos consideráveis nas rochas. Porém, as experiências foram conduzidas em intervalos de tempo muito breves. É bem possível que a desintegração térmica só ocorra após repetidas flutuações extremas de temperatura ao longo de muitas centenas ou milhares de anos.

No entanto, o **fogo** pode ser muito efectivo, pois todos conhecemos os estalidos das rochas à volta duma fogueira quando sobreaquecidas. O calor dos fogos de florestas e das queimadas levam à separação das rochas em grandes placas. Uma vez que as rochas, em geral, são más condutoras de calor, um fogo intenso só vai sobreaquecer a camada superficial das rochas, que se expande e se separa. Assim, ao longo de intervalos do tempo geológico, os fogos podem contribuir significativamente para a desagregação mecânica das rochas superficiais.

### d) Plantas e Animais

As sementes germinam nas fracturas das rochas originando plantas que expandem as suas raízes dentro dessas fracturas. À medida que as árvores crescem, as suas raízes vão afastando os blocos separados pelas fracturas. Do mesmo modo elas destróiem os passeios (Fig. 5.33), muros de jardins e mesmo edifícios (Fig. 6.6).

As grandes árvores balançando ao vento podem alargar as fracturas (efeito de alavanca) e, se arrancadas, podem inclusivamente levantar as rochas. Se bem que seja difícil de calcular, a quantidade total de rocha partida por estes processos deve ser muito grande. O processo é mascarado pela alteração química, que toma vantagem das novas aberturas e espaços assim que eles são formados.

Alguns animais (roedores e formigas) trazem à superfície partículas rochosas parcialmente decompostas/desagregadas), expondo-as mais intensamente à acção química.



Fig. 6.4. Monumento em Florença (Itália) atacado pela chuva ácida.

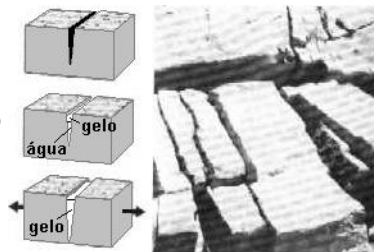


Fig. 6.5. Expansão causada pelo congelamento da água numa fractura. À direita, blocos de granito como resultado desse processos



Fig. 6.6. Raízes de árvores destruindo as ruínas de Ankor, Camboja

Há mais de 100 anos atrás, Charles Darwin fez observações cuidadosas no seu jardim e calculou que anualmente as minhocas trazem à superfície 2.5 kg/m<sup>2</sup> de partículas. O geólogo J.C. Banner, estudando a bacia do Amazonas, escreveu que "... o solo ali parece ter sido completamente posto de pernas para o ar pelas formigas e térmites...".

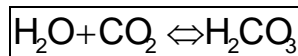
Se bem que estes animais não destruam as rochas (como os descritos no Tema 5, ponto 2.4.1.), a quantidade de rocha desagregada movimentada por eles ao longo de milhões de anos deve ser enorme, o que comprova o efeito cumulativo de pequenas forças actuando por longos períodos de tempo geológico.

### 2.1.2. Meteorização Química

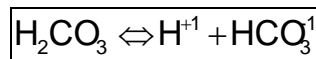
A meteorização implica um enorme ajustamento dos minerais às condições ambientais da superfície da Terra. Os minerais formados a altas temperaturas e pressões, como componentes das rochas ígneas e metamórficas, tornam-se instáveis quando expostos à superfície da Terra, onde tanto as temperaturas como as pressões são muitíssimo mais baixas. Esses minerais, então, decompõem-se e os seus componentes transformam-se em minerais estáveis às novas condições ambientais. Os agentes activos da decomposição das rochas consistem de **soluções aquosas** quimicamente activas (ácidos fracos) e **vapor de água**. Os efeitos da meteorização química são assim mais pronunciados nas regiões onde a precipitação e as temperaturas médias são suficientemente altas para acelerar as reacções químicas.

#### a) Efeitos nos minerais constituintes das rochas

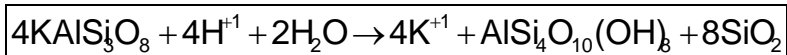
Quando a chuva cai através da atmosfera, ela dissolve pequenas quantidades de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), dando origem a ácido carbónico fraco (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>):



Ao se movimentar pelo solo, tanto lateralmente como em sentido descendente, estas soluções ácidas são fortalecidas pela adição de mais CO<sub>2</sub> libertado pelos restos vegetais em apodrecimento. O ácido carbónico ioniza para dar origem a iões bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-1</sup>) e iões hidrogénio (H<sup>+1</sup>), que são muito efectivos na decomposição de minerais:



Estes iões são tão pequenos que eles podem entrar na estrutura dos minerais e substituir outros iões, mudando assim a composição química original do mineral. A efectividade do ião H<sup>+1</sup> pode ser ilustrada pela maneira como o feldspato potássico (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) é decomposto pelo hidrogenião dissolvido na água:



em que AlSi<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub> é o mineral caulinite.

Neste caso, o H<sup>+1</sup> entra na estrutura do feldspato e substitui os iões de potássio (K<sup>+1</sup>), que saem da estrutura e entram na solução aquosa. Por seu lado, a água combina-se com a molécula restante de alumossilicato para criar caulinite.

Esta reacção química, em que *os iões H<sup>+1</sup> ou OH<sup>-1</sup> da água substituem iões dum mineral* chama-se **hidrólise**. É um dos processos mais importantes envolvidos na decomposição química das rochas mais comuns. O mineral caulinite é então um **mineral secundário**, por não estar presente na rocha inicial.

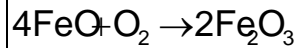
A caulinite é o mais conspicuo dos três produtos da reacção. É um membro muito comum do grupos das argilas, minerais extremamente insolúveis, e que, por isso, se acumulam no rególito. Muito do potássio libertado nesta reacção é absorvido pelas plantas.

A sílica (SiO<sub>2</sub>), mais solúvel que a caulinite, fica parcialmente no rególito caulinitico ou é carregada em solução pelas águas. Muitos dos iões de potássio escapam em solução juntamente com a sílica pelos rios em direcção ao mar. Esta matéria carregada em solução diz-se que foi *lixiviada* da rocha mãe. A **lixiviação** é *a contínua remoção de matéria solúvel das rochas e rególito por acção das águas*.

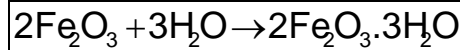
A susceptibilidade dos minerais à meteorização química está em ordem inversa à sua cristalização a partir do magma (Tema IV, ponto 3.1.3.). Por outras palavras, os silicatos que cristalizam a maiores temperaturas (ou seja, com maiores diferenças em relação à temperatura à superfície da Terra), são os que se alteram em primeiro lugar. Incluem-se neste grupo as olivinas, os feldspatos cálcicos (plagioclases), as piroxenas e as anfíbolos. As biotites e os feldspatos sódicos são menos facilmente meteorizáveis porque cristalizam a temperaturas mais baixas. Por seu lado, o quartzo, cristalizando a temperaturas ainda mais baixas,

é o mineral constituinte das rochas mais estável e que sofre pouca decomposição durante a meteorização. Contudo, com o decorrer do tempo, o quartzo vai sendo progressivamente dissolvido.

O ferro é um elemento comum em muitos dos minerais constituintes das rochas: biotite, augite e hornblenda, por exemplo. Quando ele é libertado durante a meteorização, ele rapidamente passa da forma de ferro ferroso ( $Fe^{+2}$ ) a ferro férrico ( $Fe^{+3}$ ), se houver oxigénio presente. O resultado é o aparecimento dum novo mineral de ferro - a hematite ( $Fe_2O_3$ ):



Se a água estiver presente, forma-se um outro mineral pela absorção de água pela estrutura cristalina - **hidratação**. O mineral formado é um óxido de ferro hidratado - a goethite:



**b) Efeitos nas rochas comuns**

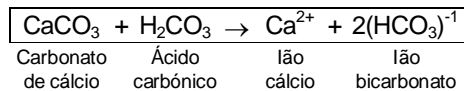
O que acontece na meteorização do feldspato potássico é a chave para se entender a meteorização de rochas silicatadas, como o granito, que contém este mineral.

A Tabela 6.1. compara a meteorização química do granito e do basalto, mostrando os minerais resistentes que persistem, os minerais secundários que se formam e os iões que são carregados em solução (lixiviados).

**Tab. 6.1. Meteorização química de dois grandes grupos de rochas ígneas: granito e basalto**

	CONSTITUINTES PRIMÁRIOS		PRODUTOS DE METEORIZAÇÃO			
	Minerais	Catiões	Colóides	Minerais secundários	Minerais primários que persistem	Catiões lixiviados
GRANITO	Feldspatos	$K^{+1} Na^{+1}$	Sílica, alumina	Minerais de argila	Quartzo	$Na^{+1}$ $K^{+1}$
	Quartzo					
	Micas	$K^{+1} Fe^{+2} Mg^{+2}$	Sílica, alumina	Minerais de argila	Alguma mica	
	Minerais ferro-magnesianos	$Mg^{+2} Fe^{+2}$	Sílica, alumina Óxidos de ferro	Minerais de argila Hematite, goethite		$Mg^{+2}$
BASALTO	Feldspatos	$Ca^{+2} Na^{+1}$	Sílica, alumina	Minerais de argila		$Na^{+1}$ $Ca^{+2}$ $Mg^{+2}$
	Minerais ferro-magnesianos	$Mg^{+2} Fe^{+2}$	Sílica, alumina	Minerais de argila		
	Magnetite	$Fe^{+2}$	Óxidos de ferro	Hematite, goethite		

As rochas carbonatadas, como os calcários, são meteorizadas de modo diferente. O calcário consiste fundamentalmente de carbonato de cálcio ( $CaCO_3$ ), que só é ligeiramente solúvel em água pura, mas que sofre uma forte reacção em presença de água com ácido carbónico dissolvido:



Os iões cálcio e bicarbonato são lixiviados, deixando para trás só as impurezas praticamente insolúveis (principalmente quartzo e argilas) que estão sempre presentes em pequenas quantidades nos calcários. À medida que o calcário é meteorizado, deixa para trás um rególito constituído por quartzo e argilas.

**c) Concentração de minerais estáveis**

O quartzo e outros minerais são relativamente estáveis à superfície da Terra, e por isso resistem à meteorização química. Minerais como o ouro, platina e diamante persistem no rególito, são erodidos e tornam-se sedimento. Porque alguns destes minerais são invulgarmente densos, eles sedimentam e concentram-se nos leitos dos rios, dando origem a um **placer** - depósito de minerais pesados concentrados mecanicamente. Os minerais com interesse económico podem ser suficientemente concentrados para originar um jazigo mineral. Exemplo de *placers* são as areias pesadas do Chibuto, de Pebane e outros pontos de Moçambique.

#### d) Orlas de meteorização

Se se partir um calhau rolado de basalto, o que geralmente se observa é uma orla descorada envolvendo uma zona interior mais escura de rocha fresca (não alterada, Fig. 6.7). A observação microscópica revela que a orla consiste de resíduos resultantes de meteorização química. Este tipo de orla é comum na maioria dos tipos comuns de rochas. Com o tempo, a orla aumenta de espessura em direcção ao interior, atacando progressivamente o núcleo de rocha fresca. Como resultado, os geólogos descobriram que a espessura destas orlas é uma medida útil da idade relativa dos sedimentos que contêm fragmentos do mesmo tipo de rochas e que ocorrem nos mesmos ambientes climáticos.

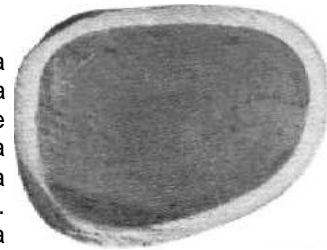


Fig. 6.7. Calhau rolado de basalto com orla de alteração com 2 mm de espessura

#### e) Exfoliação e meteorização esferoidal

Quando algumas rochas diaclasadas são meteorizadas, elas sofrem **exfoliação**, que é a separação da rocha em camadas sucessivas, como a separação de cebolas, à volta dum núcleo central (Fig. 6.8).

Este fenómeno é causado por forças físicas e químicas que produzem tensões diferenciais dentro da rocha. A transformação de feldspatos em caulino pela meteorização química é acompanhada dum aumento de volume na rocha meteorizada. Isto obviamente gera tensões dentro da rocha que provoca a separação das camadas do corpo principal da rocha. Por outro lado, as rochas podem sofrer uma diminuição da pressão à medida que são trazidas para mais perto da superfície pela erosão. Em



Fig. 6.8. Fenómenos de meteorização esferoidal num basalto do Búzi (1973)

certos casos há uma só camada de exfoliação, mas podem haver até cerca de 10 ou mais. As camadas mais externas tendem a ser paralelas aos planos de diaclases e relativamente planas, mas as mais interiores são progressivamente mais esferoidais à medida que os cantos se tornam cada vez mais arredondados.

O fenómeno de exfoliação tanto pode ocorrer à superfície como em profundidade, como o provam cortes de estradas recentemente abertos. O processo não é exclusivo dum determinado tipo de clima, mas é mais frequente em climas secos, em que se podem ver paisagens cobertas por blocos esferoidais (Fig. 6.9), muitas vezes dispostos em fiadas, uma vez que eles são controlados por diaclases.

Neste ponto, devemos ter em conta dois aspectos principais:

- i. Primeiro, a efectividade das reacções químicas aumenta com o aumento da área de rocha disponível para as reacções.
- ii. Segundo, este aumento da área resulta simplesmente da subdivisão de grandes blocos em blocos mais pequenos.



Fig. 6.9. Blocos arredondados de granito, Montes Air, Níger

Pela simples subdivisão dum cubo sem aumento de volume (Fig. 6.10), a área é grandemente aumentada. Esta subdivisão repetida leva a resultados espantosos. Assim, um centímetro cúbico de rocha partido em fragmentos da dimensão de grãos de argila origina um agregado com uma superfície de 4000 m<sup>2</sup>. A meteorização, por si, leva a uma subdivisão, a qual por seu lado favorece a meteorização.

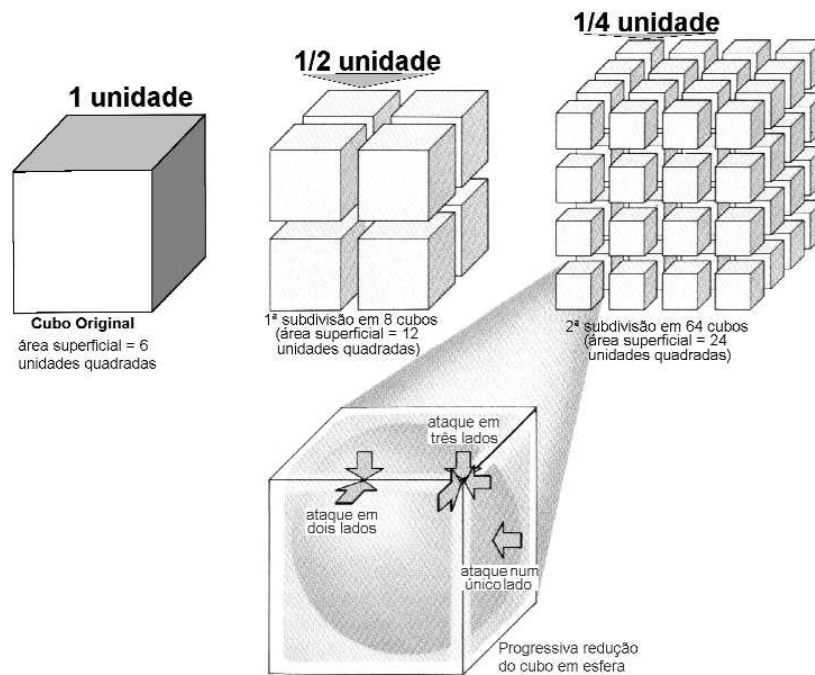
## 2.2. FACTORES QUE INFLUENCIAM A METEORIZAÇÃO

### a) Tipo e Estrutura das Rochas

Se é verdade que cada tipo de mineral reage dum modo próprio aos processos de meteorização, então o tipo de rocha no certo influencia a decomposição. O quartzo é tão resistente ao ataque químico, que as rochas

ricas em quartzo são também resistentes. Em muitos lugares, as colinas e os montes constituídos de granito ou quartzito ficam num relevo muito mais alto que as rochas envolventes, mais brandas e com menos quartzo.

A taxa de meteorização duma rocha é influenciada não só pela sua composição mineral, mas também pela sua textura e estrutura. Mesmo que uma rocha seja constituída inteiramente por quartzo (quartzito, por exemplo) mas que contenha diaclases e outras fracturas, pode desagregar-se rapidamente, especialmente se atacada por processos de congelamento de água.



**Fig. 6.10.** Subdivisão e meteorização de cubos de rochas

Os contrastes na topografia resultam muitas vezes da **meteorização diferencial**, que é meteorização que ocorre a diferentes velocidades como resultado de variações na composição e estrutura das rochas ou na intensidade da meteorização(Fig. 6.11). Numa sequência de rochas duras e brandas, é natural que as brandas meteorizem mais facilmente, deixando as camadas mais duras proeminentes no relevo.

**b) Encostas**

Quando um grão mineral fica solto pela meteorização, é muito natural que ele seja carregado encosta abaixo nas chuvas seguintes. Mas nunca é só um grão que se solta, mas milhares, e que também são transportados encosta abaixo. Quando isto acontece, a rocha fresca é continuamente exposta a novos ataques, de modo que a rocha meteorizada só ocupa uma pequena espessura abaixo da superfície. Em zonas de encostas suaves, os produtos da meteorização não são tão facilmente carregados, podendo acumular-se até profundidades de 50 metros ou mais.



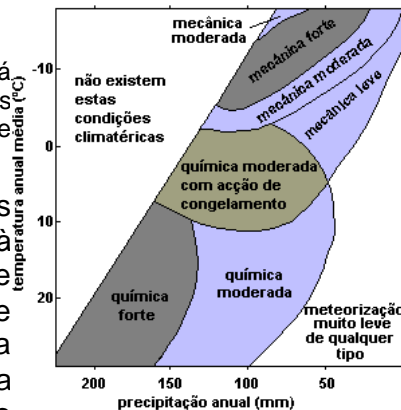
**Fig. 6.11.** Meteorização diferencial entre um dique quartzoso e um anfibolito (Alto Ligonha, Zambézia)

Se as encostas forem muito inclinadas ou mesmo íngremes, a descida dos grãos não necessita de esperar pelas chuvas, pois a gravidade exerce efectivamente a sua acção sem ajuda da água.

**c) Clima**

A humidade e o calor aceleram as reacções químicas, como já vimos atrás. Não é, por isso, de surpreender que a meteorização seja mais intensa e estendida a maiores profundidades em climas quentes e húmidos, do que em climas frios e secos (Fig. 6.12).

Rochas como o calcários e o mármore, constituídas praticamente só por calcite, são muito susceptíveis à meteorização química num clima húmido e geralmente constituem o substrato duma paisagem topograficamente baixa. Num clima seco, contudo, a mesma rocha forma relevos positivos, porque há pouca água e por isso pouca vegetação, entrando assim muito pouco em contacto com o ácido carbónico.



**Fig. 6.12.** Controle climático dos processos de meteorização

Em climas frios a meteorização química ocorre muito lentamente. Em tais regiões os efeitos da meteorização mecânica são mais óbvios.

**d) Tempo**

Estudos da decomposição de pedra de edifícios antigos mostram que são necessárias centenas ou milhares de anos para que as rochas duras se decomponham só alguns milímetros.

Os granitos e outras rochas duras da Nova Inglaterra, Escandinávia, Alpes e outros locais ainda apresentam superfícies polidas causadas por glaciares há 25.000-10.000 anos atrás. Em climas assim frios, leva muitas dezenas de milhares de anos, no mínimo, para originar um rególito como o mostrado na Fig. 6.2. Contudo, em regiões que estiveram continuamente expostas aos processos de meteorização por milhões de anos, a zona de meteorização atinge maiores profundidades. Em algumas áreas tropicais, as operações de mineração subterrânea puseram a descoberto zonas de rocha meteorizada a profundidades de mais de 100 metros.

As velocidades a que as rochas se meteorizam foram determinadas de várias maneiras. Primeiro, foram realizadas experiências em que a sua duração dá um controle temporal, em que os processos foram acelerados com o aumento de temperatura, com o aumento do conteúdo de água e com a diminuição do tamanho das partículas. Segundo, outros estudos sobre o grau de meteorização foram feitos em edifícios dos quais se conhece a sua idade histórica. Terceiro, também foram feitos estudos de datação radiométrica em rochas e sedimentos que foram sujeitos à meteorização durante milhares ou milhões de anos, o que fornece uma estimativa das velocidades médias de meteorização durante intervalos de tempo muito grandes. Tais estudos sugerem que as velocidades dos processos mais meteorizantes diminuem com o tempo (Fig. 6.13).

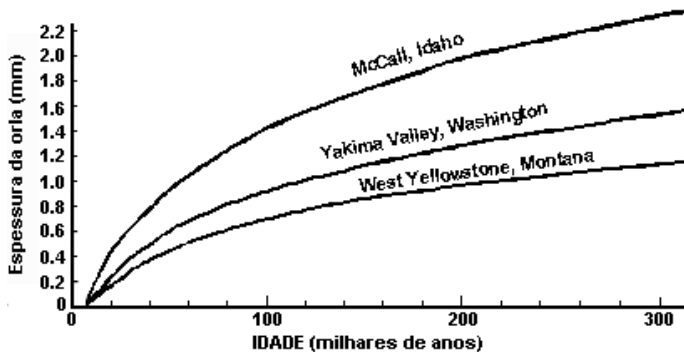


Fig. 6.13. Gráfico mostrando a variação das velocidades de meteorização com o tempo em 3 localidades do NW dos EUA. A espessura das orlas em calhaus basálticos (ver Fig. 6.7) é lançada em função da idade estimada ou conhecida. As diferenças entre as curvas reflectem provavelmente diferenças no ambiente de meteorização entre os locais. Todos mostram meteorização inicial rápida, seguida duma diminuição de velocidade.

Os resíduos resultantes da meteorização das rochas tendem a ser *quimicamente estáveis*, por isso é muito provável que a sua remoção da zona meteorizada seja mínima. À medida que estes produtos se acumulam, a velocidade de meteorização tende a diminuir, mas até que a velocidade de meteorização atinja um valor constante pode durar meio milhão de anos ou mais.

## 11. SOLOS

### 3.1. ORIGEM

A degradação física e química das rochas sólidas por processos de meteorização é o passo inicial para a formação dos solos. Contudo, o solo também contém, pelo menos um pouco mas geralmente bastante matéria orgânica misturada com os componentes minerais (inorgânicos). Esta fracção orgânica é uma parte essencial da definição usual de **solo**: *parte do rególito que pode suportar plantas com raízes*.

A matéria orgânica dos solos provém da matéria vegetal em decomposição, parcialmente através da actividade das bactérias.

As plantas vivas alimentam-se de matéria vegetal em decomposição no solo, bem como de matéria mineral decomposta (formada pela meteorização química), que é trazida para cima pelas soluções aquosas através das raízes. Assim, as plantas estão envolvidas na produção dos seus próprios fertilizantes. Estas actividades representam um ciclo contínuo de nutrientes entre o rególito e a biosfera. Com a sua composição parcialmente orgânica e parcialmente mineral, o solo constitui uma ponte importante entre a litosfera e a biosfera. Para as pessoas, solo significa comida e, por isso, é um recurso natural fundamental para qualquer país.

### 3.2. PERFIL PEDOLÓGICO (DE SOLO)

À medida que a meteorização das rochas e rególito progride, o solo gradualmente vai-se desenvolvendo. Normalmente desenvolve **horizontes** característicos que, em conjunto, constituem o **perfil pedológico** (ou perfil de solo), que se define como uma sucessão de horizontes distintos no solo, desde a superfície até ao material de origem inalterado situado mais abaixo (Fig. 6.14).

O horizonte mais superior, chamado **horizonte A**, tem uma cor tipicamente acinzentada ou escura (pelo menos no topo) por causa da adição de **húmus**, o resíduo da decomposição de animais e plantas. Este horizonte perdeu algumas das suas substâncias originais através do transporte descendente de partículas de argilas e, mais importante, através da lixiviação química de minerais solúveis.

O **horizonte B** é geralmente acastanhado ou avermelhado e enriquecido de argila e óxidos de ferro produzidos pela meteorização de minerais dentro do horizonte e também trazidos do horizonte A. O horizonte B é muitas vezes caracterizado por ter uma estrutura em blocos ou prismas que podem estar cobertos de argila. Se bem que o horizonte B possa ser penetrado por raízes, ele contém geralmente menos matéria orgânica que o horizonte A.

O **horizonte C** subjacente não constitui propriamente parte do solo. Ele consiste de rocha original levemente meteorizada, seja rocha seja rególito, onde a oxidação provocou uma ligeira mudança de cor.

Os solos, jovens ou maduros, podem não conter o horizonte B, dispondo somente do horizonte A sobre o horizonte C. À medida que os solos evoluem, o horizonte B aparece, inicialmente distinguível pela sua cor. À medida que as argilas se acumulam, o horizonte B desenvolve estrutura e o solo assume uma carácter maduro. Com o passar do tempo, o horizonte B aumenta progressivamente de espessura.

### 3.3. FACTORES FORMADORES DE SOLOS

As diferenças entre os solos, comumente reflectidas por diferenças nas características dos perfis, resultam da influência de vários factores: clima, cobertura vegetal, organismos do solo, material de origem, topografia e tempo.

Os materiais de origem e a topografia influenciam fortemente as características dos solos, especialmente nas fases iniciais da formação dos solos. O clima, que por seu lado influencia os organismos dos solos e a vegetação, pode ter uma influência ainda maior que o tipo de material de origem na determinação do tipo de solo. Em condições climáticas semelhantes, os perfis de solos maduros originados de rochas diferentes adquirem aspectos muito semelhantes.

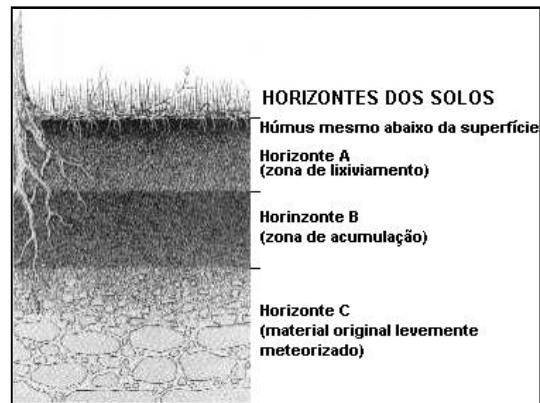


Fig. 6.14. Horizontes dum perfil pedológico. Cada horizonte gradua para o seguinte

## 12. MOVIMENTOS DE TERRAS

Entende-se por **movimento de terras** ao movimento de rególito encostas abaixo pela gravidade sem a ajuda dum meio de transporte. Isto exclui rególito transportado por vento, gelo ou água. Contudo, a água joga um papel importante no movimento de terras, uma vez que o rególito saturado de água reduz a fricção entre as partículas rochosas, tornando os movimentos mais fáceis. Esta é a razão porque muitos movimentos de terras são mais frequentes nas zonas onde a precipitação é muito grande. **Nem sempre é fácil separar a meteorização do movimento de terras ou o movimento de terras da erosão, pois eles constituem um continuum de processos que interagem e se sobrepõem. O resultado final é uma degradação gradual das rochas e a redistribuição dos seus componentes meteorizados.**

Uma encosta suave com vegetação pode aparentar ser estável e mostrar pouca evidência óbvia de actividade geológica. Contudo, se examinarmos o rególito sob a superfície, o mais certo é encontrarmos partículas derivadas de rochas que só afloram mais acima na encosta. Podemos deduzir, então, que essas partículas se moveram encosta abaixo.

A força que faz as partículas movimentarem-se é a **gravidade**, que persistentemente puxa os detritos de rocha à superfície da Terra.

Numa superfície horizontal (Fig. 6.15.a), a gravidade agarra um objecto no local puxando-o numa direcção perpendicular à superfície. Numa superfície inclinada (encosta, por exemplo), o vector da gravidade pode ser decomposto em dois vectores-componentes (Fig. 6.15.b-d):

- a **componente perpendicular** ( $g_p$ ): age perpendicularmente à superfície e prende o objecto ao solo;
- a **componente tangencial** ( $g_t$ ): age ao longo e paralelamente à encosta, e tende a puxar o objecto encosta abaixo.

Quando  $g_t$  excede  $g_p$ , os objectos descem, e diz-se que a encosta excedeu o **ângulo de repouso**, que é *o ângulo mais inclinado em que o material rochoso se mantém estável*.

A Fig. 6.16 mostra alguns tipos de movimentos de terras, consoante o movimento se dá em rocha, em rególito ou com lama.

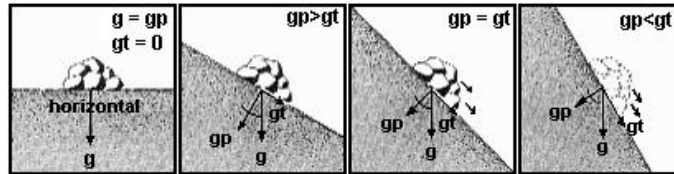


Fig. 6.15. Efeitos da gravidade numa rocha assente sobre uma encosta

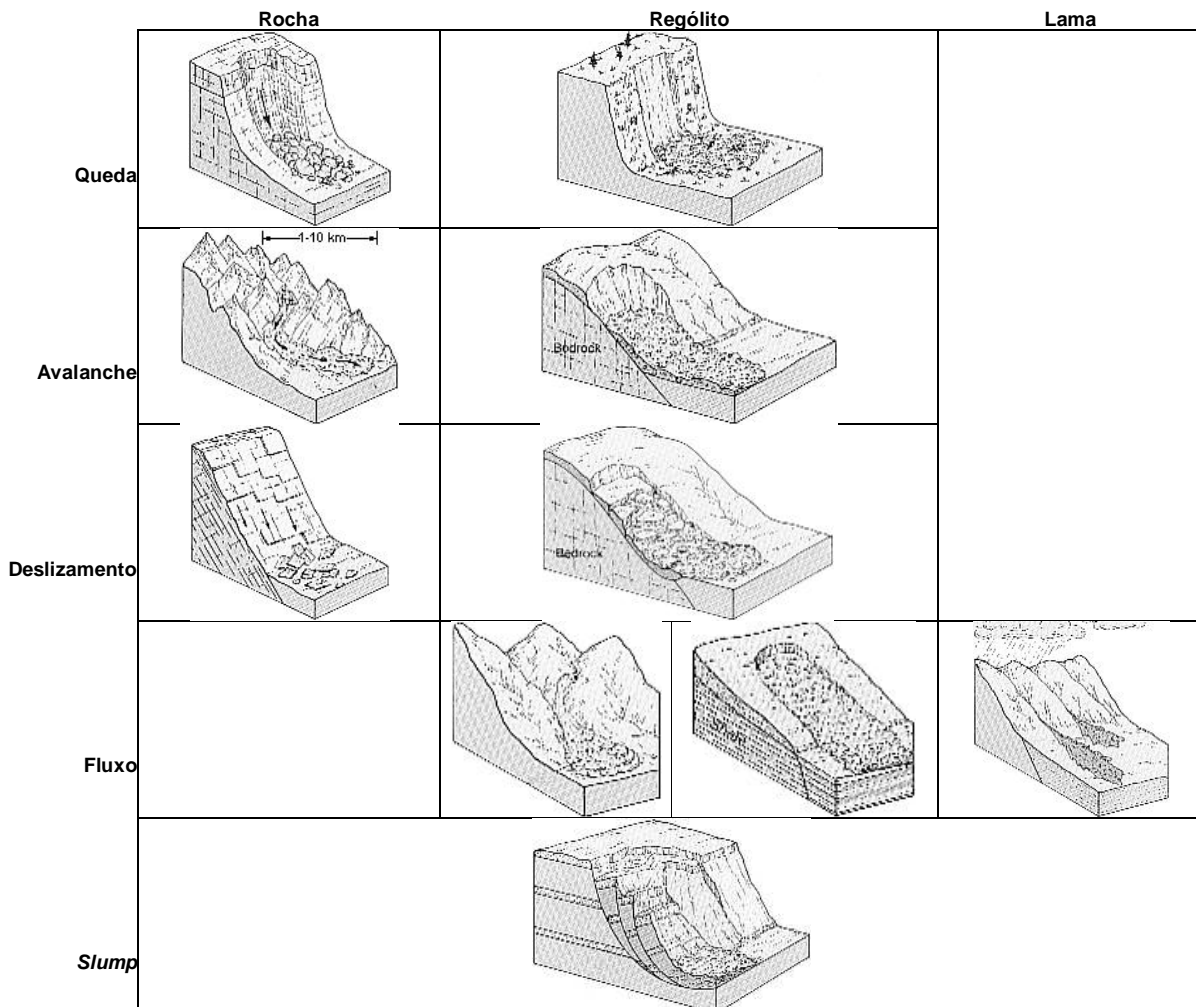


Fig. 6.16. Classificação dos Movimentos de Terras

## 13. ROCHAS SEDIMENTARES

Geralmente, os produtos da meteorização são erodidos, transportados a distâncias mais ou menos longas antes de serem depositados para darem origem a rochas consolidadas – as rochas sedimentares. Este processo de transformação de sedimentos soltos em rochas consolidadas chama-se litificação.

A litificação ocorre porque há cimentação, ou seja, as partículas soltas de sedimentos são agregadas entre si por deposição duma substância química proveniente de precipitação química a partir das águas subterrâneas que circulam entre essas mesmas partículas. As principais substâncias que podem servir de cimento na litificação são a calcite (e por vezes dolomite), a sílica e os óxidos de ferro. Os minerais de argila também ocorrem como cimento.

Além da cimentação, ocorre também a **compacção** que ocorre devido à pressão originada pelo soterramento/afundimento sucessivos. Esta compacção provoca a saída da água dos poros intergranulares e, no cômputo final, a redução de volume pode atingir 50% do volume inicial.

Numa fase mais final da litificação, antes de se entrar no campo do metamorfismo de baixo grau, pode ocorrer uma **recristalização** do cimento, dando origem a uma textura interpenetrante.

### 5.1. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS SEDIMENTARES

A classificação das rochas sedimentares é bastante complexa, havendo vários parâmetros para o fazer, do mesmo modo que acontece para as rochas ígneas e metamórficas.

Em primeiro lugar, elas podem ser classificadas quanto ao ambiente de deposição e ao agente transportador dos sedimentos: **marinhas – lacustres – glaciares – eólicas – fluviais**, etc.

Em segundo lugar, podem classificar-se quanto à origem dos sedimentos, isto é, em **clásticas** (sedimentos originados por fragmentação de rochas pré-existentes), e **não clásticas**; por seu lado, estas podem ser de **precipitação química** (a partir das águas subterrâneas ou superficiais) e **biogénicas** (intervenção dos seres vivos).

Em terceiro lugar, podem ser classificadas quanto à sua composição química/mineralógica: calcários (calcite), chert (sílica), arenito (quartzo), etc. Um calcário pode ser de origem química ou biogénica. Pode ser formado em ambiente marinho ou lacustre.

Do atrás exposto, pode muito bem entender-se que as variações de rochas sedimentares são enormes. Vamos conhecer então os principais tipos de rochas sedimentares.

### 5.2. ROCHAS CLÁSTICAS

As rochas clásticas são compostas de fragmentos de rochas pre-existentes ou de grãos minerais também de rochas pre-existentes, originados por ação principalmente da meteorização mecânica.

Um dos aspectos importantes das rochas sedimentares clásticas é a sua granulometria, isto é, o tamanho dos grãos que as compõem, dando origem a vários tipos de rochas. Na tabela 6.2 pode observar-se a classificação dos sedimentos em função da sua granulometria e o nome das rochas que a partir deles se originam. Geralmente, nas rochas sedimentares há uma mistura de granulometrias.

Tab. 6.2. Granulometria dos sedimentos clásticos e respectivas rochas

Tamanho	Nome do sedimento		Nome da rocha	
> 256 mm	Bloco ( <i>Boulder</i> )		Conglomerado	
64 – 256 mm	Seixo	<b>Cobble</b>		
4 – 64 mm		<b>Pebble</b>		
2 – 4 mm	Cascalho ( <i>Gravel</i> )			
1 – 2 mm	Areia ( <i>Sand</i> )	Muito grosseira	Arenito	Muito grosseiro
1 – ½ mm		Grosseira		Grosseiro
½ – ¼ mm		Média		Médio
¼ – 1/8 mm		Fina		Fino
1/8 – 1/16 mm		Muito fina		Muito fino

$^{1}/_{256} - ^{1}/_{16}$ mm	Silte ( <i>Silt</i> )	Siltito
$< ^{1}/_{256}$ mm	Argila ( <i>Clay</i> )	Argilito

A observação de várias rochas clásticas mostra que os grãos constituintes podem ser angulosos, arredondados, sub-arredondados ou sub-angulosos (Fig. 6.17). O grau de arredondamento é indicativo do grau de transporte que os sedimentos sofreram antes de serem depositados. Assim, uma rocha de grãos arredondados é formada a partir de sedimentos que sofreram um longo transporte.

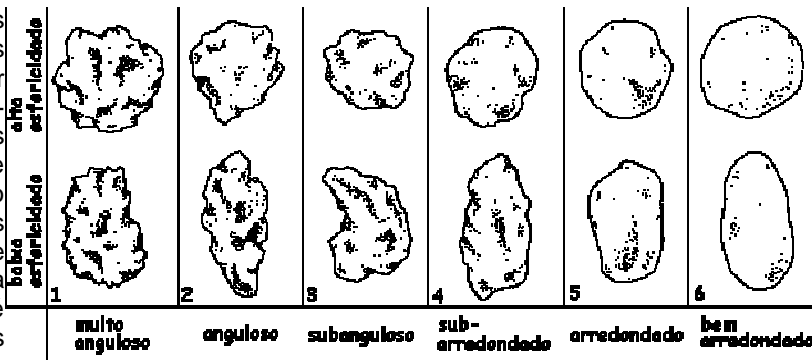


Fig. 6.17. Esquema ilustrando a esfericidade e o arredondamento dos grãos

**5.2.1. CONGLOMERADOS**

Como se pode ver da tabela anterior, os conglomerados são constituídos por partículas com mais de 2 mm de diâmetro, dispersas no seio duma matriz (cimento) de composição variada: carbonática, siliciosa, ferruginosa ou mistura destas.

As partículas que compõem os conglomerados podem ser de várias origens: calcários, xistos, granitos, gneisses, etc. Ou seja, os sedimentos que originam os conglomerados são fragmentos de rochas e não minerais individuais.

Acontece que as partículas podem ser arredondadas ou angulosas. Assim, os conglomerados chamam-se **pudins** ou **brechas**. Na Fig. 6.18 mostram-se imagens dum pudim, duma brecha e dum calhau rolado de granito (tamanho dum seixo) que no futuro poderia vir a fazer parte dum pudim.



Fig. 6.18. Conglomerados. A. Brecha; B. Pudim; C. Seixo de granito

**5.2.2. ARENITO (ou GRÉS)**

Os arenitos, também chamados de **grés**, juntamente com os calcários, são talvez as rochas sedimentares mais familiares, pois são desde há muito das rochas mais utilizadas na construção em muitas partes do mundo.

Os arenitos são compostos de 5 categorias principais: fragmentos de rocha (grãos líticos), grãos de quartzo, grãos de feldspato, matriz e cimento.

A **Matriz** consiste de minerais de argila e de quartzo muito fino (dimensão de silte). O **Cimento** é precipitado à volta e entre os grãos.

Os cimentos também podem ter composição química diversa, desde silicioso, a calcário ou ainda ferruginoso. Assim, há variadíssimos tipos de arenito consoante o tipo de grãos, o tipo de cimento e a existência ou não de matriz. A Fig 6.19 mostra as possíveis composições dos arenitos.

No primeiro triângulo, a classificação é feita em termos de percentagens de quartzo, feldspato e fragmentos líticos (rochosos). Aí os arenitos dividem-se em:

- a) **Arenito Quártzico (ou Quartzito)** (com > 95% quartzo): rochas de cores claras, podendo o cimento ser silicioso ou calcítico, e por vezes de óxidos de Fe, dando-lhes uma cor avermelhada.
- b) **Arenito Arcósico (ou Arcose)**: caracterizam-se pela alta presença de feldspatos, mais do que quartzo ou fragmentos líticos. Devido à presença de feldspatos, por vezes confundem-se com granitos à vista desarmada. A presença de feldspatos cor-de-rosa e/ou a presença de óxidos de ferro dá-lhes uma cor rósea.
- c) **Arenitos líticos**: têm uma alta percentagem de fragmentos rochosos, mais do que quartzo e feldspatos. A composição é muito variável, dependendo da composição dos fragmentos de rochas.

Como se pode ver na figura também, há outro triângulo atrás, representando um conjunto de rochas a que se dá o nome de **Grauvaques**. Os grauvaques são arenitos com matriz correspondendo até 15% da sua composição. Quando a matriz ultrapassa os 15%, estamos em presença dum outro tipo de rochas a que se chamam **Vaques**, e que já não são considerados arenitos. À semelhança dos arenitos, os grauvaques podem ser grauvaques feldspáticos, líticos ou quartzíticos, consoante o tipo de fragmentos que predomina.

Consoante o cimento, os arenitos podem ser apelidados de arenito calcário (cimento de calcite), arenito ferruginoso (cimento de óxidos/hidróxidos de ferro), arenito carbonoso (com matéria orgânica), etc. Na Fig. 6.20 podem ver-se alguns arenitos.

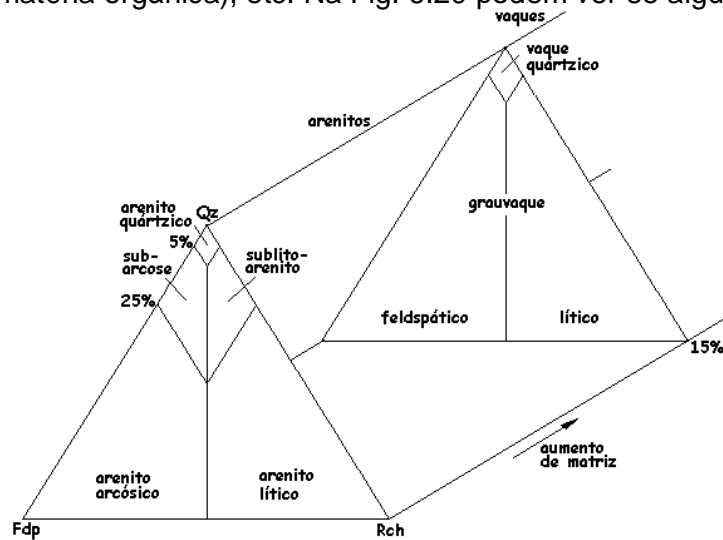


Fig. 6.19. Classificação dos arenitos



Fig. 6.20. Vários tipos de arenito. A. Arenito carbonoso; B e C. Quartzitos

**5.2.3. SILTITOS e ARGILITOS**

São rochas detríticas (clásticas) em que as partículas são de dimensões microscópicas e muitas vezes sub-microscópicas, não sendo observáveis nem a olho nu nem ao microscópio (só electrónico).

São rochas de cor cinzenta, por vezes negra (devido ao conteúdo de matéria orgânica)

Uma diferença clara entre os dois tipos de rocha é que os argilitos têm uma laminação (partem-se em placas paralelas) e os siltitos não. Por outro lado, os siltitos contêm muitas vezes grãos minúsculos de quartzo e outros minerais, o que lhes dá um tacto rugoso. Os argilitos tornam-se plásticos quando molhados e, devido à sua ultra-fina granulometria, são as rochas que melhores fósseis vegetais apresentam



Fig. 6.21. Bancada de argilitos e siltitos nas margens do Rio Vúzi, Província de Tete, junto às margens da Albufeira de Cahora Bassa.

Na Fig. 6.21 mostra-se uma bancada de siltitos e argilitos nas margens do Rio Vúzi, afluente do Zambeze, na margem norte da Albufeira de Cahora Bassa.

### 5.2.4. ROCHAS PIROCLÁSTICAS

Já falámos deste tipo de rochas quando nos referimos às rochas ígneas, mas fazemos aqui uma breve referência, já que elas estão na transição das rochas ígneas (vulcânicas) para as sedimentares clásticas. Elas podem ser classificadas em termos das granulometrias das suas partículas (Tabela 6.3.).

**Tab. 6.3. Classificação granulométrica das rochas piroclásticas**

Granulometria	Rochas soltas	Rochas consolidadas
> 30 mm	Blocos	Brechas (vulcânicas)
2 – 30 mm	Lápis	Tufos (vulcânicos)
< 2 mm	Cinzas	Cineritos

### 5.3. ROCHAS DE PRECIPITAÇÃO QUÍMICA

São formadas por precipitação química e/ou biológica, através de processos de extracção das substâncias dissolvidas nas águas dos mares, rios, lagos, subterrâneas, etc, que se precipitam originando rochas, geralmente maciças. Elas são geralmente classificadas em função da sua composição química e geralmente encontram-se misturadas com sedimentos clásticos, assim como estas se encontram misturadas com material de precipitação química.

Podem considerar-se três origens principais para este tipo de rochas:

- resíduos sólidos** de alteração química que ficam *in situ* - engloba argilas, bauxites e laterites;
- precipitação de sais** dissolvidos e floculação de coloides – calcários, dolomitos, fosfatos, rochas siliciosas e ferruginosas; e
- evaporação** – rochas salinas.

#### 5.3.1. BAUXITES E LATERITES

As bauxites e as laterites são rochas constituídas fundamentalmente por hidróxidos de alumínio (bauxites) e de ferro (laterites). Geralmente têm um aspecto terroso ou maciço, de cor variando desde o cinzento claro ao ocre, castanho e vermelho (esta cor mais para as laterites).

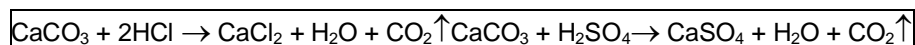
São rochas que se formam nas regiões tropicais devido à meteorização química e à lixiviação prolongada das rochas que contêm silicatos de alumínio e ferro. A lixiviação remove a sílica, deixando atrás os hidróxidos de alumínio e ferro. A Fig. 6.22 apresenta duas bauxites (A – cinzenta; B – vermelha) e uma laterite.



Fig. 6.22. Exemplos de bauxites (A e B) e de Laterite (C)

#### 5.3.2. CALCÁRIOS e DOLOMITOS

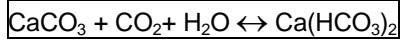
Os **calcários** são rochas sedimentares constituídas quase unicamente por carbonato de cálcio – calcite ( $\text{CaCO}_3$ ). A identificação dum calcário é muito fácil, pela efervescência que faz com o ácido, em especial o clorídrico (HCl), através da seguinte reacção química:



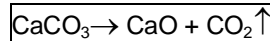
com formação de sais de cálcio, água e anidrido carbónico.

No geral, os calcários são rochas brandas e de densidade baixa. A cor é branca, mas devido às impurezas podem ser de várias cores, incluindo a negra.

Os calcários são facilmente dissolvidos pelas águas gasocarbônicas (com anidrido carbônico dissolvido), formando bicarbonato de cálcio (solúvel):



Ao serem aquecidos a seco, os calcários decompõem-se libertando anidrido carbónico e originando cal viva:



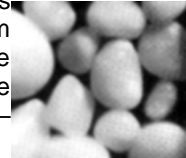
Há vários tipos de calcários originados por precipitação química, que se referem a seguir:

a) **Estalagmites e estalagmites:** São formações calcárias que se formam em grutas, resultantes da precipitação de carbonato de cálcio dissolvido nas águas que gotejam dos tetos da gruta. São formação de aspecto cónico, que pendem do teto (estalagmites) ou que sobem do chão (estalagmites), que se podem juntar para formar verdadeiras colunas. A Fig. 6.23 mostra as grutas calcárias de Mira d’Aire, em Portugal.



Fig. 6.23. Estalagmites e estalagmites, Grutas de Mira d’Aire, Portugal

b) **Calcários oolíticos e pisolíticos:** são calcários constituídos por pequenas concreções calcáreas depositadas à volta dum núcleo, que pode ser um grão de areia ou um fragmento de concha. As dimensões podem ser do tamanho de ovos de peixe (oolíticos Fig. 6.24) ou de grãos de ervilha (pisolítico – Fig. 6.25).



c) **Calcários margosos:** são calcários com argila misturada até percentagens de <50% (se as percentagens são superiores a 50% a rocha passa a chamar-se **marga**).

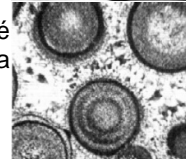


Fig. 6.24. Oolitos ao microscópio e em secção.

Os **dolomitos** são rochas semelhantes aos calcários, só que em vez de terem só calcite têm percentagens de dolomite superiores a 35%. Têm propriedades muito semelhantes aos calcários, muitas vezes só se distinguindo por análise química. Contudo, há uma diferença: é que não reagem a frio e em massa com o HCl, só a quente e em pó.



Fig. 6.25. Calcário pisolítico

### 5.3.3. EVAPORITOS

Como o próprio nome indica, evaporitos são rochas que resultam da precipitação de substâncias dissolvidas na água por evaporação desta. Ocorrem fundamentalmente em climas secos e quentes. São constituídos principalmente por gesso, anidrite ou sal-gema.

### 5.4. ROCHAS BIOGÉNICAS

Estas rochas resultam da acumulação directa de detritos orgânicos, animais ou vegetais, podendo ser consolidadas ou não. A sua composição química pode ser calcária, siliciosa, fosfatada ou carbonosa. A Tab. 6.4 mostra a classificação das rochas biogénicas.

Tab. 6.4. Rochas sedimentares de origem orgânica.

Tipo	Não consolidada	Consolidada
Calcário	Conchas, fragmentos de concha, ooze	Calcário conquífero; Calcário coralino; Cré
Carbonoso	Turfa; hidrocarbonetos	Carvão
Silicioso	Terra de diatomáceas	Diatomito
Fosfatado	Guano	Fosforito

#### 5.4.1. CALCÁRIOS

Os calcários de origem biogénica são constituídos por conchas ou fragmentos de conchas de gasterópodes, lamelibrânquios, foraminíferos, por fragmentos de pólipos de corais e por espículas de espongiários (calcários zoogénicos) e por acumulações de algas

calcárias (calcários fitogénicos). Em termos de propriedades, são idênticas às dos calcários descritos nas rochas clásticas.

Algumas variedades destes calcários são:

- a) **Calcário conquífero** e **calcário coralino**: como o nome diz, são formados por cimentação de restos/fragmentos de conchas de gasterópodes e lamelibrânquios;
- b) **Cré**: é um calcário muito branco, pulverolento, constituído predominantemente por conchas de foraminíferos e de espículas de esponjas calcárias.



Fig. 6.26. Exemplos de calcários fossilíferos

A Fig. 6.26 mostra calcários fossilíferos.

#### 5.4.2. CARVÕES

Os carvões são rochas que derivam da acumulação de restos de matéria vegetal morta, que, por soterramento, se vão progressivamente alterando por ação da temperatura e pressão.

Ao conjunto das alterações que a matéria vegetal sofre para dar carvão chama-se **incarbonização**.

Quando a matéria vegetal morre dá origem à **turfa**, que é a acumulação dessa matéria morta. A incarbonização provoca um enriquecimento progressivo em carbono e uma diminuição do conteúdo de voláteis, até que, na fase final, se origina grafite.

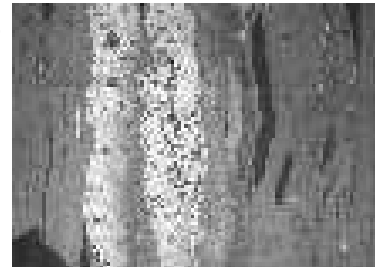


Fig. 6.27. Carvão visto ao microscópio

Ao se observar um carvão ao microscópio (Fig. 6.27), verifica-se que eles são constituídos por numerosos detritos vegetais. Estes constituintes vegetais têm o nome de **macerais**.

Como atrás se disse, a matéria de partida para a formação do carvão é a turfa. À medida que a turfa vai sendo soterrada, começa imediatamente o enriquecimento em carbono e o empobrecimento em voláteis, bem como a compactação aumenta. Assim, a turfa deixa de ser turfa e passa a **lignite**. Os estágios seguintes são os de **carvão betuminoso** e **antracite** (Fig. 6.28), terminando na **grafite**.



Fig. 6.28. Antracite

No carvão, além dos constituintes orgânicos (macerais) é comum encontrarem-se percentagens variáveis de minerais, os mais comuns dos quais são as argilas, o quartzo, os carbonatos, os sulfuretos, etc.

#### 5.4.3. HIDROCARBONETOS

Os hidrocarbonetos são compostos orgânicos de estruturas moleculares de complexidade variada, e que podem ocorrer no estado sólido (**betumes**), líquido (**petróleo**) ou gasoso (**gás natural**). Muitas vezes estes três tipos de hidrocarbonetos aparecem associados entre si, juntamente com água salgada.

Os hidrocarbonetos são gerados por decomposição anaeróbica de restos vegetais e animais.

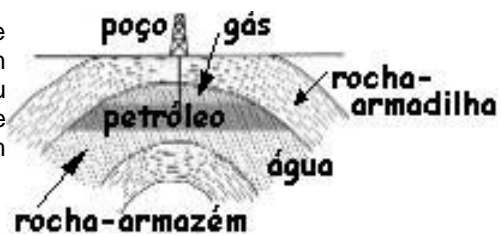


Fig. 6.29. Exemplo dum jazigo de hidrocarbonetos

Geralmente os hidrocarbonetos não se encontram no local em que se formam (**rocha-mãe**) porque, sendo fluidos/plásticos e de densidade baixa, têm tendência a migrar através de fracturas e dos poros das rochas para outros locais até atingirem zonas impermeáveis que os param (**rochas-armadilha**), acumulando-se por baixo destas em rochas que os armazenam (**rochas-armazém**).

A Fig. 6.29 mostra um esquema dum jazigo de hidrocarbonetos.

#### **5.4.4. DIATOMITOS E FOSFORITOS**

Os diatomitos são constituídos por acumulação de bilhões de minúsculas carapaças siliciosas de diatomáceas. São de grão muito fino, friáveis e altamente absorventes.

Os fosforitos são rochas provenientes da litificação do guano. O guano é a acumulação de excrementos de animais, principalmente aves e morcegos, e compostos fundamentalmente de fosfatos, utilizados como fertilizantes.

As rochas sedimentares são muito frequentes em Moçambique (Fig. 6.30), ocupando praticamente todo o sul do Save, a zona centro-costeira, a costa das províncias nortenhas e ainda manchas no interior do País: Tete e Niassa.



Fig. 6.30. Ocorrência de rochas sedimentares em Moçambique.

## TEMA 7: PROCESSOS EÓLICOS – DESERTOS E ACÇÃO DO VENTO

### 14. INTRODUÇÃO

Nas vastas áreas cobertas de areia dos desertos (Fig. 7.1), o vento é o agente da geodinâmica externa mais importante.

Os desertos da Terra ocorrem num cinturão localizado entre as latitudes 20° e 40° a norte e sul do Equador. No hemisfério sul os desertos maiores encontram-se na África Austral e Austrália, ao passo que no hemisfério norte eles encontram-se no oeste dos EUA, na África do Norte, Península Arábica, Irão e China. Elas representam cerca de 25% do total de terras emersas (sem falar nas regiões polares).

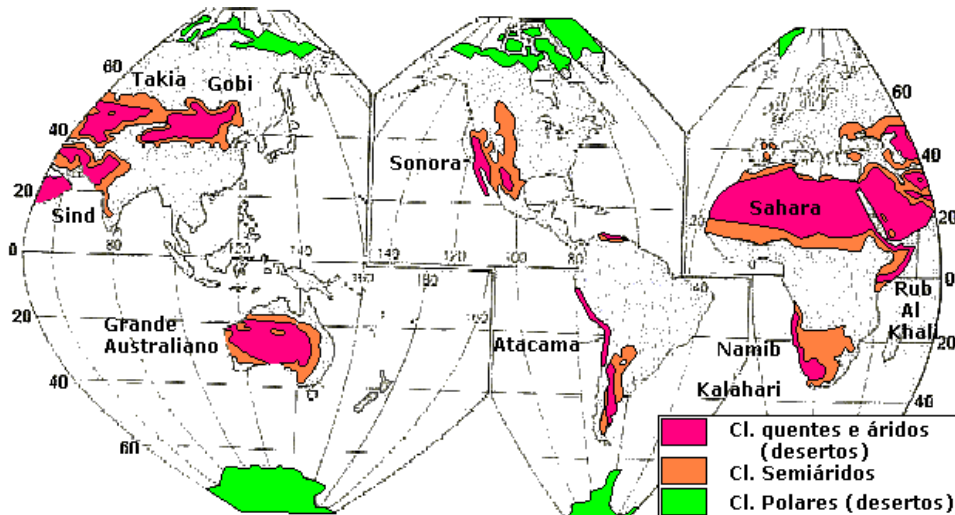


Fig. 7.1. Áreas de distribuição de desertos e regiões semi-áridas

Apesar de a palavra deserto significar literalmente uma **área desocupada e não cultivada**, os desenvolvimento tecnológicos actuais têm permitido abastecer artificialmente de água algumas regiões, tornando-as habitáveis. Assim, **deserto** passou a definir-se como uma *terra árida, "deserta" ou não, em que a precipitação anual é < 250 mm ou em que a evaporação é superior à precipitação*, ou seja, a **aridez** é a característica típica dos desertos.

Além dos desertos, há várias regiões do mundo em que a precipitação anual varia entre 250 e 500 mm, que são zonas semi-áridas, normalmente à volta dos desertos, como se pode ver na Fig. 7.1.

O vento só tem efeito como agente da geodinâmica externa se houver à disposição material que possa ser transportado. Por isso, a acção do vento é importante ao longo das costas, vulcões e desertos.

### 15. MOVIMENTOS DO AR

O ar move-se principalmente como resposta a variações de pressão na atmosfera e aos efeitos de arrasto entre o movimento de rotação da Terra e a atmosfera.

Uma vez que a Terra roda de W → E, as principais correntes de ar a grandes altitudes também fluem nesse sentido. A altitudes mais baixas, as direcções do vento são influenciadas por células de baixas e altas pressões sobre os continentes e oceanos. As baixas pressões formam-se sobre terra e mares quentes (equador e zonas tropicais). À medida que o calor é transferido para o ar, este torna-se mais quente e por isso menos denso, tendo tendência a subir. Quando sobe, o ar das regiões vizinhas é puxado para essa zona devido à diminuição de pressão. Esse ar vem das regiões mais frescas (zonas temperadas e polares) que, por estar mais frio, é mais denso e se encontra a altitudes menores.

A rotação da Terra interfere com estes movimentos. O **efeito de Coriolis** faz com que qualquer corpo que se mova livremente em relação à Terra em rotação, inflecte para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul, independentemente da direcção em que esse corpo se mova.

O efeito de Coriolis vai quebrar este padrão simples de circulação entre o equador e os pólos, dando origem a zonas próprias de circulação de ar (Fig. 7.2). Por exemplo, às latitudes de 30°, algum ar equatorial (de grande altitude) fluindo para os pólos desce em direcção à superfície da Terra. Quando desce, este ar torna-se mais quente. Isso significa-se que a essas latitudes, à volta do mundo, os climas são mais quentes e secos, o ar é limpo e a chuva é pouca. O ar descendente espalha-se para norte e sul dessas latitudes. No hemisfério sul, o ar que foi para norte dessa latitude inflecte para oeste, em sentido contrário aos ponteiros do relógio. A parte do ar que vai para sul dessa latitude também inflecte para oeste, mas flui no sentido dos ponteiros do relógio.

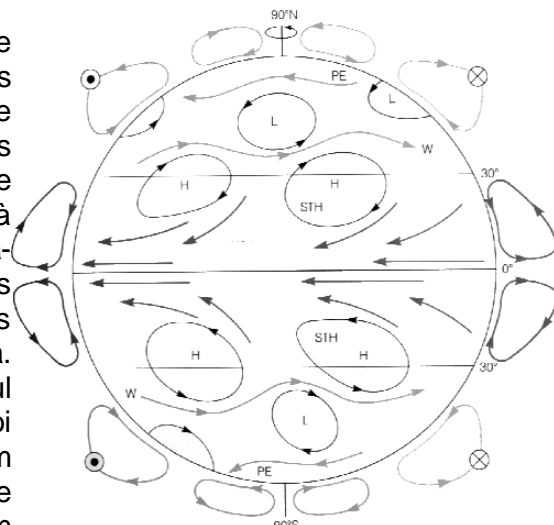


Fig. 7.2. Regime de ventos

A velocidade do vento muda e geralmente varia com as estações do ano. Os ventos locais são muito afectados pela topografia e ao longo das costas pelo movimento do ar do e para o mar.

Os movimentos do ar em atmosfera limpa são difíceis de ver, mas se houver algum fumo ou poeira, o padrão de fluxo torna-se visível.

A quantidade de areia que um vento transporta depende da sua velocidade, da granulometria da areia, da rugosidade do terreno, da cobertura vegetal e da humidade da areia. Como se pode imaginar, ventos de alta velocidade, partículas pequenas de areia, superfície lisas e pouca vegetação favorecem o transporte pelo vento.

## 16. FONTES DO MATERIAL TRANSPORTADO PELO VENTO

As fontes potenciais de material transportado pelo vento existem em qualquer sítio em que existam pequenas partículas de solo ou sedimento expostas ao ar. A maioria das **praias actuais** e muitos rios apresentam um bom fornecimento de sedimentos finos. Também os depósitos fluviais e os arenitos podem vir a ser fontes de material transportado pelo vento se expostos em regiões áridas e semi-áridas.

As plantas e a cobertura vegetal tendem a impedir a remoção do material pelo vento, o mesmo acontecendo à humidade do solo, que age como adesivo. Mas em áreas secas a humidade do solo é baixa e poucas plantas agarram os sedimentos no lugar.

Outra fonte propícia de material a ser transportado pelo vento é aquele **resultante das glaciações**. Os glaciares moem grandes quantidades de rocha a dimensões que podem ser transportadas pelo vento. Os materiais finos resultantes são transportados pelas águas fundidas a partir do gelo e depositadas mais a jusante para formar grandes planícies de sedimentos. Quando o glaciar desaparece, formam-se lagos que, com o tempo, evaporam, secando os sedimentos que ficam expostos ao vento.

Os **vulcões** são também importantes fontes de material. As poeiras e cinzas lançadas pelas erupções podem ser levadas a altitudes muito maiores do que é usual noutros casos (Fig. 7.3).

A **actividade humana** tem muitas vezes jogado um papel importante ao expor à superfície muitos materiais do subsolo. O problema é severo em regiões recebendo pouca precipitação para a agricultura e que são cultivadas. Tais zonas são propícias a períodos secos, por vezes de longa duração.



Fig. 7.3. Nuvem vulcânica a ser transportada por ventos

## **17. MOVIMENTOS DE MATERIAIS PELO VENTO**

Sob as condições extremas que caracterizam os tufões e ciclones, em que os ventos sopram acima de 100 km/h, grandes objectos podem ser transportados pelo vento.

Os centros dos tornados são colunas de pressões muito baixas de ar rapidamente ascendente (Fig. 7.4). Os ventos rodam à volta desta coluna a altas velocidades e o ar flui em espiral à volta desta

coluna. Estes ventos são responsáveis pelo descarrilamento de comboios, arranque de casas, carregando-os a dezenas de quilómetros, e ainda pelo desflorestamento de várias áreas.

Os ciclones têm um padrão de movimento semelhante aos tornados, mas cobrindo áreas muitíssimo mais extensas (Fig. 7.5). Ambos os fenómenos são capazes de mover objectos grandes e são geralmente acompanhados de grandes prejuízos devido a movimentos dos materiais pelo vento. A diferença é que enquanto os tornados afectam uma faixa estreita e ocorrem onde a superfície está coberta por vegetação (não sendo por isso agentes geomórficos importantes), os ciclones dão origem a grandes inundações, e geralmente afectam zonas costeiras, sendo por isso importantes agentes geomórficos destas zonas.

Os ventos fortes são capazes de movimentar seixos (4-64 mm) em que raramente são levantados do chão. São movidos por arrasto, por rolamento e, por vezes, saltitando. Os blocos (> 256 mm) raramente rolam, mas porque os sedimentos em que estão assentes são deslocados. As partículas mais pequenas (ver Tab. 6.2) constituem o grosso da carga de partículas transportadas pelo vento.

O movimento do cascalho (2-4 mm), areia ( $1/16$ -2 mm) e silte ( $1/256$ - $1/16$  mm) ocorre pelos mesmos mecanismos. Os fragmentos começam a mover-se quando a velocidade do vento atinge o nível crítico para o tamanho dos sedimentos. Primeiro, a partícula rola no chão e salta quando batida por outra. Uma vez começado o saltitar de partículas, o processo acelera, porque os grãos, ao saltarem, são impelidos para a frente pelo vento, ganhando assim mais energia. Quando eles batem de novo na superfície, fazem com que outras partículas também saltem, originando uma reacção em cadeia. Em breve ocorre uma zona com alguns centímetros a um metro de espessura cheia de sedimentos saltitantes, isto é, envolvidos em **saltação** (Fig. 7.6.a) Tanto o tamanho das partículas como a altura da zona de saltação aumentam com o aumento da velocidade do vento.

A superfície da maioria dos depósitos de areia está coberta por uma série de ondulações (*ripples* – Fig. 7.6.b), causadas pelo rolamento e saltação da areia. A instabilidade desta superfície ondulada é mostrada pela facilidade com que as *ripples* mudam em função da direcção do vento, uma vez que as cristas dos *ripples* dispõem-se perpendicularmente à direcção do vento. Na Fig. 7.6.c mostra-se um aspecto de *ripples* em areias. Os sucessivos impactos que os grãos sofrem neste processo tendem a arredondá-los e a dar-lhes superfícies picotadas (Fig. 7.7; o picotado pode ser também originado por alteração química).



Fig. 7.4. Exemplo dum tornado com a coluna ascendente

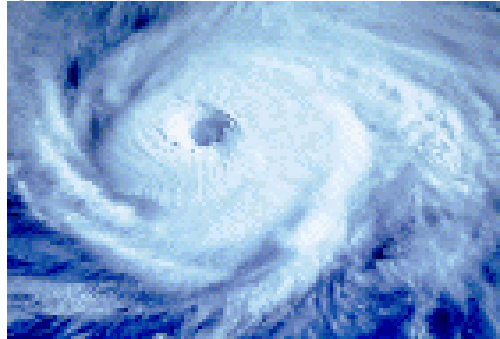


Fig. 7.5. Ciclone visto do espaço

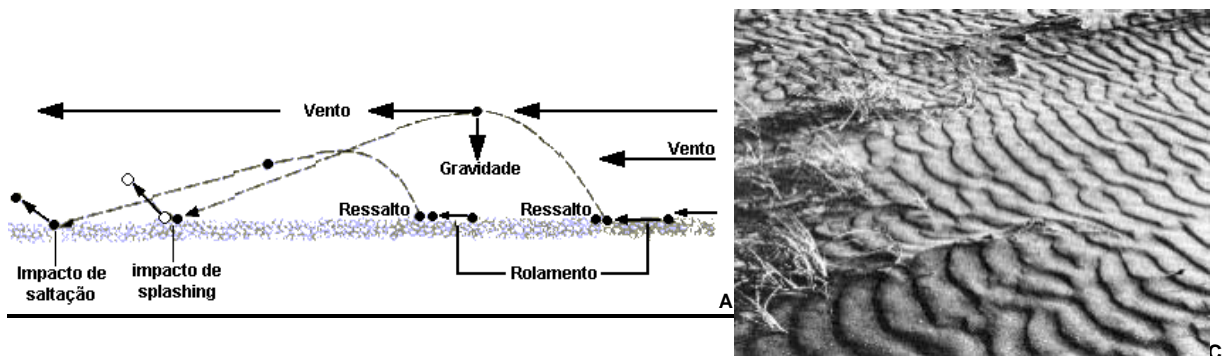
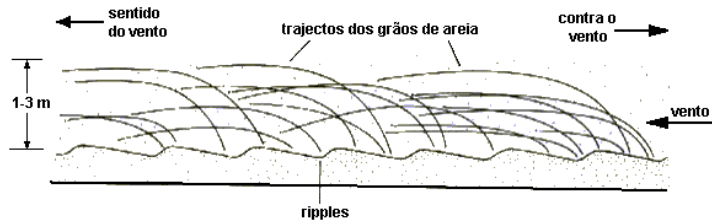


Fig. 7.6. A e B. Movimentos de grãos por acção dos ventos. C. Superfície de areia com *ripples*.



As partículas mais finas no ar – poeiras e fumo – são levadas a muito maiores altitudes e duma maneira diferente que o normal das partículas. As poeiras e fumos são muitas vezes compostas de partículas finas e achatadas, com uma área de superfície muito grande em relação ao seu peso. Isto torna possível as correntes ascendentes carreguem-nas também para cima, facilmente contrariando a força da gravidade. Quando há erupções vulcânicas, as poeiras e cinzas vulcânicas expelidas pela força da explosão são levadas para cima e podem manter-se nos níveis superiores da atmosfera por muitos anos e

ser levadas várias vezes à volta da Terra.



Fig. 7.7. Grãos polidos e picotados por acção do vento

## 18. SEDIMENTOS TRANSPORTADOS PELOS VENTOS

### 5.1. DUNAS

As **dunas** são **elevações ou ripples de areia depositados pelo vento**. Geralmente uma duna forma-se onde um obstáculo impede o fluxo normal de ar. A velocidade do vento a um ou dois metros do chão é largamente influenciada por qualquer irregularidade que este chão tenha. Ao encontrar um obstáculo, o vento rodeia-o pelos lados e por cima, deixando atrás do obstáculo uma bolsada de ar de movimento mais lento. Nestas bolsadas de velocidade mais baixa, os grãos de areia caem e formam montículos. Os montículos em crescimento, por seu lado, influenciam o fluxo do ar. À medida que mais areia se acumula, os montículos juntam-se para formar uma duna.

As dunas são assimétricas. Elas têm uma encosta inclinada no lado do sentido do vento, e uma mais suave, do lado de onde o vento vem (Fig. 7.8). Os grãos de areia movem-se por saltação pela encosta suave acima até atingirem a crista da duna. Como a distância que um grão salta é geralmente inferior ao comprimento da encosta mais íngreme, os grãos que passam a crista da duna acumulam-se no topo da encosta íngreme, formando-se aqui um bojo que, a certa altura,

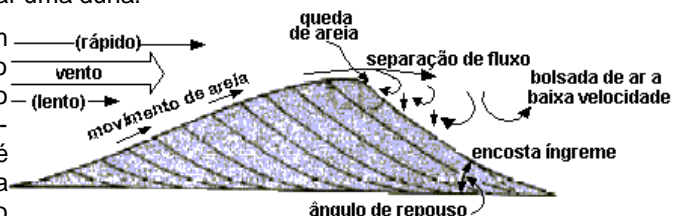


Fig. 7.8. Geometria duma duna

atinge o ângulo crítico de repouso, e a areia desliza pela encosta abiaxo. Este deslizamento leva a que a encosta íngreme atinja de novo o ângulo de repouso, que é de 30° - 34°.

O ângulo de repouso da encosta mais suave varia com a velocidade do vento e com a granulometria do material, mas é sempre menor que o ângulo de repouso da encosta mais íngreme. A assimetria da duna dá indicações da direcção e sentido dos ventos, uma vez que a encosta íngreme está sempre do lado contrário de onde o vento vem.

Muitas dunas atingem alturas de 30-100 m; na Planície de Alashan na China referiram-se dunas com 500 m de altura (Fig. 7.9).

A contínua transferência da areia da encosta suave para a encosta íngreme leva a que a duna **migre** na direcção do vento, às vezes com velocidades de 25 m/ano, podendo inclusivamente soterrar

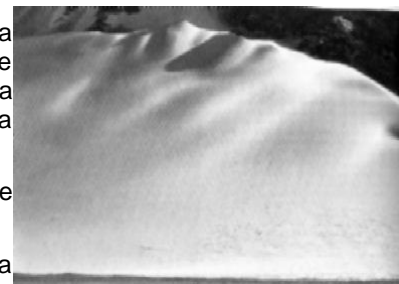


Fig. 7.9. Duna de Alashan, China

casas e outras obras, entupir canais de irrigação e mesmo ameaçar cidades (Fig. 7.10). Em tais lugares, o avanço das dunas pode ser evitado pela plantação de vegetação que sobreviva em solos secos como os que constituem as dunas.

A Fig. 7.11 mostra os vários tipos de duna e em que ambientes eles ocorrem. O tipo de duna é controlado pelo grau de cobertura vegetal, pela força do vento, e pela quantidade de areia disponível (Fig. 7.12). Onde há muita areia e a falta de humidade impede o crescimento de vegetação, os ventos tendem a criar barcanas e dunas transversais; se houver menos areia, tendem a formar-se dunas longitudinais. Com um aumento de humidade a vegetação começa a aparecer e aí predominam as dunas parabólicas. Com um aumento ainda maior de vegetação e um declínio da velocidade dos ventos, a formação de dunas cessa.



**Fig. 7.10. Ruínas soterradas por dunas costeiras em Pachacamac, Peú.**

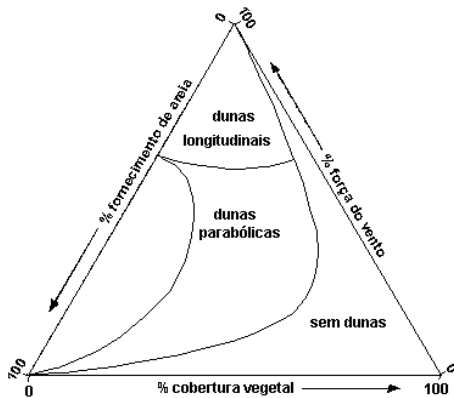


Fig. 7.11. Relação tipo de duna, vegetação, areia e vento

Uma duna coberta de capim pode ser reactivada se o capim morrer permitindo que a deflaccão comece. Isto pode resultar de períodos de seca, ou pela destruição da vegetação por animais e pelo Homem.

Onde existir uma duna, é possível dizer donde soprou o vento que a criou. Mesmo que uma duna tenha sido erodida e o que restou transformado em arenito, é possível determinar a direcção do vento que criou essa duna (Fig. 7.13).

A Fig. 7.14 mostra uma região do deserto do Sahara, na Argélia, com dunas em estrela.

TIPO DE DUNA	DEFINIÇÃO E OCORRÊNCIA	ESQUEMA
<i>Barcana</i>	<b>Duna em forma de crescente, com as pontas apontando no mesmo sentido do vento.</b> Ocorre chãos duros e planos dos desertos. Vento constante e fornecimento limitado de areia; Alturas de 1 a mais de 30 m	
<b>Crista Barcanóide</b>	<b>Fiada de dunas em forma de crescente conectadas, orientadas perpendicularmente à direcção do vento</b>	
<b>Duna Transversal</b>	<b>Duna formando uma crista assimétrica perpendicularmente à direcção do vento.</b> Ocorre em áreas com abundância de areia e pouca vegetação; Em alguns lugares passa gradualmente para barcanas	
<b>Duna Parabólica</b>	<b>Duna em forma de U, com a concavidade virada para o vento.</b>	
<b>Duna Linear</b>	<b>Duna em crista longa e rectilínea paralela à direcção do vento.</b> Atingem 100m de altura a 100 km de comprimento. Ocorrem em desertos com pouco fornecimento de areia e fortes ventos soprando duma só direcção	
<b>Duna em Estrela</b>	<b>Colina isolada de areia tendo uma base que se assemelha a uma estrela em plano.</b> As cristas convergem num pico central, que pode atingir 100 m de altura. Tende a manter-se fixa no lugar em áreas onde o vento sopra de todas as direcções	

**Duna Inversa**

***Crista assimétrica intermédia entre uma duna transversal e uma duna em estrela.*** Forma-se onde a força e a duração do vento de duas direcções opostas estão em equilíbrio.

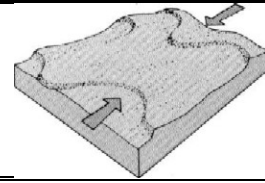


Fig. 12. Principais tipos de dunas baseados na forma.



Fig. 7.13. Estratificação cruzada em arenito originado de dunas antigas convertidas em rocha sedimentar consolidada



Fig. 7.14. Dunas em estrela de Tifernine, Argélia

## 5.2. MARES DE AREIA

Alguns desertos maiores contêm extensos depósitos de areia em movimento a que se chamam **mares de areia** ou **ergs**. Alguns dos melhores exemplos encontram-se no N, W e SW de África (Fig. 7.15) e na Península Arábica. Eles contêm uma variedade de formas dunares, desde pequenas colinas de areia e barcanas a grandes complexos dunares que formam uma paisagem infundável e monótona.

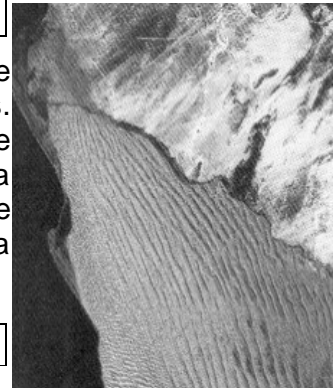


Fig. 7.15. Mar de areia do deserto de Namib

## 5.3. LOESSES

Em algumas extensas áreas, os sedimentos depositados pelo vento são tão espessos e uniformes que constituem um depósito distinto e controlam as características da paisagem. Estes depósitos são conhecidos por **loess** (do Alemão *löss* = solto) que se define como silte depositado pelo vento, geralmente acompanhado de alguma areia e argila finas.

Geralmente o *loess* é maciço e sem estratificação. As raízes das plantas, os vermes e outros organismos removeram o sedimento vezes sem conta durante e desde a sua deposição. Onde exposto, o loess geralmente apresenta barrancos muito íngremes (Fig. 7.16), como se fosse uma rocha consolidada. Isto é resultado do grão finíssimo do loess em que a atracção molecular é muito forte, tornando as partículas muito coesas. A porosidade é muito alta, normalmente >50%. Assim, o loess absorve muita água, tornando-se solos muito produtivos.



Fig. 7.16. Loess exposto em Xian, China

Os minerais constituintes do loess são o quartzo, feldspatos, micas e calcite. As partículas são geralmente frescas e mostram pouca evidência de meteorização química, a não ser leve oxidação de minerais com ferro que dá ao depósito uma cor amarelada-acastanhada.

Os loesses apresentam duas características que indicam a sua origem eólica:

- a) forma coberturas extensas e uniformes, cobrindo colinas e vales da mesma maneira e a diferentes altitudes;
- b) contém fósseis de plantas e animais terrestres, principalmente determinados tipos de caracóis terrestres, bem como grandes mamíferos.

A distribuição dos loesses mostra que a sua principal fonte foram os desertos e planícies de inundação resultantes da fusão dos gelos glaciares.

## TEMA 8: RIOS E PROCESSOS FLUVIAIS

### 19. INTRODUÇÃO

A Terra é muitas vezes chamada de Planeta da Água, por ser o único planeta do Sistema Solar em que a água ocorre nos três estados: sólido, líquido e gasoso. Além disso, cerca de 60% da superfície da Terra é coberta de água. Se bem que hoje não haja rios em Marte, muitas das formas de terreno sugerem a existência desses rios em tempos idos. Mas em nenhuma parte do Sistema Solar a influência dos rios na modelação da paisagem é tão importante como na Terra

### 20. FORMAÇÃO DOS RIOS

Como é que a água vai para os rios, não é tão claro como parece. A água corrente – água que não é absorvida pelo solo mas que flui à superfície – contribui para a maior parte da água dos rios, mas mesmo alguns pequenos rios continuam a fluir mesmo quando esta água corrente superficial se esgotou. Alguma da água que alimenta os rios provém do subsolo – água subterrânea. A maior parte desta água subterrânea flui no subsolo, mas parte aparece à superfície ou como nascentes ou ainda debaixo do próprio leito dos rios. Mas a principal fonte dos rios é a água corrente superficial – **runoff**.

Uma série de factores controla a quantidade de *runoff* e quanta água evapora, transpira ou vai para o subsolo (ver ciclo hidrológico). Uma grande percentagem da chuva torna-se *runoff* em área em que:

- têm encostas íngremes;
- têm taxas baixas de evapotranspiração.

O *runoff* começa como uma fina lâmina de água à superfície do solo. Esta toalha de água flui encostas abaixo em pequenos canais que coalescem para formar fluxos de água maiores (Fig. 8.1). Na maioria dos casos, a superfície do chão é composta por uma rede de pequenos canais (por vezes não visíveis) que se encontram secos. Só os canais maiores parecem ter vales visíveis e mesmo estes, só alguns têm água o ano todo.



Fig. 8.1. Rede de drenagem

Assim, os **rios permanentes** são só uma parte duma extensa rede de canais que drenam a superfície da Terra. A área drenada por um rio (e seus afluentes) chama-se **bacia hidrográfica**, e o perímetro desta bacia é definido por uma linha imaginária chamada **interflúvio** ou **linha divisória de água**, porque separa uma bacia hidrográfica doutra bacia hidrográfica. A Fig. 8.2 mostra as bacias hidrográficas dos principais rios de Moçambique. Esta linha, se bem que imaginária, tem um sentido real, uma vez que em ambos os lados desta linha as águas do *runoff* fluem em direcções opostas.

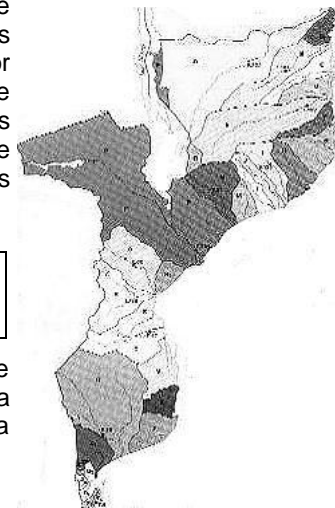


Fig. 8.2. Bacia hidrográficas de Moçambique

### 21. PRINCÍPIOS QUE GOVERNAM A ACÇÃO DOS RIOS

Uma observação da natureza mostra uma diversidade grande de rios e de paisagens que eles atravessam. Estas diferenças incluem a quantidade de água, a largura e profundidade do rio, a sua velocidade e a forma do canal.

#### 3.1. O RIO E O SEU CANAL

##### Forma do Canal

A maioria dos rios permanentes correm em canais bem definidos que podem ser descritos medindo a sua largura e a sua profundidade, de modo a desenhar-se uma secção do rio. Assim é possível calcular-se a área da secção dum rio em vários locais. Se se determinar a velocidade média, é possível calcular o seu **caudal** – *quantidade de água que passa na secção por unidade de tempo*, expressa em volume/unidade de tempo.

As formas dos canais e os caudais diferem muito de rio para rio e dentro do mesmo rio. A Fig. 8.3 mostra que os canais também diferem muito na mesma secção de tempos em tempos, especialmente quando o caudal muda devido a muita ou pouca precipitação ou a mudanças sazonais. Em parte, a mudança na secção é devida ao facto de que o nível do rio sobe quando o caudal aumenta, mas em muitos canais a forma e profundidade do canal também muda. Estas mudanças são resultado de erosão e deposição de material no leito do rio (canal). Os sedimentos soltos e não consolidados consistem muitas vezes de silte, areia e misturas de cascalho, a que se chama **aluvião**. A maioria dos rios corre em canais cortados em aluviões que enchem o fundo dos vales dos rios.

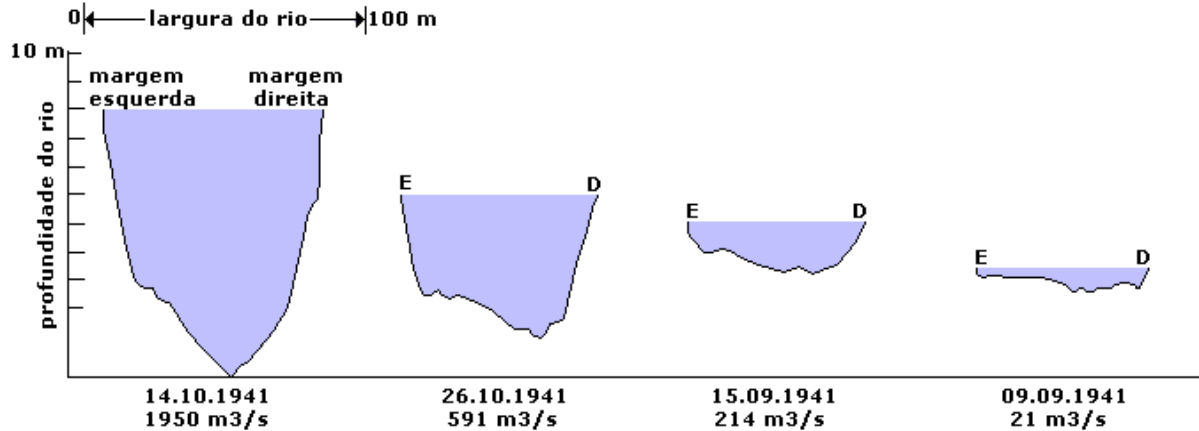


Fig. 8.3. Mudança na forma do canal durante as cheias do Rio San Juan (Utah, EUA), entre Setembro e Outubro de 1941.

A forma do canal pode ser um semi-círculo quase perfeito em secção, mas geralmente é assimétrico e, em algumas condições, o rio corre não num, mas em vários canais que mudam rapidamente, de pouca profundidade e intercruzados, chamando-se rios anastomosados (Fig. 8.4). Outros rios, ainda, correm sobre rochas dura em que não se vê aluvião (Fig. 8.5).

Uma vez que o caudal muda, os aluviões não estão confinados ao canal. Durante as cheias, o caudal é excepcionalmente alto e, nessa altura, o rio tanto erode o vale para além do canal habitual, como deposita sedimentos nesse mesmo vale quando o canal diminui. Assim, é formada uma superfície quase plana ao longo de muitos rios – as chamadas **planícies de inundação**. Quando se vai de estrada para o Xai-Xai e se passa Chicumbane, a estrada desce a uma dessas planícies de inundação até se chegar à ponte sobre o Rio Limpopo, onde ocorreram as dramáticas cheias de 2000. A Fig. 8.6 mostra uma fotografia aérea do Rio Limpopo tirada na altura das cheias, mostrando a planície de inundação afectada pelas águas. Se bem que quase todos os rios tenham cheias, nem todos têm planície de inundação. É o que acontece quando os rios correm em leitos como os da Fig. 8.5. Os canais variam claramente desde onde o rio começa em altitudes maiores – **nascente** – até a altitudes mais baixas onde desagua num rio, lago ou mar – a **foz**.

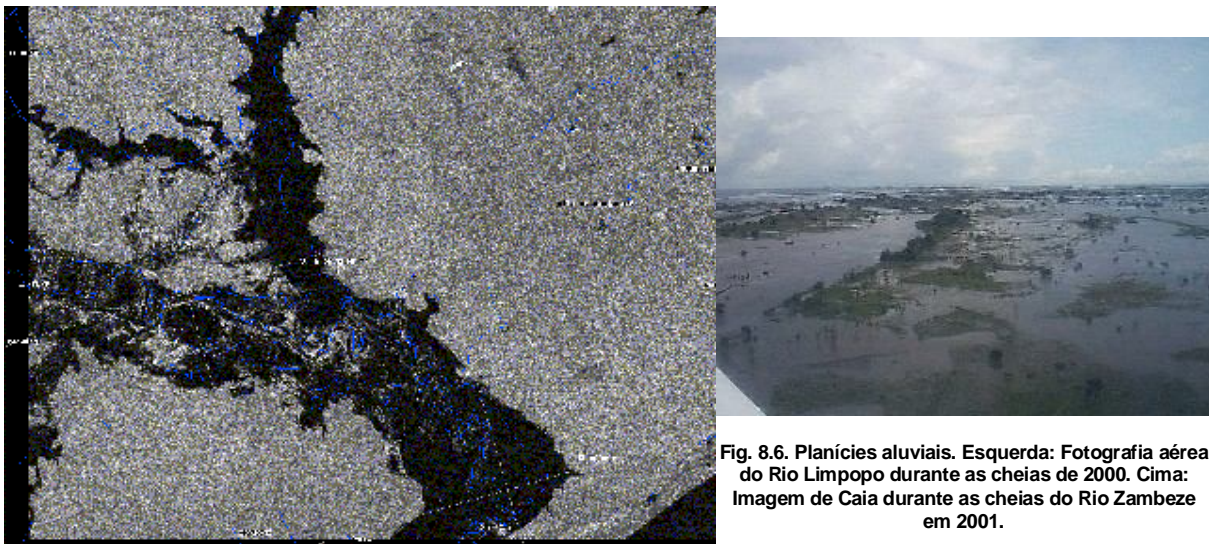
Os rios fluem porque a se água move encosta abaixo. Além disso, a velocidade da água aumenta com a inclinação da encosta. Assim, a inclinação (declive) da encosta é uma característica importante de qualquer rio. O declive dum rio – o **gradiente do rio** – é determinado medindo a diferença de altitudes entre dois pontos e a distância entre os mesmos. Normalmente mede-se em **metros/quilómetros**. A Fig. 8.7 mostra o perfil longitudinal do Rio Yellowstone, nos EUA.



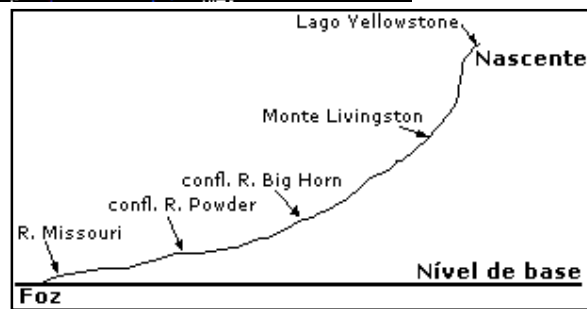
Fig. 8.4. Rio anastomosado



Fig. 8.5. Leito rochoso do Rio Vúzi, afluente do R. Zambeze, na Albufeira de Cahora Bassa



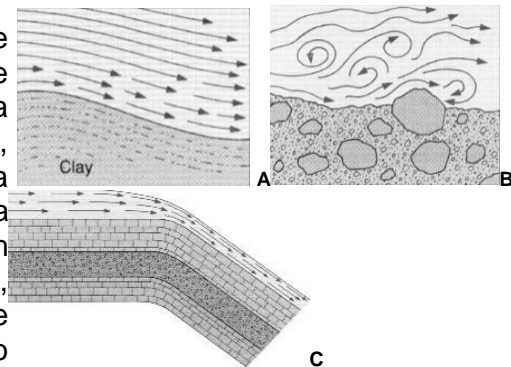
**Fig. 8.6. Planícies aluviais. Esquerda: Fotografia aérea do Rio Limpopo durante as cheias de 2000. Cima: Imagem de Caia durante as cheias do Rio Zambeze em 2001.**



**Fig. 8.7. Perfil longitudinal do Rio Yellowstone; escala vertical exagerada**

**Fluxo de água**

A natureza do fluxo da água dos rios sofre muitas alterações no decurso do seu caminho desde a nascente até à foz. Nas montanhas, onde a água está confinada a leitos estreitos em forma de V, cheios de cascalheira e detritos rochosos, a água literalmente salta, borbulha e espuma durante a sua descida. Na base das montanhas a água segue um curso sinuoso. A água torna-se menos turbulenta, excepto durante as cheias. À medida que o rio se aproxima do nível do mar, ele segue um caminho meandrante numa paisagem plana. A água flui suavemente só com algumas perturbações superficiais.



**Fig. 8.8. Diversos tipos de fluxo das águas dos rios. A. Laminar; B. Turbulento; C. de Queda**

O fluxo da água do rio pode ser calmo ou turbulento. No primeiro caso, diz-se que o rio tem um **fluxo laminar** (Fig. 8.8.a) e no segundo que tem um **fluxo turbulento** (Fig. 8.8.b). Quando o fluxo muda o declive muito rapidamente, a espessura de água diminui, passando a ter um **fluxo de queda** (Fig. 8.8.c). Um exemplo deste tipo de fluxo é uma cascata (Fig. 8.9).

**Fig. 8.9. Quedas de água de Victoria Fall, do lado Zambiano (1977), também chamadas de Mosi-wa-Tunya (a água de troveja)**



### 3.2. CARGA DUM RIO

#### Fontes da carga dum rio

À exceção das grandes altitudes em que os glaciares transportam grandes quantidades de carga, os rios são praticamente os únicos responsáveis pela remoção do solo e rochas dos continentes. A **carga dum rio** é o *material transportado pelo rio*. As margens dos rios são a fonte mais imediata da carga. À medida que o rio remove aluvião do seu canal, as margens tornam-se super-íngremes, ocorrendo então *slumping*, deslizamento e outras formas de destruição de margens, cujo material entra na corrente de água. Este processo é particularmente importante nas zonas em que o rio atravessa sedimentos não consolidados.

A carga pode também provir de fora da área da bacia hidrográfica. Junto a glaciares actuais as águas fundidas carregam sedimentos suspensos para os rios.

A areia e silte soprados pelos ventos constituem grande parte da carga dos rios que correm perto de desertos, lagos ou costas onde predominam ventos fortes e sedimentos soltos.

As cinzas vulcânicas também são importantes fontes durante as erupções.

#### Movimentos da carga com a água corrente

Quando o *runoff* superficial é forte e varre grandes quantidades de solo e produtos de meteorização para os rios, a água aparece barrenta porque parte da sua carga está a ser transportada em **suspensão**, constituída principalmente pelas partículas mais leves e mais pequenas, do tamanho de argilas e siltes. Se a água for muito turbulenta, também pode carregar em suspensão partículas maiores.

Alguns produtos de meteorização podem ser carregados em **solução**, especialmente em rios fluindo sobre determinados tipos de rochas (calcários, dolomitos, depósitos salinos). Em climas húmidos, a maioria do material dissolvido é trazido pelas águas subterrâneas que ascendem à superfície. Também os produtos solúveis dos processos de meteorização química vão ter aos rios e juntar-se à carga em solução.

O resto da carga dum rio move-se ao longo do fundo do canal e chama-se **carga de fundo**. Quando a velocidade da água é suficientemente grande, a areia, seixos, cascalho e mesmo blocos, podem saltitar ao longo do fundo ao baterem em irregularidades deste e, por algum tempo e curtas distâncias, serem transportados como carga em suspensão, até serem puxados para o fundo pela gravidade. Outra maneira de movimento é por arrasto e rolamento ao longo do fundo.

Experiências têm mostrado que a quantidade de partículas maiores que rolam ao longo dum canal aumenta enormemente com o aumento da velocidade da água. Assim, um rio em que a água se move a uma velocidade de 100 cm/seg consegue mover um calhaus de 2 kg, mas se essa velocidade for de 200 cm/seg, já consegue mover calhaus de 64 kg. A fig. 8.10 mostra um calhaus de granito de 8 toneladas rolado e polido como carga de fundo do Rio Big Thompson (EUA).



Fig. 8.10. Bloco rolado de granito de 8 toneladas

Todos os rios carregam normalmente os três tipos de carga, mas pode acontecer que predomine um deles sobre os outros. Por exemplo, os rios do sul de Moçambique, que correm em planícies e em velocidades relativamente lentas, carregam fundamentalmente carga em suspensão e em solução, e só muito pouco em carga de fundo. Pelo contrário, os rios de montanha carregam normalmente carga de fundo.

A quantidade de material transportado depende não só da velocidade da água, mas também da **disponibilidade de material**. Geralmente os rios não carregam todos os detritos possíveis para as suas condições, ou seja, para a sua **capacidade** – *quantidade de material que eles podem transportar nas condições prevalentes*. Por outro lado, a capacidade não é preenchida por que a força da água não é suficiente para transportar os detritos.

### 3.3. EROSÃO DUM RIO

Uma bacia hidrográfica é erodida pelo *runoff*, por movimentos de massa e por processos que acontecem no próprio rio.

A pressão da água corrente contra os blocos de rocha causa o seu rolamento e, se a velocidade for alta, podem saltar ao bater em obstáculos. Uma vez em processo de **saltação**, estes caulhaus deslocam outros sedimentos no fundo. Se o fundo for de rocha dura, o impacto dos calhaus em saltação pode partir e fracturar esta rocha.

As cargas em suspensão e saltação são afectadas pela turbulência da água. Muita da carga de fundo é mantida em suspensão em águas turbulentas, mas as partes mais pesadas estão continuamente a bater no fundo. Nestas condições é natural que a erosão se concentre no fundo, fazendo com que o rio cave ainda mais o seu leito.

Como consequência, alguns rios correm em gargantas estreitas, como o Rio Zambeze (Fig. 8.11), ou o rio Colorado no Arizona (Fig. 8.12).

A erosão lateral ocorre fundamentalmente em rios que correm em encostas muito suaves. Em cada curva, a água é empurrada para a parte de fora da curva, onde a erosão e a turbulência se concentram. O resultado é um aprofundamento do canal e um declive maior da margem do lado de fora da curva. Isto torna esta margem instável, fazendo com que deslize para dentro do rio (Fig. 8.13 e Fig. 8.14).

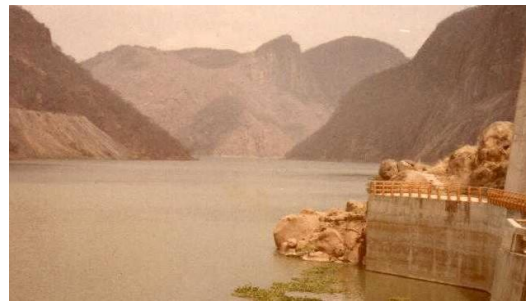


Fig. 8.11. Lago de Cahora Bassa. Notar a forma em V do vale.



Fig. 8.12. Garganta do Rio Colorado, Arizona, EUA.

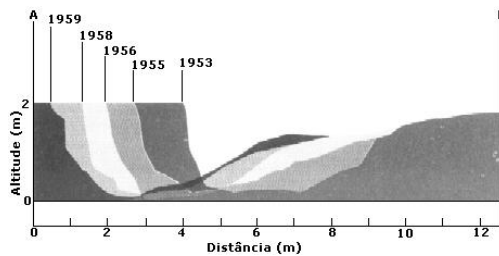


Fig. 8.13. Sucessivos perfis dum rio mostrando a deslocação progressiva do canal para a esquerda

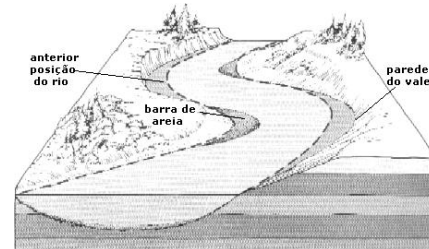


Fig. 8.14. O rio desloca o seu canal erodindo a margem na parte de fora da curva

Quando o rio corre por cima de rocha dura, o canal mostra muitas vezes depressões arredondadas, chamadas **marmitas de gigante** (Fig. 8.15), as quais têm sempre no seu fundo cascalheira e sedimentos grosseiros. Quando a velocidade da água é grande, estes detritos grosseiros rodam dentro do buraco desgastando-o cada vez mais. Os materiais resultantes deste desgaste são levados em suspensão para fora do buraco e rio abaixo. A maioria das marmitas de gigante são pequenas, mas por vezes podem atingir 6 metros de profundidade.



Fig. 8.15. Marmita de gigante

Uma outra causa da erosão dos rios são as **bolhas de ar** que aparecem nas zonas de regime muito turbulento, como na zona de rápidos e na base de quedas de água e de barragens. As bolhas submersas sujeitas às grandes pressões da água colapsam e este colapso provoca ondas de choque que podem causar rápida erosão, mesmo em rochas duras.

### 3.4. DEPOSIÇÃO (SEDIMENTAÇÃO) DUM RIO

A quantidade exacta de areia, silte e rocha transportada por um rio depende de quanta carga está potencialmente disponível e da capacidade do rio. A capacidade dum rio é determinada principalmente pela quantidade de água que corre, pelo caudal e pela velocidade da água, características muito dependentes do gradiente do leito.

A deposição ocorre sempre que a capacidade dum rio for inferior à quantidade de carga que o rio transporta. Assim, ela ocorre quando a velocidade diminui, ou quando a carga fornecida pelo *runoff*, vento ou deslizamentos de terra ultrapassam a capacidade de o rio os transportar.

Em regiões secas os rios estão normalmente carregados para além da sua capacidade por sedimentos finos trazidos ou soprados para o seu canal. Neste caso, o canal começa a encher-se destes sedimentos e a água do rio, incapaz de os movimentar, começa a procurar caminhos, passando a ter um percurso em rede – **rio anastomosado** (Fig. 8.4).

A diminuição da capacidade acontece também como resultado da infiltração da água dos rios nos aluviões porosos das suas margens e fundo, ou quando a evaporação se torna muito forte.

A diminuição da velocidade dos rios deve-se a vários factores, especialmente a redução do gradiente. Isto acontece quando o rio desemboca num lago ou no mar, ainda quando conflui com outro rio ou quando a quantidade de água fornecida diminui.

#### Depósitos Fluviais

Dependendo das condições que originam a deposições, esta ocorre nos canais, nas planícies de inundação e nos corpos de água em que os rios desaguam.

Os **depósitos de canal** nos rios que erodem activamente a rocha por onde correm, tendem a consistir de barras finas de sedimentos pequenos, que se movem no período seguinte de alto caudal. O preenchimento da maioria dos canais geralmente flutua em espessura com a variação de caudal e velocidade das águas do rio.

**Depósitos de planície de inundação** - as águas das cheias estão muito carregadas de sedimentos devido ao aumento do seu caudal e velocidade, aumentando assim a sua capacidade. Quando as água se espriam sobre as planícies de inundação, elas passam a movimentar-se mais lentamente. Por seu lado, encontram no seu caminho uma série de obstáculos, como árvores, por exemplo, aumentando assim o atrito ao movimento. Com a diminuição da velocidade devido a estes factores, ou devido ao fim das cheias, os sedimentos suspensos assentam, formando uma nova camada de sedimentos na planície de inundação, importante para a agricultura. Por vezes acontece que junto às bordas do canal se deposita uma camada de sedimentos mais grosseiros, a que se chama um **levée natural** (Fig. 8.16).

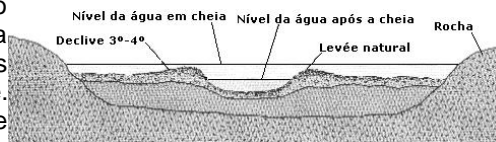


Fig. 8.16. Secção dum rio mostrando a formação dum levée natural

Os **depósitos em outros corpos de água** são chamados de **deltas**, como os do Rio Zambeze e Rio Yukon (Fig. 8.17). Neste caso o canal principal subdivide-se numa série de canais menores e dispostos dendriticamente que transportam a água e a carga em suspensão para a superfície do delta, que geralmente é uma área plana, extensa e pantanosa.

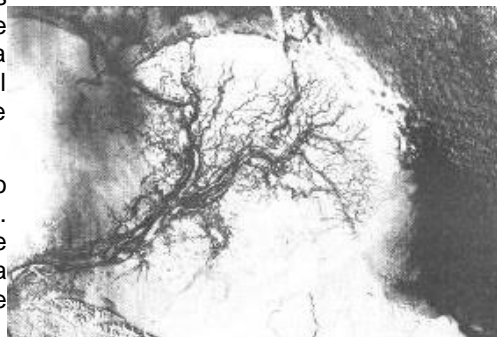


Fig. 8.17. Delta do Rio Yukon, Alasca

As camadas de sedimentos depositadas no topo do delta (Fig. 8.18) são chamadas de **top-set beds**. Na frente do delta, os sedimentos são depositados na encosta (subaquática)

formada em águas calmas – são os **fore-set beds**. Os sedimentos muito finos que ficam em suspensão tempo suficiente para serem carregados para águas mais profundas formam os **bottom-set beds**. À medida que o delta cresce e avança água adentro, depositam-se **fore-set beds** em cima dos **bottom-set beds**. Forma-se assim **estratificação cruzada deltaica**.

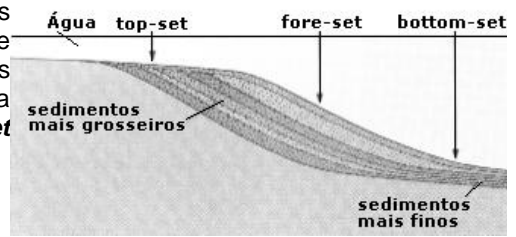
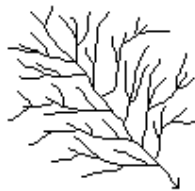


Fig. 8.18. Secção deltaica ideal

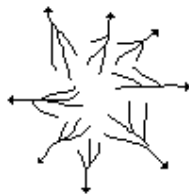
## 1. DESENHO DE DRENAGEM

Se bem que duas bacias hidrográficas nunca sejam iguais, é possível observar os mesmos desenhos de drenagem em várias delas. Entende-se por **desenho de drenagem** a *disposição espacial que a rede de drenagem tem*.

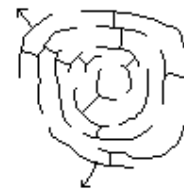
O mais comum destes desenhos de drenagem é o **desenho dendrítico** (Fig. 8.19.a e Fig. 8.1), comum nas rochas que apresentam resistência uniforme à erosão. Muitas vezes, contudo, um exame atento dos padrões de drenagem mostra que os rios se ajustam a tendências estruturais tanto à escala local como à regional. Isto reflecte a tendência dos rios seguirem linhas de fraqueza representadas por diaclases, filhaas e camadas de rochas brandas. O **desenho radial** (Fig. 8.19.b) ocorre em vulcões e domos, ou seja, as nascentes de água do topo do alto topográfico correm em todas as direcções a partir deste topo. O **desenho anelar** (Fig. 8.19.c) também ocorre em domos, quando as camadas sedimentares afloram à superfície. O **desenho paralelo** (Fig. 8.19.d e Fig. 8.20) ocorre em encostas íngremes pobres em vegetação. Os **desenhos rectangular** (Fig. 8.19.e) e **angular** (Fig. 8.19.f) são controlados por diaclases. O **desenho meandrante** (Fig. 8.19.g e Fig. 8.21) encontra-se em rios de gradientes muito baixos. O **desenho anastomosado** (Fig. 8.19.h e Fig. 8.4) também ocorre em rios de gradientes muito baixos e que carregam mais carga do que conseguem. Contudo, muitas vezes a drenagem é **complexa** quando apresenta misturas dos vários tipos de drenagem (Fig. 8.19.i).



a) Drenagem dendrítica



b) Drenagem radial



c) Drenagem anelar



d) Drenagem paralela



e) Drenagem rectangular



f) Drenagem angular



g) Drenagem meandrante



h) Drenagem anastomosada



i) Drenagem complexa

Fig. 8.19 – Diversos tipos de desenho de drenagem

Nas Figs. 8.22 a 8.27 podem ver-se algumas imagens de satélite tiradas pelos astronautas da Challenger.

A Fig. 8.22 mostra a foz do Rio Púngòè, na Cidade da Beira, sendo possível observar-se os sedimentos carregados pelas suas águas para as águas do mar.

Por seu lado, a Fig. 8.23, mostra o Rio Zaire algures no seu percurso, com um leito nitidamente anastomosado, bem como o seu afluente. Na margem de cima, um afluente saído dom lago, tem um curso meandrante junto à confluência com o Rio Zaire.

A Fig. 8.24 mostra alguns vulcões em actividade na Etiópia (vê-se o fumo) e a rede de drenagem radial que parte do topo dos vulcões.

A Fig. 8.25 mostra o Rio Nilo no Vale dos Reis no Egipto, junto a Luxor, com um traçado meandrante, com afluentes mostrando uma drenagem dendrítica.

A Fig. 8.26 mostra a zona de fronteira entre o Senegal (esquerda) e a Guiné Bissau (direita), com os Rios Senegal e Cacheu, com traçado meandrante.

Finalmente a Fig. 8.27 mostra o traçado algo anastomosado do Rio Níger no Mali, bem como um rio menor de drenagem meandrante.



Fig. 8.20. Rio rectilíneo em fratura

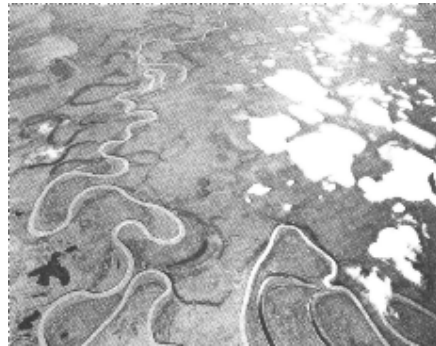


Fig. 8.21. Rio meandrante



Fig 8.22. Imagem da foz do Rio Púngoè, na Beira, e, à esquerda, parte da foz do Rio Búzi.

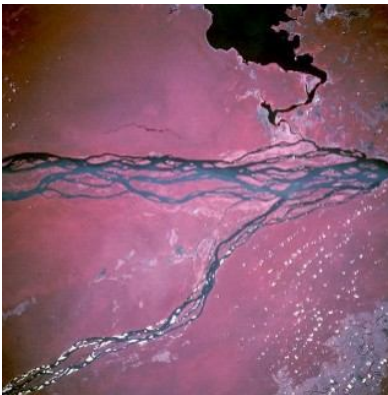


Fig. 8.23. Rio Zaire, com drenagem anastomosada



Fig. 8.24. Montanhas vulcânicas na Etiópia. Notar os fumos dos vulcões e a drenagem radial a partir do topo dos montes.



Fig. 8.25. Vale dos Reis, Egipto. Notar o traçado meandrante do Rio Nilo e adrenagem dendrítica dos seus afluentes.



Fig. 8.26. Rio Senegal (esquerda, República do Senegal) e Rio Cacheu (direita, Guiné Bissau) de traçado meandrante.



Fig. 8.27. Rio Níger, Mali, com traçado algo anastomosado; à direita, um rio menor com meandros.

## TEMA 9: OS OCEANOS E OS PROCESSOS MARINHOS

### 22. INTRODUÇÃO

A água do mar cobre 71% da superfície da Terra. Cerca de 40% do Hemisfério Norte é terra, enquanto que no Hemisfério Sul só há 20% de terra. Esta distribuição irregular da terra e da água joga um papel importante na definição dos caminhos que as águas percorrem nos oceanos.

A profundidade maior medida até hoje é de cerca de 11 km, perto da Ilha de Guam no Oceano Pacífico Ocidental, sendo a profundidade média do mar de cerca de 3.8 km. Sabendo a área dos oceanos e a profundidade média, é possível calcular o volume de água do mar, que é cerca de 1,35 bilhões de km<sup>3</sup>.

### 23. COMPOSIÇÃO

Cerca de 3.5% em peso da água do mar são constituídos por sais dissolvidos, o suficiente para a tornar imbebível (Fig. 9.1). Também é quantidade suficiente para, se a água do mar evaporasse toda, formar uma cama de sais de 56 m cobrindo todo o fundo marinho.

A *quantidade de sal dissolvido na água de mar* tem o nome de **salinidade**, e é geralmente expressa por *partes por mil* (‰) em vez de percentagem (%). Assim, a salinidade média da água do mar é de 35 ‰. Os principais elementos que se encontram dissolvidos na água do mar são o Cloro e o Sódio. Quando a água do mar evapora, mais de ¾ dos sais que se precipitam são de cloreto de sódio (NaCl).

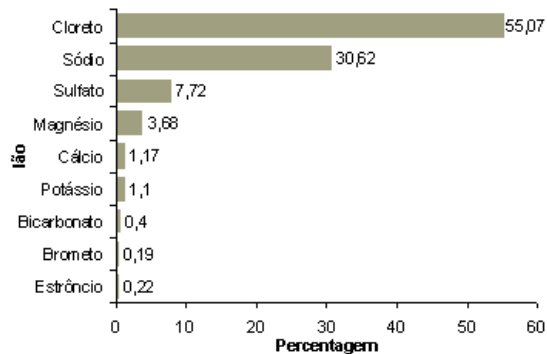


Fig. 9.1. Principais constituintes da água do mar

Donde provêm os iões dissolvidos na água do mar?

Anualmente, os rios carregam para o mar 2.5 bilhões de toneladas de substâncias dissolvidas nas suas águas. Estas substâncias são lixiviadas das rochas durante a meteorização química, à mistura duma pequena parte de material solúvel trazido do manto e libertado na forma de gases durante as erupções vulcânicas. A quantidade de iões dissolvidos ao longo dos milhões de anos da história da Terra excede em muito a quantidade dissolvida hoje. Isto significa que, se por um lado há um acréscimo constante de material, por outro há uma remoção constante de material para se manter um equilíbrio.

- Acontece que a vida marinha retira constantemente da água do mar quantidades de Si, Ca e P para construir as suas carapaças e conchas.
- O K e o Na são constantemente absorvidos pelas partículas de argila e outros minerais quando sedimentam lentamente nos fundos marinhos.
- Outros, como o Pb e o Cu são precipitados como sulfuretos

### 24. TOPOGRAFIA DOS FUNDOS OCEÂNICOS

A topografia dos fundos oceânicos é muito variada e irregular. Os fundos oceânicos têm cadeias de montanhas e vales, planícies, grandes escarpas e vulcões, exactamente como sucede à superfície da Terra, como se pode ver na Fig. 9.2 que compara os perfis através do Oceano Atlântico Sul e através da América do Norte. O mapa da Fig. 9.3 mostra a topografia do fundo de parte do Oceano Índico se este fosse esvaziado de água. Nele se podem ver elevações e zonas baixas.

#### 3.1. PLATAFORMA CONTINENTAL

**Plataformas continentais** formam as orlas das grandes e vastas bacias oceânicas e estão cobertas de água (Fig. 9.4). As plataformas continentais são zonas de superfície plana que representam cerca de 10% da superfície dos continentes, podendo ter larguras variadas, desde 1.300 km na Sibéria a quase 0 km (Chile).

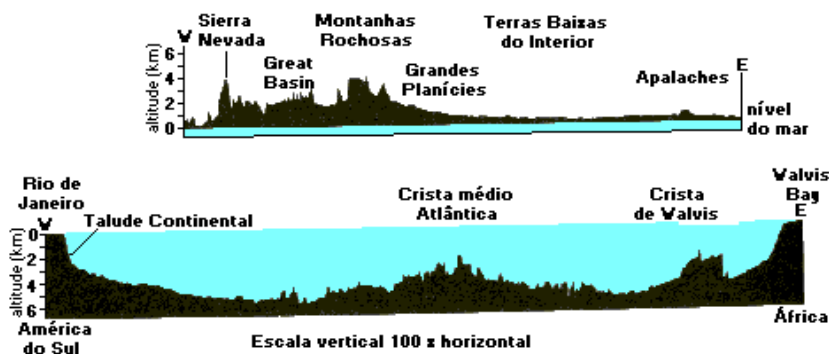


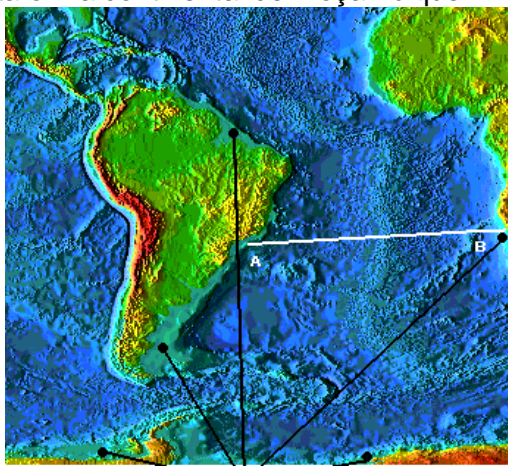
Fig. 9.2. Perfil topográfico da América do Norte (cima) e do Atlântico Sul (baixo)



Fig. 9.3. Fundo do Oceano Índico

O limite duma plataforma continental não é definido pela profundidade da água, mas por uma mudança brusca no seu declive. Assim há locais em que esse limite pode estar a 100 m de profundidade, mas há outros em que pode ir até 600 m. Na sua maioria, as plataformas resultam da acumulação de sedimentos em camadas, principalmente provenientes dos continentes.

Assim, antes de se poder formar uma plataforma, é necessário que se forme uma bacia oceânica. No caso das costas de Moçambique, que têm a maior plataforma continental da África Oriental, a abertura do Oceano Índico e do Canal de Moçambique deu-se há cerca de 200 milhões de anos atrás, quando a Antártida e Madagáscar começaram a separar-se da África. Quando a fracturação ocorreu, as margens continentais neo-formadas foram adelgaçadas e ligeiramente dobradas para baixo para formar uma bacia longa e estreita. A água do mar fluiu então para esta bacia e no novo oceano os rios trouxeram os sedimentos que começaram a formar as plataformas continentais. A Fig. 9.5 mostra as zonas de plataforma continental de Moçambique.



PLATAFORMAS CONTINENTAIS

Fig. 9.4. Zonas de plataforma continental, bordejando as bacias oceânicas. A linha branca refere-se ao perfil do Atlântico da Fig. 9.2.

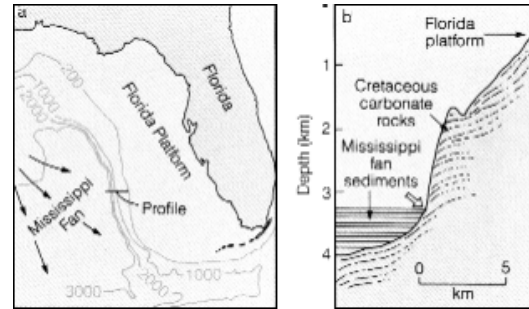


Fig. 9.5. Zonas de plataforma continental (PC) e de talude continental (TC) em Moçambique

Noutros locais em que as plataformas são muito mais estreitas, estas parecem terem resultado do movimento descendente de blocos de falhas que submergiram a rocha, que passou a estar sujeita à intensa erosão marinha. É o caso das plataformas da margem oeste da América do Norte.

### 3.2. TALUDE CONTINENTAL

Os **taludes (declives) continentais** são zonas de grande declive que vão desde a borda das plataformas continentais até aos fundos oceânicos, de encontro à crosta oceânica. De modo geral, o talude continental passa gradualmente para inclinações mais suaves em direção a extensas planícies abissais (Fig. 9.2). Noutros locais, o talude termina abruptamente contra sedimentos horizontais dos fundos oceânicos, como a oeste da Flórida, em que a base do talude foi soterrado por sedimentos trazidos pelo Rio Mississippi (Fig. 9.6).



**Fig. 9.6. Plataforma continental e talude continental na costa leste da Flórida**

### 3.3. CRISTA MÉDIO-OCEÂNICA

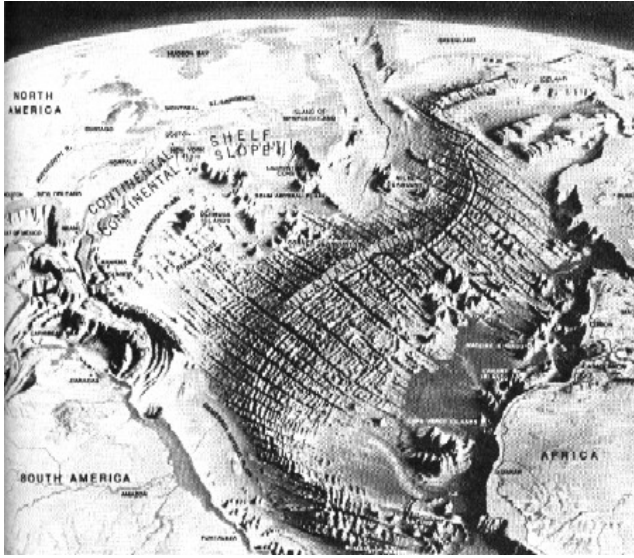


Fig. 9.7. Reconstituição do fundo do Oceano Atlântico Norte, se a água fosse toda removida

Na Fig. 9.2 a característica mais importante no perfil submarino é a Crista Médio-Atlântica, que faz parte do sistema de cristas no fundos dos oceanos, e que atinge uma extensão de 84.0000 km de comprimento, marcando os limites das zonas de separação de placas. Essa crista domina a vista apresentada na Fig. 9.7, onde ela apresenta uma largura de 1500 km. A crista eleva-se entre 1000-3000 metros acima do fundo oceânico e está a uma profundidade média de 2500 metros. Ela tem maior altitude ao longo do seu eixo, diminuído simetricamente de altitude para ambos os lados.

Em vários pontos à volta do mundo, a crista oceânica atinge a superfície do mar, originando ilhas oceânicas, a maior das quais é a Islândia (Fig 9.7), o que permite uma observação directa duma zona de separação de placas, já que estas se encontram quase todas a grandes profundidades.

## 25. PROCESSOS MODELADORES DAS COSTAS

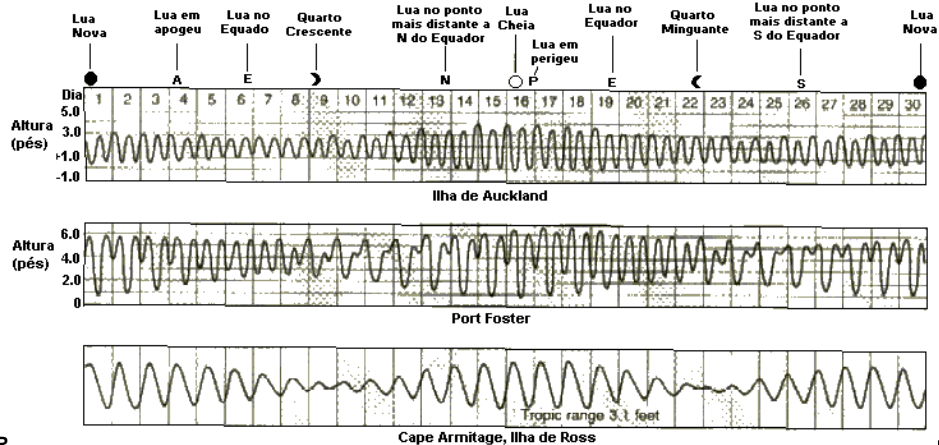
### 4.1. MARÉS

O termo **maré** aplica-se à descida e subida periódica do nível do mar. Já nos tempos antigos foi verificada a relação entre o movimento das marés e as fases da Lua. À medida que o Homem aprendeu a medir o **período** (tempo entre duas marés altas sucessivas) e a **amplitude** (variação do nível da superfície da água), bem como a variabilidade das marés, entendeu que as marés são um processo extremamente complicado.

Os dois factores dominantes que controlam as marés são:

- a) atracção gravitacional que o Sol e a Lua exercem na água do mar; e
- b) efeito da forma das bacias oceânicas na água em movimento.

As marés não podem ser só explicadas pela atracção gravitacional. Se observarmos a Fig. 9.8, com gráficos de marés de 3 locais diferentes na Nova Zelândia, verificamos que os padrões são diferentes no que toca ao período, amplitude, número de marés por dia e padrão de variação com o tempo.



**Fig. 9.8.** Registos de mares em 3 localidades da Nova Zelândia, mostrando a relação entre as fases da Lua e as amplitudes

As marés têm menor amplitude quando a Terra, o Sol e a Lua estão em quadratura, isto é, os centros dos 3 planetas formam um ângulo recto. Quando os três planetas estão alinhados, as marés têm maior amplitude, ocorrendo então as **marés-vivas**.

### Efeitos Geológicos das Marés

A maioria das zonas costeiras do mundo são afectadas por movimentos de maré. As amplitudes de maré em Moçambique variam entre 2 e 3 metros. Nas costas dos EUA, essas amplitudes variam entre 2 e 7 metros. Em certos locais, como na Baía de Fundy na Nova Scotia (Canada), conhecem-se marés ainda maiores, às vezes com 12 ou mais metros.

Quando a maré se aproxima da costa, cria uma corrente horizontal, **maré de cheia**, que se move para dentro de baías e rios e, em alguns casos, continuam para montante desses rios. Por exemplo, o Rio Hudson é afectado pelas marés até 208 km a montante, onde o nível do rio pode variar até 1.5 metros.

Em alguns rios, em que as amplitudes de marés é muito alta, o movimento da água toma a forma duma onda turbulenta – **maré de arrasto** – que se move a alta velocidade. No caso do Rio Amazonas, esta maré pode atingir 4.8 metros e mover-se a 22 km/h. As correntes que resultam destes movimentos são agentes de erosão marinha efectivos, impedindo os sedimentos finos em suspensão de se depositarem. Por esta razão as marés de arrasto ajudam a *limpar* e a modelar os leitos dos rios em que ocorrem.

A força de atracção não está confinada à superfície dos oceanos. A água de todas as profundidades sofre essa atracção, e por isso ocorrem correntes de **maré de profundidade**. Os principais efeitos parecem ocorrer quando as águas que estão para lá dos taludes continentais são puxadas em direcção a terra para sobre a plataforma continental. Estas correntes são as responsáveis pela movimentação dos sedimentos perto das margens das plataformas.

### 4.2. ONDAS

As **Ondas** são movimentos ascendentes e descendentes da superfície dum corpo de água (Fig. 5.24). Neste sentido, as marés podem olhadas como um tipo especial de ondas muito longas. Contudo, a maioria das ondas que vemos no mar aberto são formadas por pequenos altos alongados (**cristas**) separados por pequenas depressões - **cavados**. Muitas vezes vêem-se ondas de diferentes tamanhos juntas. A Fig. 9.9 mostra um modelo de perfil duma onda teoricamente perfeita. A onda move-se através da superfície do mar, mas a água não viaja com a onda. Se isso acontecesse, a maioria dos barcos não poderiam navegar. O que acontece é que a água se move num trajecto quase circular, o que pode ser visto pelo movimento duma rolha quando a onda passa.

O tamanho da órbita circular diminui com a profundidade (Fig. 9.10.A), até uma profundidade igual a metade do comprimento de onda (distância entre cristas consecutivas). Abaixo desta profundidade o movimento das ondas não tem efeito nem na água nem no fundo do mar.

Quando estas ondas se propagam em águas tão profundas que o movimento da água não cause efeito no fundo, a velocidade da onda é dada pela expressão

$$v = \frac{gT}{2\pi}$$



Fig. 9.9. Forma teórica duma onda.

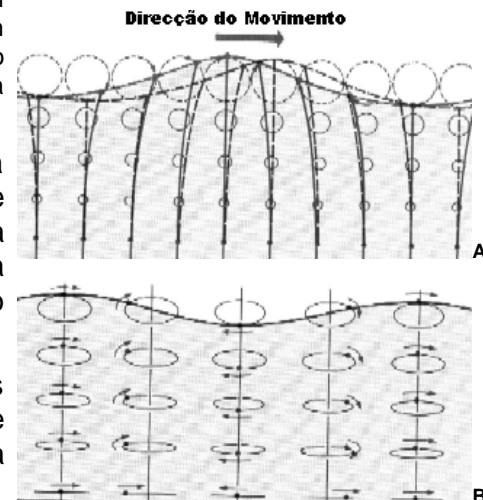


Fig. 9.10. Movimento da água em águas profundas (A) e de pouca profundidade (B)

em que **T** é o período (tempo necessário para a passagem de duas cristas sucessivas) e **g** é a força da gravidade. Porém, quando as ondas se aproximam de zonas em que a profundidade é inferior ao comprimento de onda, a velocidade é dada pela expressão

$$v = \sqrt{g \times d}$$

em que **d** é a profundidade da água. Quando essa profundidade diminui, a velocidade também diminui.

A **rebentação** dá-se quando as ondas entram em zonas cada vez menos profundas, o que obriga a uma restrição do movimento. Os trajectos circulares do movimento da água (Fig. 9.10.A) são forçados a tornarem-se em movimentos elípticos (Fig. 9.10.B) e o movimento é reduzido por arrasto no fundo. Esta

restrição provoca um aumento da altura da onda e uma diminuição da velocidade. Esta variação geralmente ocorre rapidamente. Acontece que o topo da onda vai a uma velocidade superior que a base da onda, fazendo com que avance mais depressa rebentando, originando uma zona em que se mistura com o ar, criando espuma (Fig. 9.11). A onda perde a sua forma e a água é atirada contra a costa, muitas vezes com grande força, como uma massa de água turbulenta. No local onde as ondas rebentam, os sedimentos do fundo do mar são perturbados e trazidos para carga em suspensão; mesmo sedimentos mais grosseiros ficam temporariamente em suspensão. Como consequência, devido aos sedimentos que são levantados e empilhados no lado de terra originando uma **praia**, cria-se uma depressão no fundo.



Fig. 9.11. Rebentação na Praia do Tofo, Inhambane

### **Mecânica da erosão das ondas**

Onde a água é suficientemente funda para as ondas atingirem a costa antes de rebentarem, as rochas e os sedimentos expostos ao longo da costa sofrem um constante ataque pelas ondas.

A eficácia da acção das ondas como processo de erosão é particularmente evidente se se acompanhar a destruição da costa. Um exemplo foi a erupção do vulcão dos Capelinhos nos Açores em 1957, aumentando a área da Ilha do Faial. Este cone vulcânico, de cinzas, cresceu várias centenas de metros, mas foi muito erodido pelas ondas dentro de poucas semanas depois de a erupção terminar. A erosão das ondas foi especialmente forte neste caso, pois o cone vulcânico era constituído por detritos soltos.

Muita da erosão das ondas acontece na zona de rebentação. Quando as ondas rebentam numa praia arenosa, a água cava vários centímetros no sedimento do chão à medida que a água avança. A areia é remexida e facilmente movida pelas correntes. Já vimos que a água do topo das ondas é atirada contra a costa. Quando as ondas rebentam contra uma falésia, a erosão resulta da pressão hidráulica exercida nas fracturas da rocha e do embate dos sedimentos trazidos em turbilhão.

A força da água, por si só, pode deslocar blocos fracturados. A água força o seu caminho por entre as fracturas, onde se torna comprimida pela força da água que vem por trás. O valor desta pressão é maior do que se pensa. Uma onda de tamanho modesto – 1.5-3 metros de altura – pode exercer pressões de 24-48 ton/m<sup>2</sup> sobre as rochas expostas em que embate. Esta pressão é suficiente para expandir e alargar fracturas pré-existentes e desalojar blocos soltos.

Outros processos estão envolvidos junto com os fenómenos de impacto. Os efeitos da meteorização, da dissolução das rochas e dos cimentos, e do humedecimento/secagem alternados por acção dos salpicos das ondas, estão indirectamente ligados à acção das ondas, bem como ajudam a soltar/fragmentar a rocha e torná-la mais aberta à erosão.

Ao transportar areia, seixos, cascalho e blocos das costas rochosas, as ondas facilmente fragmentam rochas meteorizadas e/ou fracamente litificadas/consolidadas, e muitas vezes erodindo também camadas mais resistentes. Contudo, o impacto de grandes blocos transportados por ondas de tempestade podem fracturar as rochas mais resistentes, como os granitos.

A eficácia da erosão das ondas é determinada pelo tamanho das ondas, onde elas rebentam, e tipo de rocha/sedimento presente ao longo da costa. As ondas maiores têm mais energia, sendo por isso capazes de transportar partículas maiores e causar mais erosão.

Porque o local onde uma onda rebente depende da profundidade da água e do seu comprimento de onda, a erosão é geralmente maior onde águas profundas se aproximam mais das costas, de modo que as grandes ondas rebentam directamente sobre as rochas expostas.

#### **4.3. ASPECTOS FORMADOS PELA EROSÃO DAS ONDAS**

A acção das ondas é contínua, e continua a cavar falésias, causando deslizamentos de terras, destruindo casas e estradas (Fig. 9.12) ou a abrir brechas em praias, como as da Fig. 9.13, na Ilha de Monomy (Mass., EUA), que mostra uma lingua de terra aberta por ondas durante um furacão em 1978.



Fig. 9.12. Estrada cortada pela erosão das ondas (EUA)



Fig. 9.13. Ilha de Monomy (Mass., EUA), cortada pela erosão das ondas na sequência dum furacão em 1978.

### **Falésias e Terraços**

A maioria das falésias são íngremes e algumas com várias centenas de metros de altura. Geralmente ocorre uma quebra súbita na base da falésia, aparecendo na base desta uma plataforma rochosa ligeiramente inclinada em direcção ao mar (Fig. 9.14). Esta plataforma (terraço) pode estar parcialmente coberta por fragmentos de rocha provenientes do desabamento, ou pode estar coberta por areia trazida pelas ondas. O mar usa o material erodido para continuar a erodir a falésia na sua base, fazendo com que esta recue (Fig. 9.15) ocasionando fenómenos como os da Fig. 9.12.

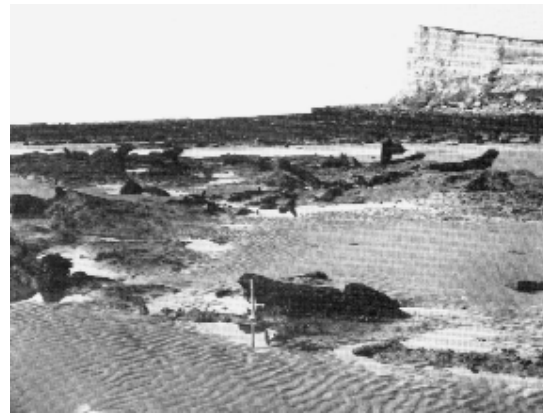


Fig. 9.14. Terraço e falésia nos crês de Dover, Reino Unido. Em primeiro plano pode ver-se alguma areia cobrindo o terraço

O efeito do rebentamento das ondas é negligível alguns metros abaixo da superfície do mar. Por isso, a falésia pára abruptamente mesmo abaixo do nível da água, originando um terraço plano. A largura do terraço é limitada pelo facto de a água ser pouco profunda. À medida que o terraço alarga, cada vez mais energia se dissipa antes da onda atingir a base da falésia, diminuindo a sua capacidade erosiva

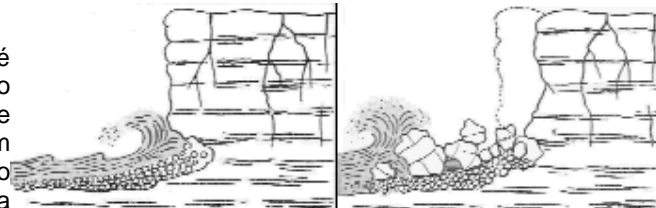


Fig. 9.15. Esquema de recuo da falésia por acção das ondas do mar

### **Pináculos, Arcos, Caves e Nichos**

Vários tipos de irregularidades desenvolvem-se ao longo da costa à medida que uma falésia retrocede. Algumas destas irregularidades estão esquematizadas na Fig. 9.16. O desenvolvimento destas características pode ser devido a diferenças em onde a energia das ondas se concentra, ou a diferenças na dureza das rochas, ou ainda à estrutura das rochas. Muitas vezes as falésias em recuo deixam colunas de rocha isoladas como ilhas junto à costa, chamadas **pináculos** (Fig. 9.16 e Fig. 9.17).

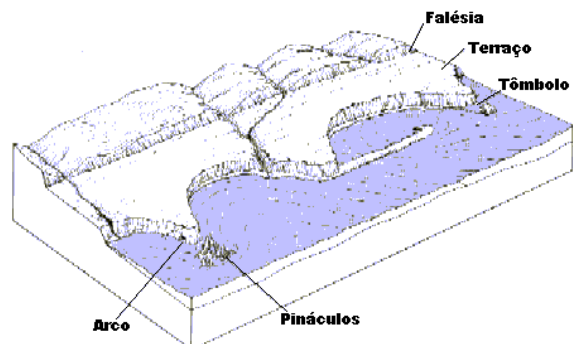


Fig. 9.16. Características típicas de costas rochosas

As **caves** e **arcos** (Fig. 9.18) ocorrem quando as rochas da falésia são sedimentos estratificados com durezas várias. As rochas mais brandas são mais facilmente erodidas. Os **nichos** (Fig. 9.19) ocorrem na base das falésias e são o primeiro passo para o recuo das falésias. Constituem reentrâncias na base da falésia, como no primeiro diagrama da Fig. 9.15.



Fig. 9.17. Pináculo



Fig. 9.18. Arco



Fig. 9.19. Nicho

Praias de areia, seixo e cascalho são muitas vezes encontradas ao longo de costas de falésia, pináculos, etc. Tais praias são muitas vezes características temporárias, em função da estação do ano.

#### 4.4. MOVIMENTOS DE SEDIMENTOS EM ÁGUAS POUCO PROFUNDAS

A rebentação das ondas e as correntes ao longo da costa são responsáveis pela transporte da maioria dos sedimentos.

As ondas normalmente batem na costa com um certo ângulo. Os calhaus e grãos de areia são rolados ou atirados pela rebentação praia acima num trajecto oblíquo (Fig. 9.20). Quando a onda recua, a areia e os calhaus descem directamente na perpendicular. Assim, com cada nova onda, os sedimentos movem-se ao longo da costa num trajecto em zig-zag. Este movimento é o principal mecanismo pelo qual os sedimentos, especialmente os grosseiros, se movem ao longo da costa.

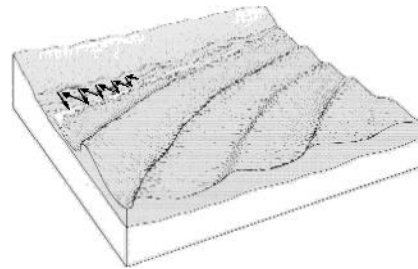


Fig. 9.20. Trajecto em zig-zag dos sedimentos ao longo da praia

Este deslocamento pode ocorrer num longo período de tempo, como se pode ver na sequência de fotografias da Fig. 9.21 (Nova Jersey).



Fig. 9.21. Fotografias aéreas tiradas em Little Egg Harbor, Nova Jersey, em 1940, 1957 e 1963

## 26. DEPÓSITOS MARINHOS

### 5.1. PRAIAS

As praias são características transitórias. As praias de areia que nos parecem permanentes, podem ser reduzidas a estreitas faixas de calhaus (ou mesmo desaparecer) durante a estação do ano em que há muito vento e tempestades. Em alguns lugares os sedimentos são todos removidos, deixando a descoberto a rocha subjacente.



A maioria das praias é constituída por sedimentos de Fig. 9.22. Praia de cascalheira em Metangula,

dimensões de areia facilmente removidos até por correntes moderadas. Mesmo as praias de calhaus e seixos, como a da Fig. 9.22, em Metangula, Lago Niassa, podem ser levadas por ondas de tempestade.

**Lago Niassa**

As tempestades não são o único mecanismo responsável pelo movimento e destruição de praias. Qualquer alteração no fornecimento de areia à praia ou às correntes ao longo da praia influi no crescimento ou destruição da praia. Várias tentativas são feitas para sustentar a erosão marinha e a deposição ao longo da praia construindo quebra-mares, pontões (como os do Miramar em Maputo), etc. Há contudo que ter imenso cuidado na planificação destas construções, pois elas podem ter efeitos colaterais muito diferentes do que se espera. Estas construções podem, por um lado, proteger uma parte da praia, e, por outro, destruir outra parte.

As regiões costeiras podem ser divididas em 3 partes (Fig. 9.23):

- a) o **Offshore**, é a parte que vai desde o nível da baixa-mar em direcção ao mar;
- b) o **Foreshore**, é a zona entre a maré baixa e o ponto onde a praia se torna horizontal ou inclina para terra,
- c) o **Backshore**, é a parte que vai do foreshore para o interior da terra.

Os perfis das praias podem variar de hora a hora e, particularmente, de estação para estação. As variações sazonais podem ser observadas no esquema da Fig. 9.24, que mostra os perfis da Praia de Carmel, na Califórnia. Durante o Verão, a areia é depositada na praia, tornando-a mais larga. No Inverno, as ondas mais forte varrem a areia para zonas mais profundas.

**Formação de Praias**

As praias são características de costas em que domina a deposição, mas mesmo nas zonas mais acidentadas ocorrem manchas de areia.

O aspecto de maior importância é a fonte do fornecimento de sedimentos. A maioria dos sedimentos provém dos rios que desaguam nos oceanos ou da erosão das ondas e da sua rebentação sobre as formações rochosas expostas nas zonas costeiras. Para além disso, durante as tempestades, as ondas podem trazer sedimentos dos fundos oceânicos, mas é sempre em quantidade pequena. Localmente, os sedimentos podem provir de vulcões ou glaciares em fusão, ou ainda serem soprados pelos ventos.

Para que uma praia persista, é necessário que o fornecimento de sedimentos seja igual ou superior que a sua remoção, tanto pelas ondas de tempestade como pelas correntes costeiras. Se os sedimentos forem abundantes, as praias podem estender-se por muitos quilómetros ao longo da costa. Se a quantidade de sedimentos for pequena, ou se as correntes costeiras forem fortes, as praias só se formarão em zonas protegidas da costa.

Nas zonas de falésias e de pináculos, muitas vezes a terra entra pelo mar adentro (Fig. 9.25), protegendo da rápida remoção dos materiais pelas correntes costeiras, formando pequenas praias no interior de pequenas baías.

As praias também se podem formar perpendicularmente

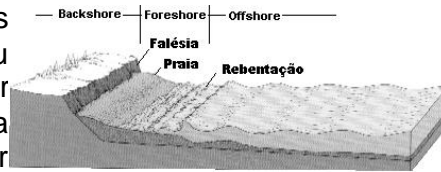


Fig. 9.23. O contacto entre a água e a terra é chamada linha de costa

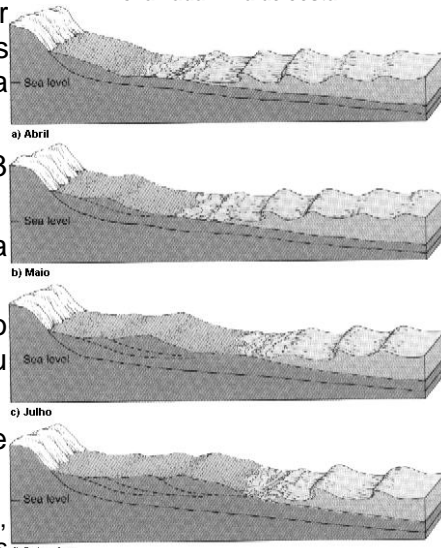


Fig. 9.24. Variação do perfil de Camel Beach, Califórnia, durante o Verão



Fig. 9.25. Praias protegidas por falésias, Nova Zelândia

através da entrada das baías (Fig. 9.21). Primeiro, uma língua de terra submersa forma-se na direcção das correntes costeiras. Com o acumular de mais areia, esta língua pode emergir e cresce na mesma direcção, até que atravessa toda a baía, originando uma língua de terra que impede a passagem da água do mar para a baía e vice-versa (Fig. 9.26).



Fig. 9.26. Praia formada na entrada duma baía

Muitas vezes aparece uma praia entre a costa e um pináculo, a que se chama um **tômbolo** (Fig. 9.16). Estes pináculos protegem a área por trás deles da erosão das ondas, sendo por isso zonas propícias à acumulação de areia no fundo, que pode emergir, originando uma praia.

### **Plataforma de Maré**

Terras baixas perto do nível do mar, e protegidas da acção da erosão das ondas e das fortes correntes, podem originar plataformas de maré como as da Fig. 9.27, na Bretanha. Estas plataformas estão geralmente perto de fontes abundantes de sedimentos, como o caso da foz dos rios. Uma vez que muitos animais vivem nestas plataformas (moluscos, gasterópodes, lamelibrânquios, crustáceos, etc), os seus restos são um componente importante destes sedimentos. A argila e o silte muito finos, e alguma areia misturada com quantidades variadas de fragmentos de conchas, espinhas de ouriços e matéria vegetal muito fina em decomposição produzem uma lama muito mole típica destas zonas. Estes aspectos podem ser vistos na maré vazia na zona da Costa do Sol em Maputo, que é uma plataforma de maré.



Fig. 9.27. Plataforma de maré, no Monte Saint Michel, França

## **5.2. PÂNTANOS MARINHOS (COSTEIROS)**

Os termos **pântano**, **lodaçal** e **lameiro** aplicam-se a terras baixas, esponjosas e geralmente saturadas de água. As condições para que isto aconteça é abundante chuva ou outra fonte de água e um substrato impermeável que impeça a drenagem de sair. Se bem que nem sempre, estas terras estão geralmente ao nível do mar e são baixas. Calcula-se que cerca de 2.6 milhões de km<sup>2</sup> de terra estejam cobertos por pântanos.

Os pântanos marinhos ocorrem onde línguas de terra formadas no *offshore* originam lagoas que se enchem de sedimentos do continente e de restos vegetais, sendo a vida vegetal mais abundante onde as águas são calmas – fracas correntes de maré e baixa amplitude de maré.

Alguns pântanos marinhos são parcial ou totalmente cobertos pela água do mar durante a maré cheia. Num pântano marinho, a vegetação é completamente diferente daquela que cresce em zonas de água fresca, já que esta é morta pelo sal. Em climas tropicais, como em Moçambique, os pântanos marinhos contêm uma vegetação própria – o **mangal** (Fig. 9.28). Na Ilha da Inhaca há imensas extensões de mangal, circundando o famoso Saco da Inhaca (Fig. 9.29).



Fig. 9.28. Vegetação típica de manga



Fig. 9.29. Fotografia do Saco da Inhaca, bordejado por vegetação de mangal

À medida que as plantas morrem, elas caem na água e começam a decompor-se. Se elas forem soterradas rapidamente por sedimentos marinhos ou por outras plantas, há grandes hipóteses que esses restos sejam preservados e transformados em carvão. Se o soterramento for lento, os restos são rapidamente alterados por oxidação e por acção dos microorganismos.

## **5.3. RECIFES DE CORAL**

Como o nome o indica, os recifes de coral são constituídos fundamentalmente por coral, se bem que outros organismos contribuam para a sua formação. Ele ocorrem nas partes do globo em que as águas são mornas.

A maioria dos recifes de coral está situada mesmo junto à costa, ou podem estar mais separados, já na plataforma continental.

O recife geralmente consiste numa zona estreita de coral vivo, cujo topo é plano e situado perto do nível médio do mar. Esta superfície pode ser exposta acima do nível do mar, mas o coral tem de se manter molhado para viver.

A profundidade da água aumenta rapidamente em direcção ao mar aberto. Durante as tempestades, o topo do recife pode ser quebrado, e os materiais soltos deslizam pelo lado íngreme, acumulando-se na base do recife de coral.

O lado virado a terra é geralmente ocupado por uma lagoa onde corais mais frágeis e outros organismos delicados estão protegidos dos efeitos da rebentação das ondas. Estas lagoas são pouco profundas, e com águas limpas e livres de sedimentos em suspensão, condições essenciais para o crescimento dos corais. Nos locais em que rios desaguam junto a corais, em que as águas têm matéria em suspensão, nota-se uma quebra no recife, abrindo passagem para o mar aberto.

Um **Atol** é um recife de coral em forma de anel à volta duma lagoa central (Fig. 9.30). Pensa-se que estes atóis se formam quando uma ilha envolvida por recife (Fig. 9.31) é totalmente submersa. O recife continua a crescer para manter os organismos vivos à necessária profundidade de água.

Moçambique é um país rico em recifes de coral, sendo os da Ilha da Inhaca considerados os mais austrais do Oceano Índico.

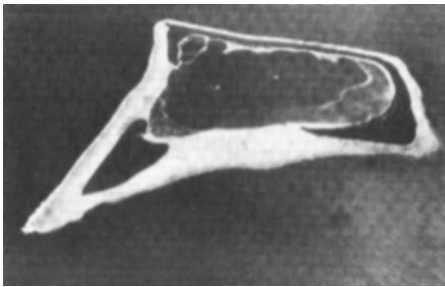


Fig. 9.30. Atol de Namorik, nas Ilhas Marshall, no Oceano Pacífico



Fig. 9.31. Ilha de Bora-Bora, rodeada por recifes de coral

## TEMA 10:ÁGUA SUBTERRÂNEA

### 27. INTRODUÇÃO

Muitas comunidades à volta do mundo – e não só as que vivem em regiões áridas e semi-áridas, em que a água superficial é inconstante – dependem das águas subterrâneas para o seu fornecimento de água. Sem as condições que tornam possível à água ser armazenada, não seria possível essas regiões desenvolverem-se economicamente.

Noutras áreas, especialmente naquelas em que há muita chuva e em que a rocha é solúvel (calcário, por exemplo), a água subterrânea é o principal agente modelador da paisagem.

### 28. ÁGUA SUBTERRÂNEA

#### 2.1. ORIGEM DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

A água subterrânea origina-se a partir de **três fontes diferentes**:

- a) **Infiltrações** de água no subsolo, proveniente das águas das chuvas e do *runoff*;
- b) A maiores profundidades, a água **armadilhada** durante a sedimentação pode ainda estar presente;
- c) Alguma água proveniente de maiores profundidades durante a **actividade ígnea e vulcânica**.

A água subterrânea proveniente das infiltrações da água das precipitações (chuva, orvalho, neve, granizo e saraivada) e do *runoff* chama-se **água meteórica**. Em média, a precipitação sobre os continentes atinge 74 mm/ano. A água meteórica é geralmente encontrada nos furos relativamente pouco profundos feitos para a procura de água.

A **água fóssil** é aprisionada pelas sedimentos quando eles se depositam. Muitos sedimentos depositam-se em ambientes marinhos, e por isso a água fóssil é muitas vezes salgada, sendo um problema quando se mistura com a água potável. A água fóssil encontra-se muitas vezes em camadas muito profundas, muitas vezes também associada com petróleo.

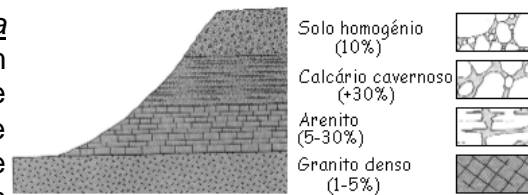
A água resultante da actividade ígnea/vulcânica – **água magmática** ou **hidrotermal** – tem uma composição muito variada, pois tem dissolvidos compostos que nunca ou raramente se encontram nas águas meteóricas e fósseis. Uma vez que muitos vulcões são submarinos, muita desta água é rapidamente misturada e diluída na água do mar.

#### 2.2. ARMAZENAMENTO SUBTERRÂNEO DE ÁGUA

A água é **armazenada** de muitas maneiras nas rochas e no solo. Existem alguns **rios subterrâneos**, mas a maioria da água é armazenada em poros, fracturas abertas e cavidades de dissolução.

Todos os tipos de rochas têm fracturas, e que podem ser uma fonte importante de água subterrânea. Muitas vezes estas fracturas são abertas, principalmente as de origem em forças distensivas. As falhas e as brechas de falhas também são excelentes locais de armazenamento, sendo os principais reservatórios de água subterrânea em rochas ígneas e metamórficas.

O volume do espaço de poros duma rocha chama-se **porosidade** (Fig. 10.1), e é expressa em *percentagem do volume total*. A quantidade de espaço de poros depende da forma, tamanho e homogeneidade dos grãos e seu grau de empacotamento. Podia-se pensar que um conglomerado de calhaus grandes teria uma porosidade muito grande, mas geralmente o oposto é o que acontece, pois os espaços entre os calhaus são ocupados por partículas mais pequenas.



**Fig. 10.1. Vários tipos de porosidade e valores representativos em termos de volume de rocha**

Assim, uma grande variedade de dimensões dos grãos não favorece uma alta porosidade. A **forma de empacotamento** também influi na porosidade. Se imaginarmos um sedimento composto por partículas esféricas do mesmo tamanho, a porosidade é máxima quando os centros das esferas estiverem alinhados directamente uns por cima dos outros (Fig. 10.2.A). A porosidade é mínima quando os centros estiverem deslocados (Fig. 10.2.B). A Tabela 10.1 mostra a porosidade de algumas rochas clásticas.

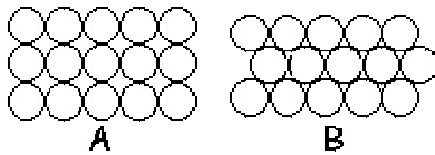


Fig. 10.2. Porosidade em função do tipo de empacotamento dos grãos

Os poros podem estar vazios ou ser preenchidos por processos naturais. A água subterrânea geralmente dissolve substâncias que podem ser depositadas, cimentando cavidades, poros e fracturas, impedindo o armazenamento e/ou passagem da água. A actividade humana também pode contribuir para uma diminuição da porosidade. Se a água for removida muito rapidamente, os sedimentos, especialmente os mais finos, tornam-se mais consolidados e compactados. Geralmente este processo não é reversível.

**Tabela 10.1. Porosidade e Permeabilidade de alguns sedimentos/rochas clásticas**

Sedimento/Rocha	Porosidade (%)	Permeabilidade
Solos	50-60	Boa
Argilas	45-55	Pobre
Siltos	40-50	Excelente
Areias	30-40	Excelente
Cascalho	20-40	Boa
Arenito	10-20	Boa a pobre
Argilito	1-10	Pobre
Calcário	1-10	Boa a pobre

Se bem que a argila tenha grande porosidade, a água aprisionada é absorvida e não pode ser drenada facilmente. Assim, **a porosidade nem sempre é um guia fiável da quantidade de água que pode ser extraída.**

### 2.3. INFILTRAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

Se os poros duma rocha não estão interconectados entre si, a rocha pode ser porosa, mas não permite o movimento da água através dela. Em casos extremos, os poros estão tão isolados que a rocha flutua na água – caso da pedra-pomes. A porosidade desta rocha é enorme, mas a circulação de fluídos entre os poros é quase nula. Assim, define-se **permeabilidade** a capacidade duma rocha permitir a circulação de fluídos através de si. A Tabela 10.1 mostra também a permeabilidade de algumas rochas.

O fluxo de água dentro duma rocha é geralmente mais fácil quando os poros são grandes e interconectados. As rochas bem calibradas (partículas de tamanho semelhante) têm alta porosidade e alta permeabilidade. Rochas parcialmente cimentadas, ou compostas de partículas de argila, ou ainda rochas ígneas e metamórficas maciças tendem a ser menos permeáveis, a não ser que estejam fracturadas.

Praticamente toda a água subterrânea perto da superfície vem da precipitação, e que se infiltra nas rochas permeáveis (Fig. 10.3). A água é puxada para baixo pela força da gravidade e pelo peso da água que está mais acima.

No seu movimento descendente, a água é retardada no solo pela **tensão superficial**, à medida que se agarra às partículas de solo que atravessa. Mas gradualmente a água infiltra-se no e através do solo. Nesta zona (mais

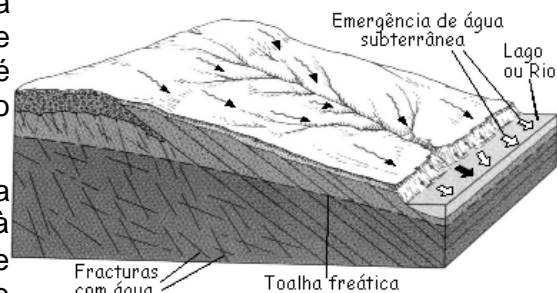


Fig. 10.3. A água percola para o e através do solo para os poros e fracturas na rocha

superficial), a água encontra-se misturada com o ar e, os dois em conjunto são responsáveis pela decomposição do solo e dos fragmentos rochosos. É a chamada **zona de aeração**.

Depois de passar através do solo, a água encontra a zona de separação entre solo e rocha inalterada. Se esta rocha for porosa e permeável, a água continua o seu caminho descendente. Esta rocha tem o nome de **aquífero**, que se define como um estrato ou corpo rochoso que contém água. Se a rocha for impermeável, ela acumula-se acima da rocha ou move-se lateralmente até encontrar uma zona mais permeável.

O termo **toalha de água** (ou **toalha freática**) aplica-se para definir a superfície que separa a zona de aeração da zona abaixo dela, em que os poros estão preenchidos por água. A água que satura a rocha/solo abaixo da toalha de água chama-se **água subterrânea**.

Os factores que influenciam a quantidade de água que se infiltra no solo após uma chuvada são:

- a) a taxa de precipitação ser suficientemente lenta para permitir que a água se infiltre, em vez de escapar como *runoff*;
- b) o solo e a rocha onde a água cai ser permeável;
- c) a taxa de evaporação e transpiração (evapotranspiração) ser baixa.

## 29. CONFIGURAÇÃO DAS ZONAS SATURADAS

### 3.1. ÁGUA NÃO CONFINADA

A distribuição das zonas saturadas no solo é determinada pela porosidade e permeabilidade do corpo rochoso e pela sua forma. Quando a estrutura e litologia constituem um sistema hidráulico mais ou menos contínuo e uniforme em que a água pode fluir livremente, a água diz-se **não confinada** (Fig. 10.4). Quando a distribuição da permeabilidade é tal que a água se move em camadas ou zonas parcialmente envolvidas por barreiras ao movimento livre, a água é **confinada**.

A forma do nível (toalha) freático geralmente acompanha mais ou menos a topografia (Fig. 10.4.B), mas debaixo dos altos topográficos ela está algo abaixada, aproximando-se da superfície nas zonas topograficamente baixas, onde muitas vezes ocorrem rios e lagos. O nível da toalha freática sobe e desce consoante o fornecimento de água que se move na zona de saturação. No caso de Moçambique, as toalhas freáticas estão mais altas no período das chuvas (Verão) do que no período seco (Inverno).

Normalmente, em regiões de precipitação abundante, a água move-se da toalha freática para lagos e rios (Fig. 10.4.A). Quando isto acontece, está-se em presença de uma **condição efluente**. Contudo, durante os períodos de pouca chuva, ou quando o bombeamento de água de furos é excessivo, há um abaixamento do nível freático para níveis inferiores aos dos fundos dos lagos/rios (Fig. 10.4.B). Acontece então que a água dos rios/lagos se infiltra alimentando a toalha freática, estando-se, então, em **condição influente**.

Quando uma barreira impermeável impede a água de se mover no sentido descendente para o nível regional da toalha freática, ela cria uma zona de saturação mais perto da superfície, a que se chama **toalha suspensa** (Fig. 10.5). Nestes casos, a água geralmente perde-se através de **nascentes** nas zonas onde a camada impermeável atinge a superfície (Fig. 10.5).

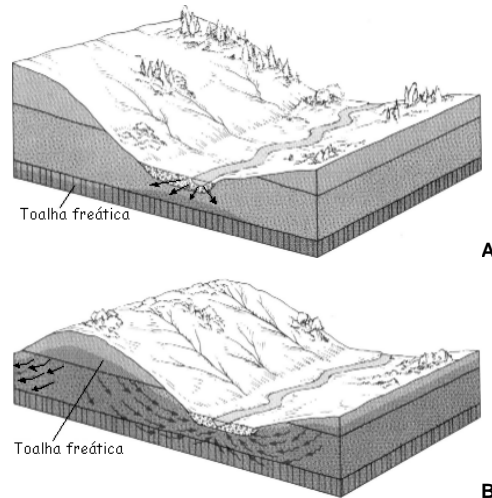


Fig. 10.4. Água subterrânea não confinada. A. Situação influente; B. Situação efluente

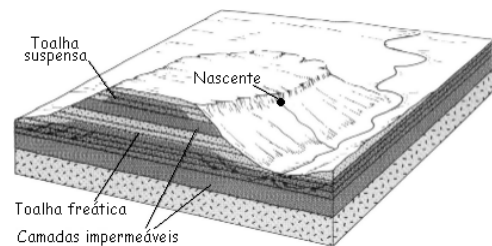
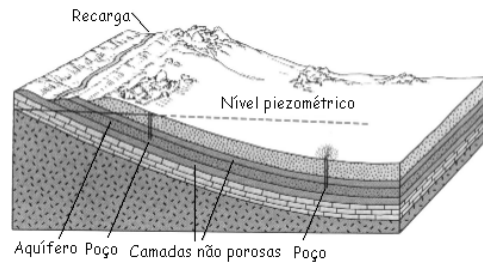


Fig. 10.5. Possível situação de toalha freática suspensa

### 3.2. ÁGUA CONFINADA: CONDIÇÕES ARTESIANAS

As **condições artesianas** ocorrem quando a água subterrânea está confinada de tal modo que a **pressão hidrostática**\* faz com que a água confinada ascenda acima da zona de saturação. Quando a água é armadilhada numa camada porosa e permeável entre duas camadas impermeáveis, podem ocorrer condições artesianas (Fig. 10.6). A água entra nessa camada onde ela aflora à superfície ou onde ela está ligada com outras camadas com água e em que a água tem movimento livre – é a chamada **zona de recarga**. A água move-se descendentemente pelo



**Fig. 10.6. Condições artesianas**

---

\* **Pressão hidrostática**: pressão exercida num determinado ponto dum corpo de água em repouso, pelo peso da água sobrejacente desse corpo de água.

aquífero, os poros são ocupados por água e a pressão hidrostática vai aumentar. Se o aquífero for atingido por um furo num ponto abaixo do nível de saturação, a água sai em pressão pelo furo devido à pressão hidrostática (pelo princípio dos vasos comunicantes). A altura a que a água subiria chama-se **nível piezométrico** (Fig. 10.6).

## 1. SURGIMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS À SUPERFÍCIE

### 4.1. NASCENTES

A água subterrânea aparece à superfície nos pontos em que a toalha freática intersecta a superfície, ou quando a água em condições artesianas encontra o seu caminho para a superfície. Diz-se então que há uma **nascente de água**. Por esta razão as nascentes estão geralmente colocadas em zonas baixas, mas a estrutura da rocha e o modo como a porosidade/permeabilidade variam são também factores que controlam o local de aparecimento de nascentes.

Há muitas condições que podem originar nascentes, mas alguns exemplos dão uma ideia da possível variedade de situações (Fig. 10.7). As nascentes ocorrem muitas vezes em encostas de vales onde zonas especialmente permeáveis atingem a superfície. As situações mais comuns são zonas onde superfícies de acamação, zonas de fractura/falha afloram nas encostas.

No caso de superfícies de acamação, camadas impermeáveis podem impedir o movimento descendente da água, obrigando-as a deslocar-se lateralmente (Fig. 10.7.A e B). No caso da Fig. 10.7.B, ocorre uma situação de calcários (impermeáveis) que foram lentamente sendo dissolvidos pelas águas gaso-carbónica, originando cavidades por dissolução, que se ligam entre si e que são bons caminhos para a água fluir. Situações semelhantes ocorrem em fluxos de lava (Fig. 10.7.C). A Fig. 10.7.D mostra uma situação de nascente caracterizada por condições não confinadas com uma toalha freática muito alta. As nascentes artesianas (Fig. 10.7.E) não são muito frequentes, mas ocorrem quando uma fractura natural aparece num aquífero confinado.

#### Depósitos de rocha

Quando as nascentes são alimentadas por águas que percolaram através de calcários,

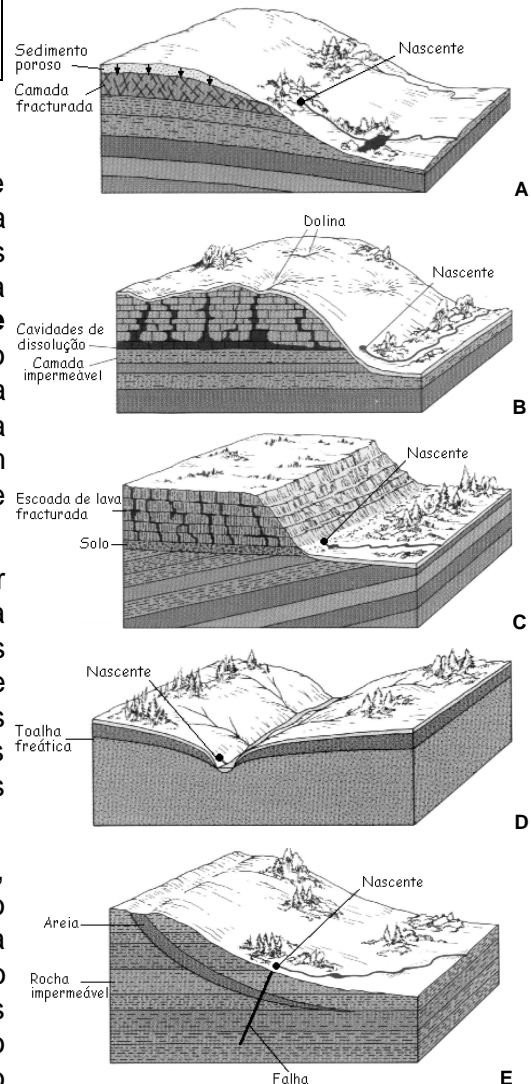


Fig. 10.7. Alguns processos que originam nascentes

por exemplo, elas contêm muitas vezes depósitos de carbonato de cálcio, a que se chamam **tufos** se forem porosos e **travertinos** se forem compactos (Fig. 10.8). Estes depósitos formam-se porque as águas estão saturadas de carbonato de cálcio e a evaporação provoca a sua precipitação.

#### 4.2. GEYSERS

A ejeção em força de água quente ou em vapor a partir do solo – os **geysers** (ponto 3.4.3.1) - só é encontrada em poucos lugares na Terra, mas o fenómeno é sempre impressionante e constitui um aspecto interessante do comportamento dalgumas águas subterrâneas. O geysers mais conhecido a nível mundial é o *Old Faithful* (o Velho Fiel) no Parque Nacional de Yellowstone (EUA) – Fig. 10.9). Desde a sua descoberta em 1870, este geysers lança cerca de 1-1.5 m<sup>3</sup> de água a 40 metros de altura uma vez em cada hora. Poucos geysers têm esta regularidade, mas há mais em Yellowstone, na Nova Zelândia e na Islândia, cujo comportamento é semelhante ao Old Faithful.



Fig. 10.8. Depósitos em nascente

Os geysers estão muitas vezes associados a fenômenos vulcânicos e alguma da sua água provém das lavas/magmas, misturada com a água meteórica, que constituem o grosso da água dos geysers. Esta água infiltra-se no solo e atinge profundidades em que a temperatura é suficientemente alta para a transformar em vapor. Este atinge altas pressões que a levam a subir com força na crosta até à superfície. Do mesmo modo que nas nascentes, também à volta dos geysers se formam depósitos de minerais, a que se dá o nome de **geyseritos** (Fig. 10.10).



Fig. 10.9. Geyser Old Faithful



Fig. 10.10. Geyserito

## 2. PAISAGENS MODULADAS POR SOLUÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A dissolução de rochas pela água subterrânea e de rios que se infiltram é um processo importante na modulação da paisagem em muitas zonas do globo onde as rochas solúveis se encontram à superfície ou perto. A maioria das rochas é pouco solúvel, mas o sal, o gesso e as rochas carbonáticas são-no.

As rochas carbonáticas (calcários e dolomitos), originariamente depositadas em ambientes aquáticos de plataformas continentais, são muito comuns em todos os continentes. A paisagem que resulta dos fenômenos de dissolução do calcário é muito variada, sendo caracterizada por caves, depressões confinadas, vales de rios que acabam abruptamente terra adentro, pontes naturais e túneis. O nome **topografia cárstica**, tirado duma região da Jugoslávia, aplica-se a áreas que apresentam esta paisagem. Assim, topografia cárstica define-se como topografia modelada em parte pela dissolução e desvio de águas superficiais em profundidade, em zonas de calcário e dolomite.

### 5.1. SOLUÇÃO

Vimos anteriormente que o calcário é dissolvido pelas águas gasocarbónicas (água da chuva que dissolveu  $\text{CO}_2$  na sua queda através da atmosfera). A dissolução do  $\text{CaCO}_3$  por estas águas não é suficiente para originar a paisagem cárstica. O calcário cessa de ser dissolvido assim que a água estiver saturada de iões  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{CO}_3^{2-}$ . Para que o processo continue, a água saturada tem de ser removida e substituída por água não saturada. Portanto, a circulação da água é condição essencial para que a dissolução continue. E porque a circulação da água é uma condição crítica, os efeitos de dissolução são maiores onde a porosidade/permeabilidade do calcário permitem a água circular. Alguns calcários, especialmente os mais recentes, podem ser porosos e permitir a passagem de água através deles. É o que acontece, por exemplo, com os calcários coníferos ou de origem biogénica. Os calcário mais antigos são geralmente mais

compactos e de grão fino, com pouca ou nenhuma porosidade. A circulação da água através deles faz-se geralmente através de fracturas, diaclases ou falhas.

## 5.2. PAISAGENS

A topografia duma região cárstica nunca é modelada somente pela dissolução. Ocorre também meteorização, movimentos de encosta abaixo por acção da gravidade, erosão fluvial, etc., em conjunto com as acções das águas subterrâneas.

As características mais importantes das regiões cársticas são depressões confinadas, a que se chamam **dolinas**. Estas podem ser de vários tamanhos e ocorrer de várias maneiras. Na Fig. 10.11 podem ver-se dolinas formadas por vários processos, todos eles associados com fenómenos de dissolução. No primeiro caso (A), a dolina formou-se por remoção de rocha à superfície. No segundo caso (B), a dolina

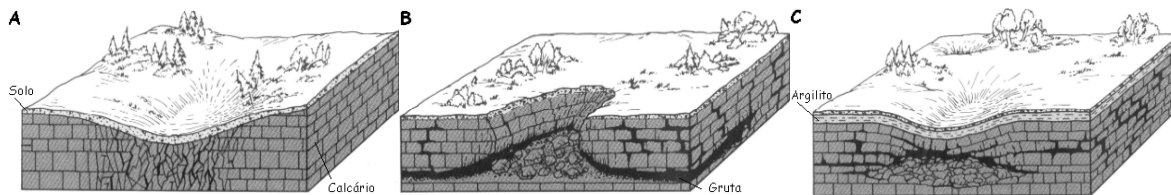


Fig. 10.11. Vários tipos de dolinas

formou-se por colapso para dentro numa cavidade criada abaixo da superfície, e no terceiro caso (C) ocorre alguma subsidência, associada com algum colapso. Na Fig. 10.11.D mostra-se uma dolina aparecida por colapso repentino, em Winter Park (Florida, EUA) em 1981.

### 5.3. DESVIO DE DRENAGEM SUPERFICIAL

À medida que as dolinas se formam, cada vez mais água superficial é desviada para o subsolo. Se a dolina se forma num canal de rio, ela pode desviar o rio inteiro para o subsolo, se houverem passagens subterrâneas por onde o rio possa circular. Quando isto ocorre, o processo de erosão fluvial, bem como a dissolução, jogam um papel na modelação da passagem subterrânea. Nestas zonas, a paisagem toma aspectos estranhos. O vale abandonado quando o rio é “engolido” deixa de ser erodido e, conseqüentemente, acumulam-se detritos de origem vária (movimentos de encosta, etc.). O vale não é erodido e parece acabar onde o rio é erodido – **vale cego** (Fig. 10.12). Alguns destes rios fluem em **túneis naturais** ou, se só ficou um resto deste túnel, através de **pontes naturais** (como na Fig. 10.13).



Fig. 10.12. Dolina formada abruptamente em 1981 na Flórida (EUA)



Fig. 10.13. Vale cego. O leito acaba abruptamente contra as rochas

### 5.4. GRUTAS

As grutas são cavidades ou vazios subterrâneos formados naturalmente. A maioria é formada por ação da dissolução de carbonatos (Fig. 6.23) e outras rochas solúveis, mas também ocorrem em zonas de rochas extrusivas resultantes de magma muito fluído que escorreu dentro dum túnel originado pela consolidação da lava em contacto com a atmosfera (Fig. 10.14). As grutas também podem ocorrer em formações de sal-gema ou de gesso.

Em muitas grutas, especialmente as calcárias, é frequente encontrarem-se formações de estalagmites e estalagmites, de que já se fez referência anteriormente (Fig. 6.23).



**Fig. 10.14. Ponte natural, Virgínia (EUA)**



**Fig. 10.15. Cave na lava**

## TEMA 11: GEOCRONOLOGIA

Entende-se por **Geocronologia** a medição dos intervalos de tempo do passado geológico, em termos de datação da idade absoluta por processos radiométricos, ou da idade relativa, por estudo de seqüências de rochas estratificadas.

Os processos radiométricos entram em conta com o decaimento radioactivo. Para a datação relativa, um dos instrumentos mais utilizados são os **fósseis**.

### 1. FÓSSEIS

Os **fósseis** são restos de seres vivos (animais ou plantas), soterrados e preservados por processos naturais (Fig. 11.1), ou marcas e vestígios da sua existência (Fig. 11.2).



Fig. 11.1. Exemplo dum fóssil de gasterópode



Fig. 11.2. Exemplo dum vestígio de ser vivo: molde de concha

São raros os casos em que os seres vivos são preservados na sua totalidade. No caso dos animais, só as partes duras são geralmente preservadas: conchas, esqueletos internos e externos, carapaças, espículas, dentes, unhas/garras, etc. No caso dos vegetais, normalmente encontram-se impressões de folhas, caules, raízes, frutos e sementes.

Os vestígios da actividade/passagem dos seres vivos são: excrementos, pegadas, rastros, buracos escavados, etc.

Casos de seres vivos preservados na sua totalidade incluem os pequenos animais preservados em resinas fósseis (Fig. 11.3) ou os mamutes congelados nos gelos da Sibéria. Na Antártida foram encontrados líquenes com alguns milhares de anos, muito bem conservados.



Fig. 11.3. Fóssil de insecto aprisionado em resina fóssil (âmbar)

A ciência que estuda os fósseis é a **Paleontologia**: ciência que estuda os seres vivos que viveram em épocas anteriores à actual, e que só são conhecidos através dos seus vestígios que deixaram nos terrenos, principalmente sedimentares. Em termos correntes, é a Zoologia e a Botânica dos tempos idos, daí a sua subdivisão em Paleozoologia e Paleobotânica.

No início do séc. XVIII a Paleontologia entra numa fase decisiva, ao se verificar que os fósseis diferiam de camada para camada, tendo surgido a ideia de os utilizar para datar essas camadas e para uma classificação cronológica. Nasceu assim a **Paleontologia Estratigráfica**.

### 2. CONDIÇÕES DE FOSSILIZAÇÃO

Entende-se por **fossilização** o conjunto dos processos físicos, químicos e biológicos que permitem a formação dos fósseis.

As condições de fossilização agrupam-se em dois tipos:

#### a) Inerentes ao meio:

1. Para que a fossilização seja possível, é necessário que, após a morte do ser, sobre ele se forme um depósito que o isole do meio ambiente e impeça a sua destruição; por isso, os fósseis terrestres são mais raros que os marinhos;
2. Quanto mais fino e impermeável for o depósito que cobre o fóssil, mais fácil a fossilização;

3. As temperaturas e a humidade facilitam as acções de putrefacção, dificultando a fossilização; as temperaturas mais baixas favorecem a fossilização.

**b) Inerentes ao ser:**

1. A fossilização é tanto mais fácil quanto mais rico for o ser em substâncias minerais: sílica, cálcio, etc.

### 3. IMPORTÂNCIA GEOLÓGICA DOS FÓSSEIS

O estudo das relações entre os seres vivos e o ambiente em que eles vivem tem o nome de **Ecologia**; quando esse estudo trata de formas de vida fósseis, chama-se **Paleoecologia**. Assim, os fósseis dão-nos indicações sobre os antigos ambientes, geografia e a evolução das espécies.

#### 3.1. Fósseis como documentos de antigos ambientes

Sabemos que há uma grande variedade de ambientes físicos para todos os tipos de vida que se encontram em terra ou no mar, e sabemos que as condições ambientais existentes hoje terão tido os seus equivalentes em todos os tempos geológicos. Isto é, aplicamos os conhecimentos da Ecologia à Paleoecologia.

O estudo comparativo das formas de vida actual (e dos ambientes em que se encontram) com as formas dos fósseis semelhantes de tempos idos, dá-nos indicações sobre os ambientes em que esses seres vivos viveram. Quanto mais se recua no tempo, mais difícil a interpretação.

#### 3.2. Fósseis como documentos da antiga geografia

A distribuição geográfica dos organismos actuais está fortemente controlada pelas limitações ambientais. Cada espécie tem, geralmente, um tipo climático e ambiental definido onde vive e se reproduz, não se encontrando fora dessas condições.

Intimamente ligada à Paleoecologia, a Paleogeografia estuda a vida antiga em relação com os estratos em que se encontra, tendo como base as relações actuais.

#### 3.3. Fósseis como documentos da evolução

O estudo dos fósseis das formas de vida que se sucederam na Terra ao longo dos tempos permitiu estabelecer a **Teoria da Evolução das Espécies**.

Ao se estudarem os diversos fósseis de um determinado tipo de animais, mas de épocas diferentes (Fig. 11.4), verifica-se que eles vão apresentando, com o andar do tempo, algumas características diferentes, características estas que são a adaptação dessas formas de vida às novas condições ambientais e geográficas que foram surgindo. Contudo, algumas formas não conseguiram ambientar-se e desapareceram como foi o caso dos dinossáurios.

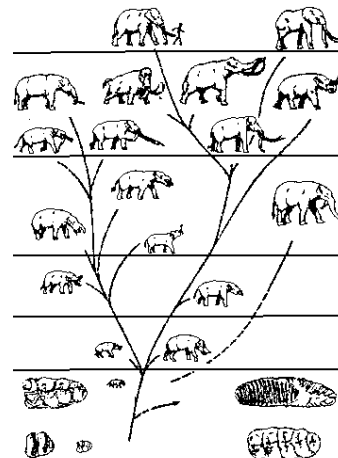


Fig. 11.4. Esquema evolutivo dos Proboscídeos (elefantes)

### 4. FÓSSIL-GUIA E FÓSSIL DE FÁCIES

Sabemos que os fósseis têm um valor cronológico, isto é, permitem datar as formações em que se encontram. Quer isto dizer que, sendo os seres a que dizem respeito os fósseis contemporâneos da formação desses formações, pode-se concluir que são da mesma idade as formações que têm os mesmos fósseis.

Nem todos os fósseis servem para fazer estas datações. Só os fósseis de seres vivos que tiveram uma existência curta ao longo da história da Terra, e que tiveram uma grande dispersão geográfica é que se podem utilizar para estas datações. Há terrenos da África Austral que têm um fóssil vegetal chamado *Glossopteris* e que viveram entre os 360 e 250 milhões de anos. Este mesmo fóssil vai ocorrer também em formações da América do Sul, da Austrália, da Índia, de Madagáscar e da Antártida. Significa, então, que todos esses terrenos, apesar da distância actual que os separa, são da mesma idade geológica. Estes fósseis que permitem datar os terrenos são chamados **fósseis-guia**, **fósseis característicos** ou **fósseis estratigráficos**.

O conceito de **fácies** refere-se ao conjunto das características litológicas e paleontológicas duma determinada formação, e que revelam as condições em que a mesma se formou. Assim, há dois grandes grupos de fácies:

- a) **Marinhos**: litoral, nerítico, batial e abissal;
- b) **Terrestres**: vulcânico, eólico, glacial, fluvial e lacustre.
- c) Há ainda os fácies de **transição**: estuarino e lagunar

Os fácies vulcânico, eólico e glacial são fácies de caracterizar litologicamente, mas são pobres em fósseis. Nos fácies lacustres predominam fósseis de seres de água doce e anfíbios. Os estuarinos e lagunares têm faunas mistas. Nos fácies de litoral, abundam as conchas, etc.

Assim, entende-se por **fóssil de fácies** aqueles que correspondem a seres que viveram em ambientes bem determinados.

## **GEOLÓGICO**

W. Smith (1769-18

**5. A ESCALA DE TEMPO** 39) mostrou que as unidades de rochas sedimentares podem ser identificadas através dos seus fósseis.

Cuvier (1769-1832) mostrou as mudanças de formas de fósseis nas sequências sedimentares e definiu que cada uma representa uma idade particular, estabelecendo o conceito de **extinção das espécies**.

Assim, rochas de locais muito distantes puderam ser datadas com a mesma idade, por terem os mesmos fósseis. Foi assim possível distinguir unidades de rochas sedimentares e, através dos fósseis-guia, encontrar os seus correspondentes temporais em lados opostos dos oceanos, mesmo se os tipos litológicos diferissem. Foi possível subdividir o tempo geológico em várias **unidades cronológicas**, com base em vários critérios:

- a) acontecimentos biológicos, e/ou
- b) acontecimentos geológicos

Assim, o tempo geológico está subdividido em **4 Eras**, cada uma delas divididas em **Períodos, Sistemas**, e outras subdivisões menores, que não vêm na Tab. 11.1.

Das Eras, Períodos e Sistemas referidos na Tab. 11.1, todos eles estão representados em Moçambique, excepto os sistemas do Paleozoico Inferior.

**Tabela 11.1. Escala do Tempo Geológico**

ERAS	PERÍODOS	SISTEMAS	PRINCIPAIS EVENTOS BIOLÓGICOS	IDADE (M.a)
<b>GENOZOICO</b>	<b>QUATERNÁRIO</b>	Recente ou Holoceno	Homem moderno	-2
		Glacial ou Pleistoceno	Hominídeos	
	<b>TERCIÁRIO</b>	Plioceno	Grande variedade de mamíferos; apogeu dos elefantes	
		Mioceno	Apogeu das plantas com flor; antepassados dos cães e ursos	
		Oligoceno	Antepassados dos porcos e macacos	
Eoceno Paleoceno		Antepassados dos cavalos; aparecem os bovinos e elefantes		
<b>MESOZOICO</b>	<b>CRETÁCICO</b>		Extinção dos dinossáurios e amonites; aparecem as primeiras flores	-66
	<b>JURÁSSICO</b>		Abundantes dinossáurios e amonites; aparecem os primeiros mamíferos e aves	-144
	<b>TRIÁSSICO</b>		Aparecem os répteis voadores; primeiros corais modernos	-208
<b>PALEOZOICO</b>	<b>PALEOZOICO SUPERIOR</b>	Pérmico	Desenvolvimento dos répteis; coníferas e escarvelhos	-245
		Carbonífero	Desenvolvimento de grandes florestas; primeiros e répteis e insectos voadores	-286
		Devónico	Primeiros anfíbios e amonites; desenvolvimento dos peixes; primeiras árvores e aranhas	-360
	<b>PALEOZOICO INFERIOR</b>	Silúrico	Primeiras plantas terrestres; primeiros corais	-408
		Ordovícico	Primeiros vertebrados pisciformes; abundantes trilobites e graptolites	-438
		Câmbrico	Trilobites, graptolites, braquiópodes, moluscos, crinóides, radiolários, foraminíferos	-505
<b>PRECÂMBRICO</b>	<b>PROTEROZOICO</b>		Restos escassos de investebados primitivos, esponjas, vermes, algas e bactérias	-570
	<b>ARCAICO ou ARQUEOZOICO</b>		Algas e bactérias raras com mais de 3000 M.a.	-2500

