



UNIVERSIDADE
AbERTA
www.uab.pt



Introdução à Geologia:
Principais processos e materiais geológicos

Pedro Pereira

2023

Objetivo

Este texto, de cariz didático, é parte integrante do material de estudo das Unidades Curriculares (UC) de iniciação às Ciências da Natureza (UC 71057, do Curso de Qualificação para Estudos Superiores, e UC 72004, do Programa ALV: Maiores 23) da Universidade Aberta. A organização dos seus conteúdos teve por base os domínios “*Sedimentação e rochas sedimentares*”, “*Magmatismo e rochas magmáticas*”, “*Deformação de rochas*” e “*Metamorfismo e rochas metamórficas*” das Aprendizagens Essenciais da disciplina bienal (10.º e 11.º anos) de Biologia e Geologia, do curso científico-humanístico de Ciências e Tecnologia, do Ensino Secundário.

Índice

1. MINERAIS E SUAS PROPRIEDADES	1
1.1. Definição de mineral	1
1.2. Propriedades físicas dos minerais.....	2
1.3. Propriedades químicas dos minerais	4
2. MAGMATISMO E ROCHAS MAGMÁTICAS	6
2.1. Formação de magmas	6
2.2. Diferenciação magmática	7
2.3. Diversidade e classificação das rochas magmáticas	8
2.3.1. Textura das rochas.....	9
2.3.2. Composição química	9
3. ROCHAS SEDIMENTARES	11
3.1. Principais etapas de formação das rochas sedimentares.....	11
3.1.1. Sedimentogénese	11
3.1.2. Diagénese	13
3.2. Diversidade e classificação das rochas sedimentares	14
3.2.1. Rochas sedimentares detríticas	14
3.2.2. Rochas sedimentares quimiogénicas	14
3.2.3. Rochas sedimentares biogénicas.....	15
3.3. As rochas sedimentares como arquivos históricos da Terra	18
3.3.1. Fósseis e processos de fossilização	18
3.3.2. Fácies e ambientes de sedimentação.....	21
3.3.3. Datação relativa	21
3.3.5. Escala do tempo geológico.....	22
4. DEFORMAÇÃO DE ROCHAS	25
4.1. Falhas	26
4.2. Dobras	28
4. METAMORFISMO E ROCHAS METAMÓRFICAS	30
4.1. Fatores de metamorfismo	30
4.2. Grau de metamorfismo.....	32
4.3. Tipos de metamorfismo	32
4.4. Minerais indicadores de metamorfismo	33
4.5. Diversidade e classificação das rochas metamórficas	34
BIBLIOGRAFIA	37

1. MINERAIS E SUAS PROPRIEDADES

A Terra é constituída por rochas, as quais, por sua vez, correspondem a agregados de minerais. Deste modo, os minerais podem ser considerados como os “blocos de construção” básicos do planeta.

Os minerais são também de extrema importância para as sociedades humanas, enquanto fonte de elementos metálicos, tais como alumínio, cobre, ferro, ouro ou prata, e de matérias-primas não metálicas, tais como argilas, calcário (calcite), gesso, sal-gema ou talco. Diversos minerais metálicos e não-metálicos com importância económica, pela sua distribuição geográfica, extração e utilidade, desempenharam papéis cruciais na história da humanidade.

1.1. Definição de mineral

Um **mineral** é uma substância sólida, homogénea, de ocorrência natural, geralmente, originada por processos inorgânicos, com arranjo atómico altamente ordenado e com composição química definida, fixa ou variável dentro de limites bem definidos:

- Uma substância sólida homogénea é uma substância sólida que não pode ser fisicamente subdividida em compostos químicos mais simples. Os gases e os líquidos são excluídos da definição de mineral.
- A ocorrência natural significa que não há intervenção humana na sua génese.
- Tradicionalmente, considera-se que os minerais são originados apenas por processos inorgânicos. Contudo, alguns autores incluem no reino da mineralogia as substâncias que respeitam todas as outras particularidades de um mineral. Entre diversas outras situações, destaca-se o exemplo do carbonato de cálcio das conchas dos moluscos, compostas, em grande parte, por aragonite idêntica ao mineral de origem inorgânica. Excluem-se substâncias de origem orgânica como o âmbar, o carvão ou o petróleo, porque apesar de terem origem natural, não têm composição química definida nem estrutura atómica ordenada.
- O arranjo atómico altamente ordenado indica a existência de uma estrutura interna de átomos ou iões definindo um padrão geométrico regular (**estrutura cristalina**) (Fig. 1).

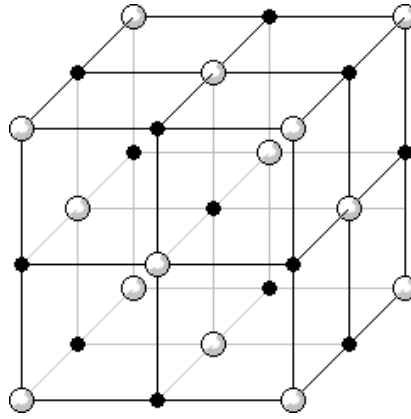


Figura 1 – Representação esquemática de estrutura cristalina.

- Composição química definida significa que esta pode ser expressa por uma fórmula química. Alguns minerais têm composição química fixa, como, por exemplo, o quartzo (SiO_2), mas isso não acontece na grande maioria dos casos. Por exemplo, no caso das olivinas [$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$], devido à analogia de dimensões e de cargas elétricas entre os iões Mg^{2+} e Fe^{2+} , a proporção relativa destes dois varia entre os 0% e os 100%. Assim, este grupo de minerais corresponde a uma série entre dois extremos (Mg_2SiO_4 e Fe_2SiO_4) onde são possíveis todas as composições químicas intermédias.

Alguns minerais, apesar de possuírem a mesma composição química, apresentam estruturas cristalinas distintas (**polimorfismo**). Exemplos deste fenómeno são a grafite e o diamante, ambos constituídos por carbono puro, mas com estruturas cristalinas totalmente distintas.

Noutros minerais acontece a situação inversa, apesar de serem quimicamente distintos, apresentam estrutura cristalina idêntica (**isomorfismo**). A calcite (CaCO_3) e a dolomite [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] são exemplos deste fenómeno.

1.2. Propriedades físicas dos minerais

A composição química e a estrutura cristalina conferem a cada mineral determinadas características que permitem a sua identificação. Entre as propriedades físicas mais utilizadas na classificação expedita de minerais, destacam-se a cor, o brilho, o traço (propriedades óticas), a dureza, a clivagem, a fratura (propriedades mecânicas) e a densidade.

- A **cor** é normalmente a propriedade mais fácil de observar, sendo critério de classificação dos minerais idiocromáticos, isto é, dos minerais com cor constante e característica. Os minerais de cor variável dizem-se alocromáticos, devendo esta característica à presença de impurezas ou pequenos defeitos na sua estrutura cristalina.

- O **brilho** corresponde ao modo como os minerais refletem a luz incidente. Definem-se dois tipos fundamentais de brilho, metálico e não metálico. Como não existe fronteira distinta entre estes, para designar os minerais cujo brilho apresenta uma situação intermédia, utiliza-se frequentemente o termo submetálico. No brilho não metálico distinguem-se diversos tipos de brilho, cuja denominação se refere às substâncias que melhor os exemplificam: adamantino, vítreo, nacarado, gorduroso, sedoso e resinoso.
- O **traço** (ou risca) corresponde à cor do mineral quando reduzido a pó fino, obtido sobre uma placa de porcelana não vidrada, no ato de a riscar. A porcelana tem dureza de cerca de 7, pelo que não pode ser usada em minerais de dureza superior. Apesar de a cor de um mineral poder variar, o traço é normalmente constante e, por isso, é particularmente relevante na classificação de minerais.
- A **dureza** de um mineral define-se como a resistência que este oferece ao ser riscado ou penetrado por outro. Habitualmente, determina-se recorrendo a uma escala de dureza, a **escala de Mohs**, constituída por dez minerais padrão, ordenados por ordem crescente de dureza relativa:

- 1 Talco
- 2 Gesso
- 3 Calcite
- 4 Fluorite
- 5 Apatite
- 6 Ortóclase
- 7 Quartzo
- 8 Topázio
- 9 Corindo
- 10 Diamante

Por exemplo, se determinado mineral não se deixa riscar pela fluorite, mas é riscado pela apatite, aceita-se que esse mineral tenha dureza 5,5.

Na ausência dos termos que constituem a escala de Mohs, a determinação da dureza relativa de um mineral pode ser efetuada com recurso a objetos simples, atendendo a que a dureza:

- Da unha do dedo é 2,5;
 - De uma moeda de cobre é 3,5;
 - Do aço do canivete e do vidro é 5,5;
 - Do aço da lima é 6,5.
- A **clivagem** é a propriedade que certos minerais têm de se fragmentar segundo determinadas direções, as quais espelham superfícies de fraqueza da estrutura cristalina. A caracterização da clivagem tem em conta a sua maior ou menor

perfeição e a(s) sua(s) direção(ões) (Fig. 2). Nem todos os minerais apresentam clivagem e em relativamente poucos ela é perfeita, mas nesses casos ela constitui um excelente critério de identificação.

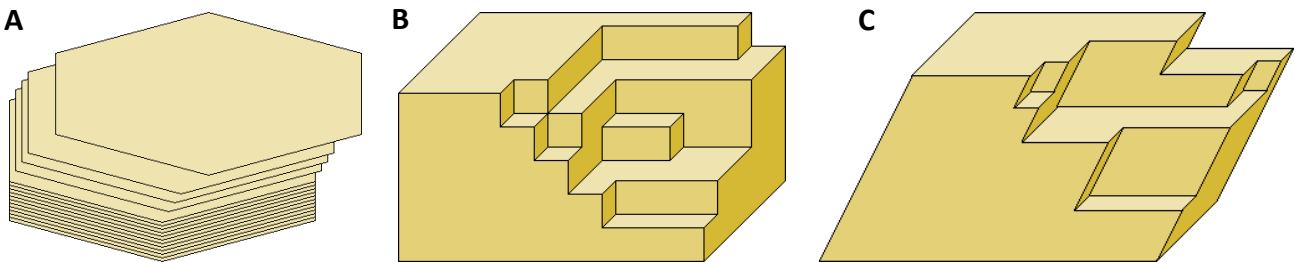


Figura 2 – Representações esquemáticas de diferentes tipos de clivagem: clivagem basal ou laminar (A); clivagem cúbica (B) e clivagem romboédrica (C).

- A **fratura** corresponde ao modo como certos minerais se fragmentam sem seguir direções preferenciais. Esta propriedade revela que a força das ligações químicas na estrutura cristalina é aproximadamente igual em todas as direções. Dependendo do mineral, a superfície de fratura pode ter diversas formas características: conchoidal (em forma de concha) frequente no quartzo e na obsidiana, fibrosa, irregular ou serrilhada.
- A **densidade** de um mineral depende da natureza dos átomos que o constituem e do arranjo dos mesmos na estrutura cristalina. A densidade absoluta ou massa volúmica corresponde à massa por unidade de volume e é expressa em g/cm^3 .

A densidade relativa é uma grandeza adimensional que expressa a razão entre a massa volúmica de determinado mineral e a da água, a 4°C . Como a massa volúmica da água a essa temperatura é de $1,000 \text{ g/cm}^3$, os valores numéricos de densidade absoluta e de densidade relativa são idênticos.

Na Tabela 1 apresentam-se as principais propriedades físicas de alguns minerais de ocorrência comum nas rochas de Portugal.

1.3. Propriedades químicas dos minerais

Alguns minerais apresentam propriedades químicas características, tornando possível a sua classificação com base na realização de testes químicos simples, tais como os do sabor salgado, para a halite (NaCl), e da efervescência produzida por ação do ácido clorídrico, para os carbonatos, como, por exemplo, a calcite (CaCO_3).

Tabela 1 – Descrição das principais propriedades físicas de minerais que ocorrem em Portugal.

Mineral	Cor	Brilho	Traço	Dureza	Clivagem/Fratura	Densidade
Anfíbolas	Branco, cinzento, verde, castanho, preto	Vítreo	Incolor	5-6	Clivagem prismática	2,9-3,6
Apatite	Verde, azul, violeta, incolor	Vítreo, resinoso	Incolor	5	Clivagem basal imperfeita	3,2
Arsenopirite	Branco de estanho	Metálico	Preto	5,5-6	Clivagem prismática	6,1
Autunite	Amarelo a amarelo-esverdeado	Nacarado	Amarelo	2-2,5	Clivagem basal perfeita	3,2
Biotite	Castanho a negro	Nacarado	Incolor	2,5-3	Clivagem basal perfeita	2,8-3,2
Calcite	Incolor, branco, amarelo, castanho	Vítreo	Incolor	3	Clivagem romboédrica perfeita	2,7
Calcopirite	Amarelo de latão, dourado	Metálico	Negro esverdeado	3,5-4	Fratura irregular	4,1-4,3
Dolomite	Branco, rosado, cinzento, incolor	Vítreo, nacarado	Incolor	3,5-4	Clivagem romboédrica perfeita	2,8-2,9
Fluorite	Verde, azul, violeta, amarelo, incolor	Vítreo	Incolor	4	Clivagem octaédrica perfeita	3,2
Galena	Cinzento de chumbo	Metálico	Cinzento de chumbo	2,5	Clivagem cúbica perfeita	7.4-7.6
Gesso	Incolor, branco, cinzento	Vítreo	Incolor	2	Clivagem pinacoidal perfeita	2,3
Granadas	Vermelho, castanho, amarelo, branco, verde, preto	Vítreo	Incolor	6,5-7,5	Fratura irregular	3,5-4,3
Halite	Incolor ou branco	Gorduroso	Incolor	2,5	Clivagem cúbica perfeita	2,2
Hematite	Cinzento a negro. Avermelhado a cor de ferro	Metálico	Vermelho a acastanhado	5,5-6,5	Fratura conchoidal	5,2
Ilmenite	Negro de ferro a castanho-escuro	Metálico	Preto a vermelho acastanhado	5,5-6	Fratura irregular	4,7
Magnetite	Negro de ferro	Metálico	Preto	6	Fratura irregular	5,2
Moscovite	Branco, amarelado a esverdeado	Nacarado	Incolor	2-2,5	Clivagem basal perfeita	2,8-2,9
Nefelina	Incolor, branco, amarelado, cinzento, esverdeado, avermelhado	Vítreo a gorduroso	Incolor	5,5-6	Clivagem	2,6-2,7
Olivinas	Verde	Resinoso, vítreo	Incolor	6,5-7	Fratura conchoidal	3,3-4,4
Ortóclase	Incolor, branco, róseo, cinzento	Vítreo	Incolor	6	Clivagem em 2 direções perpendiculares	2,6
Pirite	Amarelo de latão	Metálico	Negro (esverdeado a acastanhado)	6-6,5	Fratura conchoidal	5
Piroxenas	Branco, amarelo, rosa, verde, castanho, preto	Vítreo	Incolor	5-7	Clivagem prismática	3,1-3,6
Plagióclases	Incolor, branco, azulado, esverdeado	Nacarado	Incolor	6	Clivagem em 2 direções perpendiculares	2,6-2,8
Quartzo	Incolor, branco, amarelo, rosa, azul, violeta	Vítreo a gorduroso	Incolor	7	Fratura conchoidal	2,7
Volframite	Castanho-escuro a preto	Submetálico	Negro a castanho chocolate	5-5,5	Clivagem pinacoidal perfeita	7,1-7,5

2. MAGMATISMO E ROCHAS MAGMÁTICAS

As rochas magmáticas ou ígneas resultam do arrefecimento e consequente cristalização de material em fusão. Esse material, denominado magma, é constituído principalmente por matéria rochosa líquida, podendo também conter cristais de diversos minerais e/ou uma componente gasosa variável.

Os **magmas** são essencialmente constituídos por oxigénio, silício, alumínio, ferro, magnésio, titânio, cálcio, sódio, potássio e fósforo. Como o oxigénio e o silício são, de longe, os dois elementos mais abundantes na composição química dos magmas, é natural que se descrevam os diferentes tipos de magma em termos do seu teor em sílica (SiO_2). Assim, os magmas podem ser classificados em magmas **pobres em sílica** ou basálticos ($\text{SiO}_2 < 52\%$), magmas com **composição intermédia** ou andesíticos ($52\% < \text{SiO}_2 < 66\%$) e magmas **ricos em sílica** ou riolíticos ($\text{SiO}_2 > 66\%$).

2.1. Formação de magmas

A formação de magma ocorre nas fronteiras divergentes e convergentes entre placas tectónicas e em pontos quentes (Fig. 3).

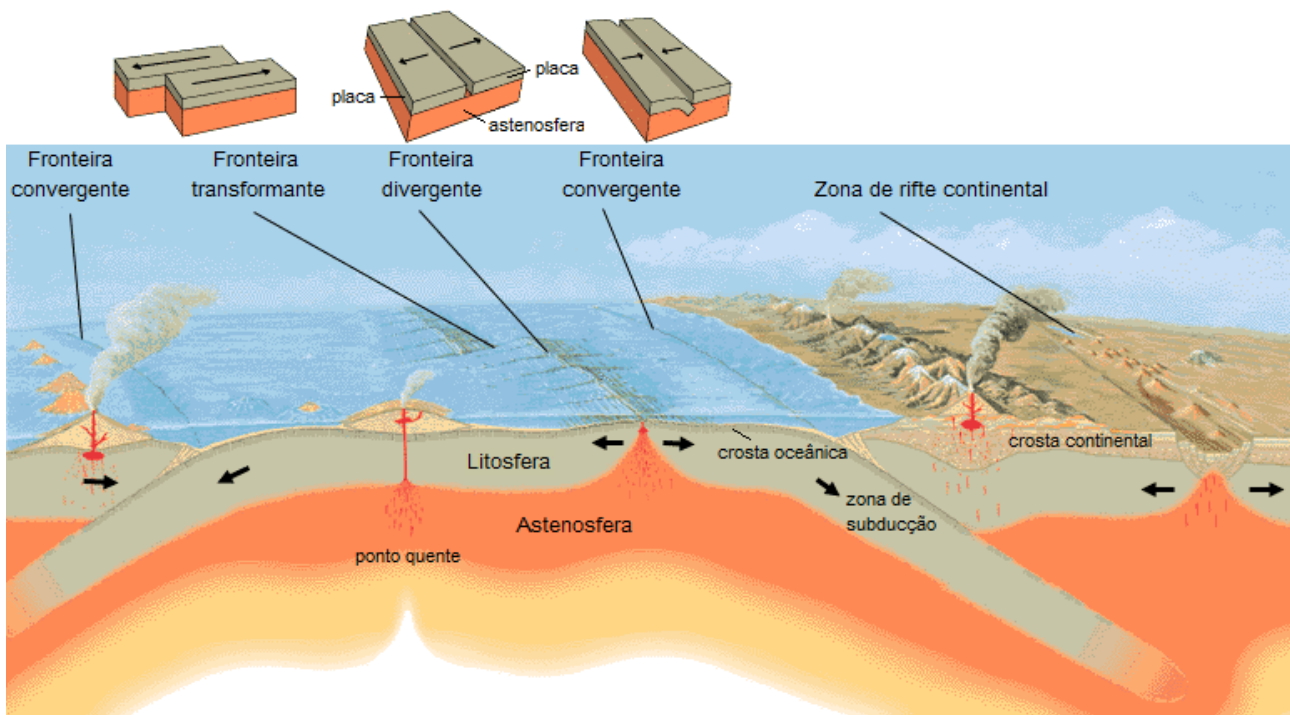


Figura 3 – Representação esquemática de ambientes tectónicos onde ocorre a formação de magmas. Adaptado de <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/Vigil.html>.

- Nas fronteiras de placas divergentes (Fig. 3), a subida dos magmas está relacionada com a existência de correntes ascendentes de materiais mantélicos. A ascensão destes materiais faz com que fiquem sujeitos a pressões menos

elevadas, o que facilita a sua fusão. Nestas condições, geram-se magmas basálticos, por fusão parcial do material proveniente do manto. Nas zonas de rifte continental (ou vales de rifte) (Fig. 3), os magmas que eventualmente fiquem acumulados na crosta podem, por transferência de calor, provocar a sua fusão, originando magmas riolíticos.

- Nas fronteiras de placas convergentes (Fig. 3), as rochas hidratadas da crosta oceânica que se afunda libertam água, a qual facilita a fusão parcial do manto localizado acima delas. Originam-se assim magmas basálticos. Estes, ao ascenderem em direção à superfície, diferenciam-se por assimilação da crosta continental e cristalização fracionada (ver abaixo), gerando magmas andesíticos e riolíticos.
- Os pontos quentes (Fig. 3) correspondem a zonas onde grandes plumas de material quente, oriundas das profundezas do manto, ascendem à superfície. Nos pontos quentes localizados sob a crosta oceânica, a fusão parcial do manto, por diminuição da pressão, origina magmas basálticos. Nos pontos quentes localizados sob continentes, a fusão da crosta continental, por transferência de calor da pluma, origina magmas riolíticos.

2.2. Diferenciação magmática

Durante o arrefecimento do magma os minerais não cristalizam todos ao mesmo tempo. Primeiro, formam-se os de ponto de fusão mais elevado e, posteriormente, ao longo do processo, vão cristalizando os minerais de ponto de fusão progressivamente mais baixo. Este processo é denominado **cristalização fracionada**.

As séries reacionais de Bowen (Fig. 4) representam a ordem de cristalização dos minerais no magma. São formadas por duas sequências: uma descontínua, para os minerais ferromagnesianos (olivina → piroxena → anfíbola → biotite), e outra contínua, para as plagioclases, variando (continuamente) das plagioclases cálcicas, passando pelas intermédias (calcossódicas), até às sódicas.

Posteriormente segue-se-lhes a cristalização dos feldspatos potássicos, da moscovite e, finalmente, do quartzo. À medida que o líquido magmático arrefece e se consome neste tipo de reações, os minerais vão surgindo pela ordem indicada nas séries de Bowen.

Uma vez solidificados, os cristais podem precipitar e acumular-se no fundo da câmara magmática por ordem de cristalização e densidade (separação gravítica).

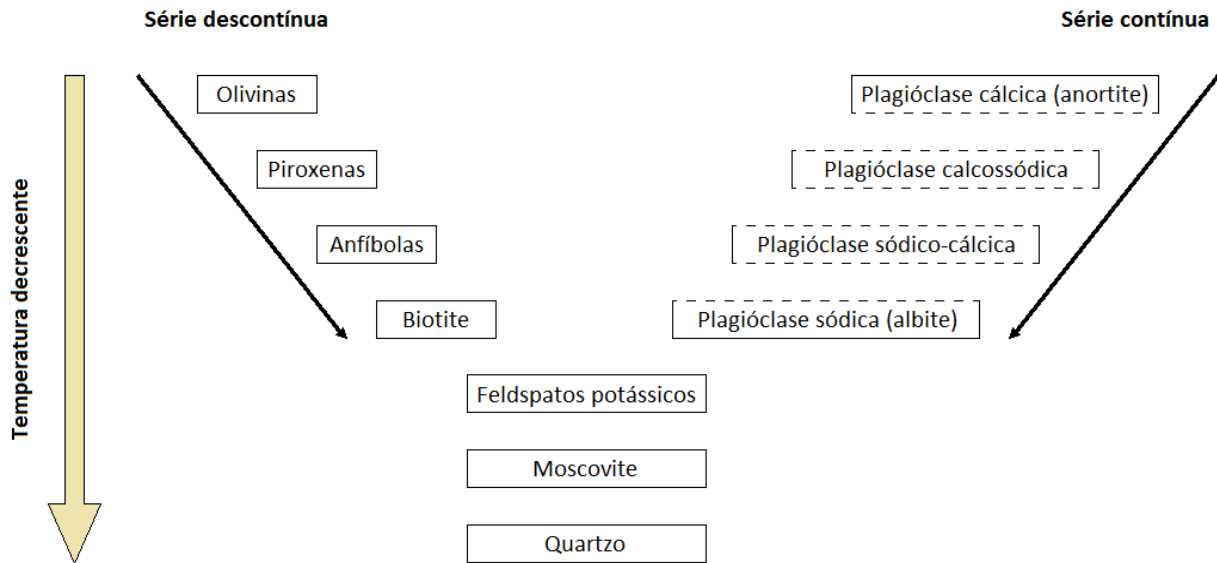


Figura 4 – Séries reacionais de Bowen.

Assim, é fácil compreender que o mesmo magma possa dar origem a rochas com composições mineralógicas claramente distintas. Por exemplo, numa primeira fase de arrefecimento de determinado magma, podem formar-se cristais de olivina, piroxena e plagioclase calcossódica, os quais se vão acumulando no fundo da câmara magmática. O magma residual fica relativamente mais rico em sílica, alumínio e potássio, uma vez que a formação dos minerais referidos consumiu a maior parte do magnésio, ferro e cálcio. O arrefecimento deste magma residual pode, posteriormente, dar origem à formação de uma rocha composta essencialmente por quartzo, feldspato e micas (moscovite e biotite).

2.3. Diversidade e classificação das rochas magmáticas

As rochas magmáticas podem ser classificadas de acordo com a **origem**, a **textura**, a **cor** e a **composição química e mineralógica**.

Relativamente à origem ou modo de jazida, as rochas magmáticas podem ser classificadas em **rochas plutónicas** ou intrusivas, como o **granito**, o **diorito** e o **gabro**, resultantes da consolidação do magma em profundidade, e **rochas vulcânicas** ou extrusivas, como o **riólito**, o **andesito** e o **basalto**, resultantes da consolidação à superfície.

A velocidade de arrefecimento, e consequente consolidação, de um magma depende largamente da profundidade a que ocorre esse arrefecimento:

- À superfície do planeta, onde a diferença de temperatura entre o magma e o meio envolvente é enorme, o arrefecimento é rápido. O material vulcânico expelido em ambiente subaéreo ou submarino pode consolidar em apenas

alguns segundos, enquanto para fluxos de lava o tempo de consolidação é da ordem de dias a semanas.

- Em profundidade, no interior da crosta terrestre, onde a diferença de temperatura entre o magma e as rochas encaixantes não é muito significativa, o arrefecimento é lento. Intrusões pouco profundas consolidam em meses a anos, enquanto intrusões grandes e profundas podem demorar milhões de anos a consolidar.

2.3.1. Textura das rochas

Existe uma estreita relação entre a velocidade de arrefecimento do magma e a textura¹ da rocha. Assim, se o magma arrefecer lentamente, em profundidade, a matéria cristalina tem tempo para se organizar, formando-se uma rocha constituída por cristais que distinguem uns dos outros à vista desarmada. Neste caso, a textura diz-se **granular** ou fanerítica.

Se, contrariamente, o magma arrefecer rapidamente, à superfície, forma-se uma rocha constituída por cristais tão pequenos que apenas se distinguem uns dos outros ao microscópio. Neste caso, a textura diz-se **agranular** ou afanítica.

Se o arrefecimento for extremamente rápido, como ocorre em ambiente submarino, não ocorre cristalização, formando-se uma rocha totalmente constituída por matéria amorfa (não cristalina). Neste caso, a textura diz-se **vítrea**.

2.3.2. Composição química

A composição química das rochas magmáticas reflete, geralmente, a composição do magma, e, assim, fornece informações sobre a origem das rochas. A composição química dos magmas determina os minerais que cristalizam e as respetivas proporções. À semelhança dos magmas, as rochas magmáticas podem ser classificadas de acordo com o respetivo **teor em sílica: rochas ácidas** ($\text{SiO}_2 > 66\%$), **rochas intermédias** ($52\% < \text{SiO}_2 < 66\%$), **rochas básicas** ($45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$) e **rochas ultrabásicas** ($\text{SiO}_2 < 45\%$)².

O teor em sílica tende a variar inversamente com o teor em ferro e magnésio, pelo que, em regra, quanto menor for o teor de sílica de uma rocha, maior será a quantidade de minerais ferromagnesianos que ela apresenta (Fig. 5). Uma vez que os minerais ferromagnesianos ou máficos (olivina, anfíbola, piroxena, biotite) são

¹ A textura de uma rocha é definida pela forma, dimensão, arranjo espacial e modo de contacto entre os respetivos minerais (cristais) ou elementos constituintes.

² Esta nomenclatura baseia-se na ideia, hoje ultrapassada, de que as rochas com elevados teores de sílica precipitariam de águas com elevadas concentrações de ácido ortossilícico (H_4SiO_4).

escuras, verifica-se que as rochas magmáticas tendem a variar a sua **cor**, de claras para escuras, de acordo com o teor decrescente em sílica e crescente em ferro e magnésio.

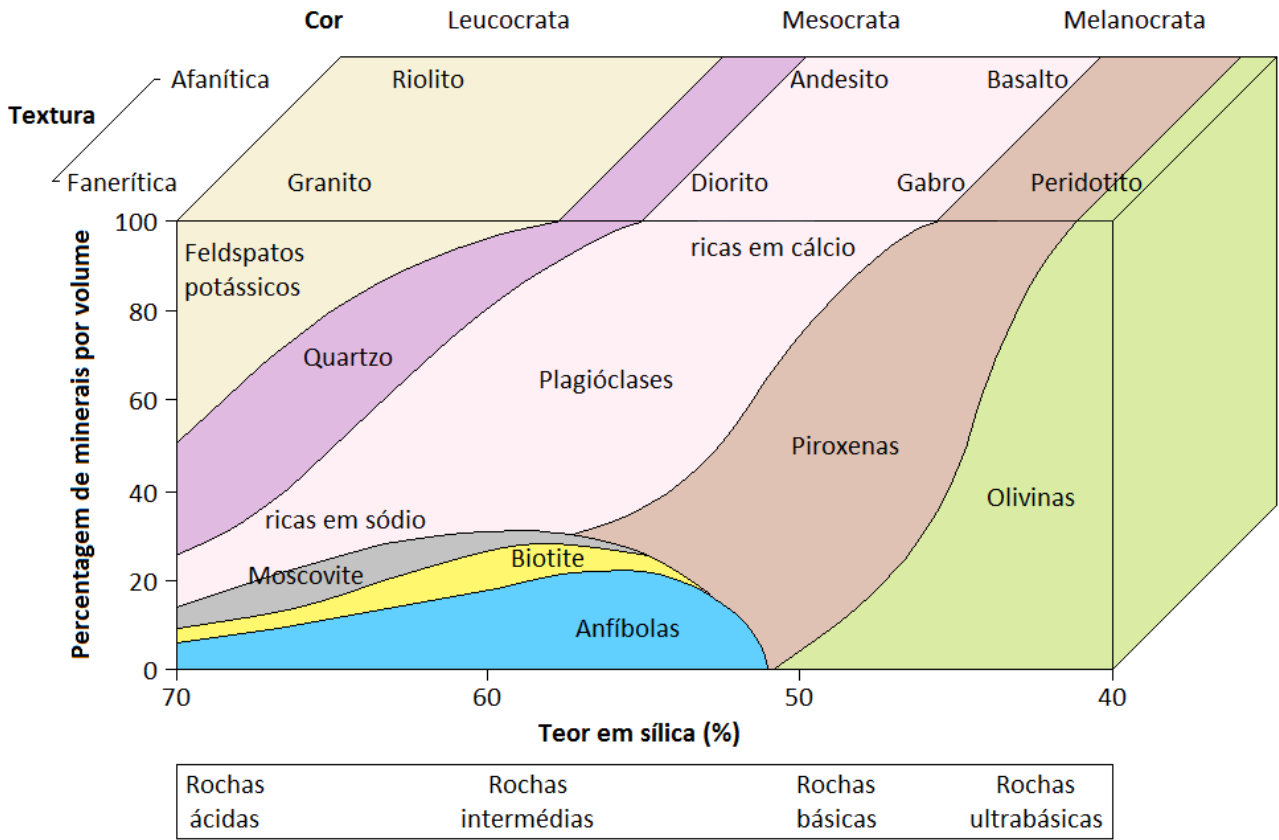


Figura 5 – Classificação de algumas rochas magmáticas com base no teor em sílica, na composição mineralógica, na cor e na textura.

3. ROCHAS SEDIMENTARES

As rochas sedimentares formam-se à superfície da Terra, a partir de rochas (magmáticas, metamórficas e sedimentares) pré-existentes, como resultado dos processos exógenos (ação do clima, dos ventos, dos rios, etc.). Devido à sua origem superficial, cobrem cerca de três quartos da superfície da crosta terrestre (continental e oceânica), contudo representam apenas cerca de 5% do seu volume.

3.1. Principais etapas de formação das rochas sedimentares

A formação das rochas sedimentares engloba a **sedimentogénese**, que consiste na geração, transporte e deposição dos materiais (sedimentos) resultantes da ação dos agentes externos sobre as rochas pré-existentes, e a **diagénese**, que é o processo pelo qual os sedimentos são transformados em rocha consolidada.

3.1.1. Sedimentogénese

A sedimentogénese compreende quatro fases: a meteorização, a erosão, o transporte e a sedimentação.

- **Meteorização:** processo de alteração e desagregação das rochas pré-existentes, resultante da exposição aos agentes externos. A meteorização pode ser física (mecânica) ou (bio)química:
 - A alteração mecânica resulta essencialmente de processos de natureza física, tais como, variações de volume, dos diferentes minerais, produzidas por oscilações térmicas, congelação e descongelação da água contida nos poros e fissuras das rochas, cristalização de sais dissolvidos na água de impregnação das fissuras e poros das rochas após evaporação ou desenvolvimento de raízes de plantas nas fraturas das rochas. Estes processos provocam a constante fissuração das rochas até estados de desagregação mais ou menos avançados, sem modificar as suas composições químicas e mineralógicas.
 - A alteração química ou, mais corretamente, bioquímica, visto ser impossível de conceber sem a participação da atividade biológica, consiste na transformação bioquímica dos minerais das rochas. São exemplo das reações químicas sofridas pelos minerais, a dissolução, a hidrólise e a oxidação.
 - A dissolução é realizada pelo poderoso solvente que é a água, originando modelados característicos (modelados cárnicos) em

regiões de rochas particularmente solúveis, como calcários e evaporitos.

- A hidrólise dos materiais rochosos é uma reação química lenta, em que os íons dos minerais reagem com os íons H^+ e OH^- da água, originando novos minerais. Por exemplo, os minerais argilosos formam-se por hidrólise de minerais silicatados constituintes de rochas magmáticas e metamórficas.
 - Na oxidação o oxigênio atmosférico (dissolvido na água) reage com os íons dos minerais, produzindo óxidos. Este processo é particularmente importante na meteorização de minerais ricos em ferro (olivinas, piroxenas, anfíbulas, etc.).
- **Erosão:** inicia o processo de transporte ao remover os produtos de alteração da sua posição inicial. Esta remoção pode ocorrer por ação da gravidade, da água corrente, do vento ou de glaciares. A erosão sobrepõe-se ao transporte.
- **Transporte:** pode ocorrer por ação da gravidade, do vento ou da água (glaciares, torrentes, rios ou correntes oceânicas). Os materiais resultantes da alteração e da erosão podem ser transportados em solução ou sob a forma de detritos ou clastos de dimensão variável. Durante o transporte, os detritos sofrem alterações sucessivas, das quais se destacam o rolamento e a calibragem.
- O **rolamento** corresponde ao desgaste progressivo que os clastos vão sofrendo ao longo do processo de transporte, do qual resulta o arredondamento dos seus vértices e arestas (Fig. 6). Assim, quanto maior for o rolamento dos clastos que constituem um sedimento, maior terá sido a distância e a duração do transporte a que este esteve sujeito.

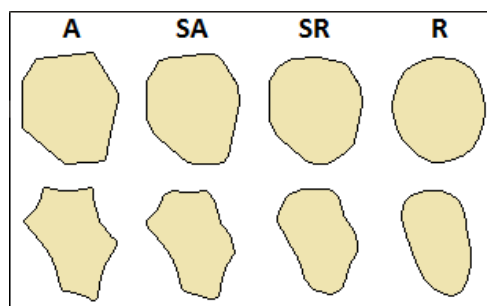


Figura 6 – Representação esquemática do grau de rolamento dos clastos. Legenda: A – Arredondado, SA – Subarredondado; SR – Sub-rolado; R – Rolado.

- A **calibragem** corresponde ao grau de uniformidade da dimensão dos clastos, os quais são calibrados em função da densidade e da dimensão,

e melhora à medida que os sedimentos mais grosseiros são deixados para trás e os mais finos são arrastados (Fig. 7). Um sedimento diz-se bem calibrado quando os clastos que o compõem têm aproximadamente a mesma dimensão. O vento é um bom agente de calibragem dos sedimentos.

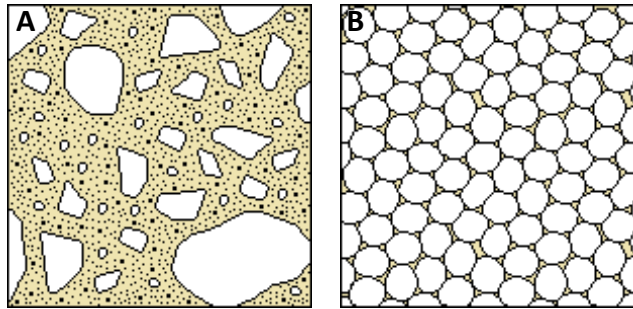


Figura 7 – Representações esquemáticas de um sedimento mal calibrado (A) e de um sedimento bem calibrado (B).

- **Sedimentação** (ou deposição): os sedimentos são depositados quando a energia (velocidade) do agente de transporte se torna demasiado fraca para os manter em movimento.

Em regra, a deposição ocorre em camadas sobrepostas ou estratos. Cada estrato está delimitado por duas superfícies de estratificação, resultantes de alterações no processo de deposição: a inferior, sobre a qual se iniciou o depósito (muro), e a superior, que marca o final da sedimentação (**teto**). Sempre que ocorre uma variação brusca na natureza dos sedimentos, uma alteração das condições físico-químicas do meio ou uma pausa na sedimentação, individualiza-se um novo estrato. A uma sucessão de estratos atribui-se a designação de sequência estratigráfica.

3.1.2. Diagenese

A diagenese ocorre num ambiente termodinâmico que a coloca a meio caminho entre a sedimentação e o metamorfismo.

A primeira fase da diagenese é a **compactação**, resultante da carga litostática da coluna de sedimentos suprajacente, que resulta na diminuição da porosidade do sedimento e na perda irreversível de água. Alguma desta água pode conter compostos químicos em solução, os quais podem precipitar como novos minerais nos espaços intersticiais, iniciando a aglutinação das partículas individuais (**cimentação**).

Durante o processo de diagenese pode também ocorrer troca de substâncias

químicas entre componentes da rocha sedimentar e soluções intersticiais (**metassomatose**). Em certas condições, por ação de fluidos percolantes, pode ocorrer a solubilização de parte dos componentes da rocha, os quais reprecipitam sob a forma de cristais macroscópicos (**recristalização**).

3.2. Diversidade e classificação das rochas sedimentares

As rochas sedimentares podem dividir-se, quanto à sua origem, em três grandes grupos: **detríticas, quimiogénicas e biogénicas**.

3.2.1. Rochas sedimentares detríticas

As rochas detríticas são constituídas essencialmente por clastos resultantes da alteração e erosão de rochas pré-existentes. Podem ser não consolidadas, se os clastos se encontram soltos, e consolidadas, se os clastos se encontram unidos por um cimento formado por minerais novos, no decurso da diagénese. A classificação deste tipo de rochas é efetuada, principalmente, com base na dimensão dos clastos (Tab. 2).

Tabela 2 – Classificação das rochas detríticas não consolidadas e consolidadas.

Dimensão dos clastos	Rocha não consolidada	Rolamento dos clastos	Rocha consolidada
2 a 256 mm	Balastros (blocos, burgaus, seixos e cascalho)	Arredondados	Conglomerados
		Angulosos	Brechas
1/16 a 2 mm	Areias		Arenitos
1/256 a 1/16 mm	Siltos		Siltitos
< 1/256 mm	Argilas		Argilitos

3.2.2. Rochas sedimentares quimiogénicas

As rochas quimiogénicas resultam da precipitação de substâncias químicas dissolvidas numa solução aquosa. Nos evaporitos, a precipitação química ocorre por evaporação do solvente, enquanto nos travertinos (um tipo de calcários), esta ocorre por sobressaturação de soluções ricas em carbonato de cálcio:

- **Evaporitos:** originados por evaporação de água retida em lagunas, em zonas de influência marinha, e em lagos salgados, em áreas continentais de tendência árida. A precipitação química ocorre por aumento da concentração de sais devido à perda de água por evaporação. São exemplos de minerais assim formados, o sal gema ou halite (cloreto de sódio) e o gesso (sulfato de cálcio hidratado).
- **Travertinos:** normalmente associados a grutas, onde são constituintes de espeleofomas (estalactites, estalagmites, etc.), e a terrenos alagadiços

envolventes de maciços calcários, formam-se também na dependência da ação de águas termais (nascentes termais).

3.2.3. Rochas sedimentares biogénicas

As rochas biogénicas são constituídas por sedimentos de origem biológica, resultado dos restos físicos de seres vivos ou resultantes da sua atividade. São exemplos deste grupo de rochas os calcários biogénicos e os carvões. Apesar de não serem rochas, os petróleos são frequentemente estudados no âmbito das rochas sedimentares biogénicas, uma vez que são originados por transformação de matéria orgânica acumulada em rochas sedimentares.

- Os **calcários biogénicos** podem resultar de:
 - Fixação dos carbonatos por certos organismos ao produzirem os seus próprios esqueletos. Entre as rochas assim originadas, destacam-se os calcários recifais, formados em consequência da atividade biológica de organismos (por exemplo, coraliários ou briozoários) que edificam volumes consideráveis de estruturas calcárias (recifes), e os calcários conquíferos, resultantes da acumulação e cimentação de conchas de moluscos, crinoides, foraminíferos, etc.
 - Precipitação (bio)química desencadeada ou favorecida pela atividade fisiológica de certos organismos. Os produtos desta precipitação confundem-se facilmente com os de precipitação exclusivamente química.
- Os **carvões** resultam da decomposição lenta de detritos vegetais, acumulados em ambientes aquáticos pouco profundos, com fraca drenagem e pouco oxigenados, como pântanos ou deltas estuarinos tropicais.

Nestes locais e nestas condições, a acumulação de matéria orgânica excede a capacidade de remoção associada à decomposição aeróbia³. Sucessivas gerações de plantas acumulam-se sobre as mais antigas, impedindo o seu contacto com o oxigénio atmosférico, interrompendo a decomposição aeróbia e, deste modo originando um sedimento constituído por restos vegetais parcialmente decompostos, com um teor de carbono de cerca de 15% (turfa – Fig. 8A).

Frequentemente, a turfa é coberta por materiais detríticos. A sua compactação, devida ao soterramento, provoca a libertação de água e outros voláteis (CO₂, CH₄), resultando no aumento relativo do teor de carbono (incarbonização) e,

³ Decomposição na presença de oxigénio, pela qual a matéria orgânica se decompõe em CO₂ e H₂O, não deixando resíduo.

assim, originando um carvão ainda com elevado teor de voláteis (lignite – Fig. 8B).

O progressivo aumento da coluna de sedimentos, devido à deposição de mais sedimentos orgânicos e inorgânicos, associada ao afundamento do fundo da bacia de sedimentação (subsidência), provoca o aumento da compactação e da temperatura e o processo de incarbonização prossegue, originando um carvão ainda mais rico em carbono (carvão betuminoso – Fig. 8C).

Se este for sujeito a metamorfismo, formar-se-á um carvão quase sem voláteis (antracite – Fig. 8D). Em situações extremas de pressão e de temperatura, os carvões continuam a transformar-se, dando origem a grafite (mineral composto por carbono puro).

Existem, assim, diversos tipos de carvões, os quais podem ser classificados de acordo com diversas propriedades físicas e químicas, como, a cor, o brilho, a dureza ou o teor em carbono (Tab. 3).



Figura 8 – Fotografias de amostras de turfa e dos diferentes tipos de carvão: **A** - turfa, **B** - lignite, **C** - carvão betuminoso (exemplares da coleção petrográfica do Museu Geológico, Lisboa) e **D** - antracite (Fonte: <https://en.wikipedia.org/wiki/Anthracite>).

Tabela 3 – Principais características da turfa e dos diferentes tipos de carvão.

Tipo	Descrição	Composição (%)	
		Água	Outros voláteis
Turfa	Castanha, com restos vegetais evidentes.	75	10
Lignite	Castanha a negra, com aparência de madeira.	45	20
Carvão betuminoso	Negro, frequentemente bandado (leitos de brilho gorduroso a submetálico alternam com leitos mais baços).	5-15	20-30
Antracite	Negra, compacta, com brilho submetálico a metálico e fratura conchoidal.	4	1

- O termo “**petróleo**”, em sentido lato, abarca todas as ocorrências ou concentrações de hidrocarbonetos, independentemente do estado físico em que

se encontrem; em sentido estrito, refere-se a hidrocarbonetos que ocorrem no estado líquido, constituindo o produto designado por crude, rama, ou petróleo bruto.

Os hidrocarbonetos gasosos constituem o gás natural e os sólidos (às condições de pressão e temperatura da superfície) são designados por asfaltos, betumes, parafinas, etc.

O petróleo tem origem na acumulação de restos de organismos fotossintéticos microscópicos, como fitoplâncton e bactérias, conjuntamente com materiais finos inorgânicos, em bacias oceânicas, localizadas nas margens continentais. Nestes ambientes, a taxa de sedimentação é suficientemente elevada para soterrar a vasa rica em matéria orgânica e assim, protegê-la da decomposição aeróbica.

A rocha resultante desta vasa é, normalmente, o argilito negro, o qual constitui a rocha-mãe do petróleo. Com o aumento da espessura dos sedimentos, resultante da acumulação de mais sedimentos e da subsidência da bacia, os sedimentos mais profundos ficam sujeitos ao aumento da pressão litostática e, devido ao calor interno do planeta, da temperatura.

Nestas condições do domínio da diagénese, uma longa e complexa cadeia de reações químicas converte a matéria orgânica em diversos hidrocarbonetos. Como resultado da compactação dos sedimentos que contêm os hidrocarbonetos, o petróleo e o gás natural são obrigados a migrar para rochas adjacentes de elevada alta porosidade e permeabilidade, como arenitos e calcários porosos, denominadas rochas-reservatório ou rochas armazém. As densidades relativamente baixas do petróleo e do gás natural, fazem com que estes flutuem sobre a água que quase sempre preenche os poros intersticiais de rochas permeáveis.

As condições que favorecem a acumulação em larga escala de petróleo e gás natural resultam maioritariamente da combinação de uma estrutura geológica e uma rocha de baixa porosidade e permeabilidade, denominada rocha-de-cobertura, as quais criam uma barreira impermeável à migração ascendente, constituindo uma armadilha de petróleo.

As armadilhas de petróleo podem ser estruturais, resultantes de estruturas geológicas, como dobras (anticlinais – Fig. 9A), falhas (Fig. 9B) ou domas salinas (Fig. 9C), ou estratigráficas, resultantes das relações geométricas entre estratos, como, por exemplo, discordâncias angulares (Fig. 9D).

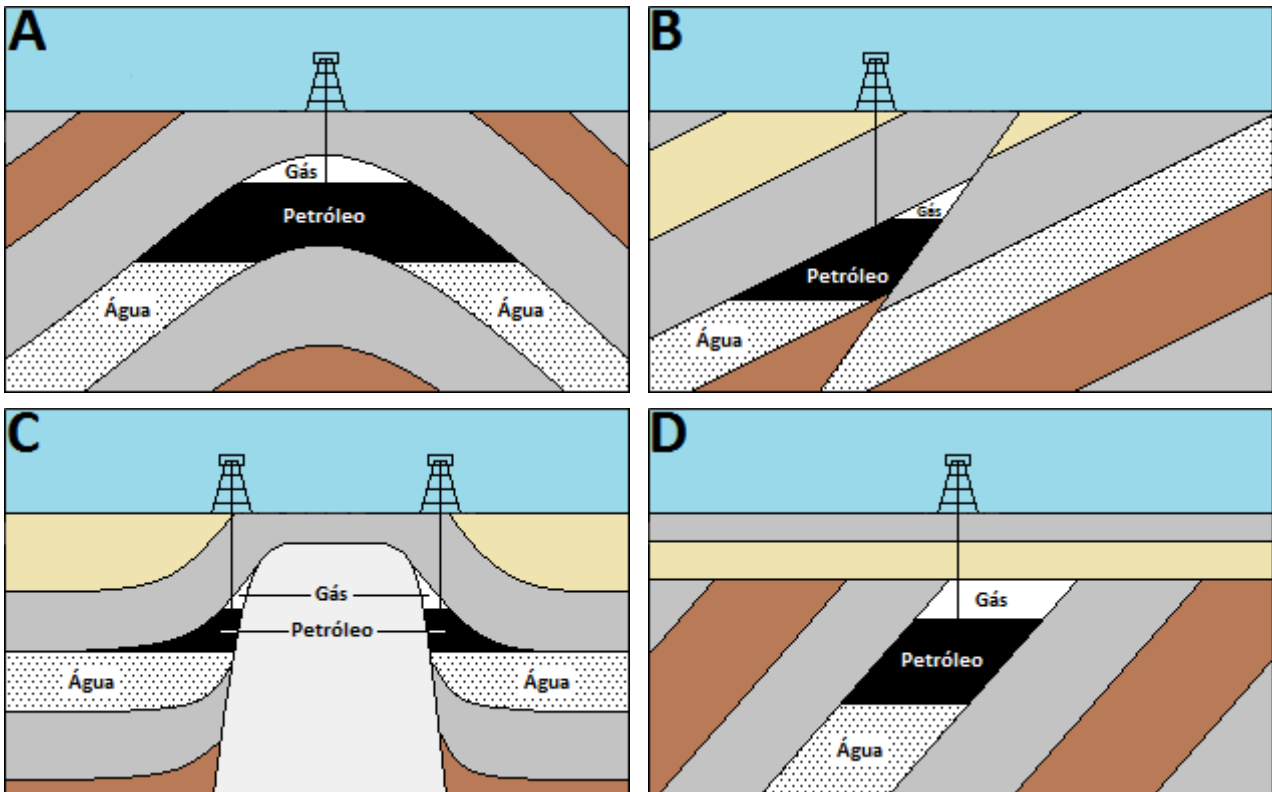


Figura 9 – Representação esquemática de diversos tipos de armadilhas petrolíferas: **A** – Anticlinal, **B** – Falha; **C** – Doma salino; **D** – Discordância angular.

3.3. As rochas sedimentares como arquivos históricos da Terra

3.3.1. Fósseis e processos de fossilização

Fósseis são restos de estruturas somáticas, isto é, do corpo de organismos pretéritos (somatofósseis), ou traços e marcas de atividade orgânica (icnofósseis) conservados em contextos geológicos. Por exemplo, são **somatofósseis** os fósseis de dentes, carapaças, folhas, conchas, troncos, ossos, etc. (Fig. 10) e são **icnofósseis** os fósseis de pegadas, pistas de deslocação, marcas de predação, coprólitos (excrementos fossilizados), ovos, túneis e galerias de habitação, etc. (Fig. 11).

A fossilização resulta da ação de diversos processos biológicos, físicos e químicos que atuam no ambiente deposicional. As estruturas resistentes dos organismos, tais como dentes, ossos e conchas, têm maior probabilidade de ficarem preservadas nas rochas. Contudo, ocorrem no registo geológico preservações excepcionais de tecidos moles, tais como pele, vísceras e músculos.

Normalmente, após a morte dos organismos, os tecidos moles entram em decomposição por ação das bactérias e as estruturas resistentes ficam sujeitas às condições ambientais, culminando com a sua destruição total. A fossilização representa a quebra deste ciclo e, como tal, deve ser encarado como um fenómeno

excepcional. O registo fóssil corresponde a uma ínfima parte dos organismos que habitaram a Terra desde a origem da Vida.

A preservação de estruturas somáticas ou de marcas de atividade orgânica é favorecida por diversos fatores, como o enterramento rápido após a morte, a ausência de decomposição bacteriana, a natureza e a composição química das estruturas somáticas, o modo de vida e as condições químicas ambientais, cujo somatório determinará o processo de fossilização.

Mesmo após a formação dos fósseis, existem diversos fatores que podem provocar a sua destruição nas rochas, designadamente, fluidos percolantes (soluções essencialmente aquosas que circulam pelas rochas através dos seus poros e fissuras), vulcanismo, metamorfismo, eventos tectónicos e processos erosivos.



Figura 10 – Exemplos de somatofósseis: **A** – Mamute-lanoso juvenil conservado por gelo (Fonte: <https://en.wikipedia.org/wiki/Mammoth>); **B** – Concha de bivalve mineralizada; **C** – Moldes internos de bivalves.



Figura 11 – Exemplos de icnofósseis: **A** – Pegadas de dinossáurio carnívoro (terópode); **B** – Ovos de dinossáurio (https://es.wikipedia.org/wiki/Huevo_de_dinosaurio); **C** – Orifício (marca de predação) produzido por gastrópode sobre concha de bivalve.

Consideram-se quatro processos principais de fossilização (conservação, incarbonização, mineralização e moldagem):

- **Conservação** – A estrutura e a composição química dos restos orgânicos não sofrem alteração, na totalidade ou em parte. Por exigir condições muito particulares, este é um processo raro: o material lítico (argila), químico (sal), físico (gelo) ou orgânico (resina, asfalto) que envolveu o organismo teve de impedir a percolação de fluidos de modo a atenuar ou mesmo anular os efeitos da diagénese. Como exemplos deste tipo de fossilização podem citar-se os mamutes (Fig. 10A) e rinocerontes-lanosos preservados por gelo (Pleistocénico da Sibéria) e os insetos aprisionados em âmbar (resina fóssil) (Eocénico do Mar Báltico).
- **Incarbonização** – Neste processo ocorre o enriquecimento relativo e progressivo em carbono, resultante da depleção dos elementos voláteis (oxigénio e hidrogénio) da matéria orgânica, por processos biológicos e geológicos. Apesar das alterações ocorridas na composição química original, por vezes, a microestrutura fica preservada e é possível estudar a anatomia dos vegetais assim fossilizados (Fig. 8B).
- **Mineralização** – Este tipo de fossilização pode ser subdividido em dois processos fundamentais, a epigenização e a recristalização.

Na epigenização ocorre a substituição iónica gradual, entre os compostos químicos dos restos orgânicos e os fluidos percolantes. Deste processo resulta a alteração da composição mineralógica do resto orgânico, mas com conservação significativa da sua estrutura original. Paralelamente a esta ação, é comum um mineral preencher os poros, canalículos e cavidades existentes no resto orgânico. Na recristalização ocorre o rearranjo mineralógico com perda significativa da estrutura original. Um exemplo muito frequente deste processo é a conversão da aragonite das conchas de moluscos em calcite (Fig. 10B).

- **Moldagem** – Neste processo ocorre a reprodução da morfologia interna (molde interno – Fig. 10C) ou externa (molde externo) de um resto orgânico pelo sedimento consolidado que o preenche ou envolve, respetivamente. Com o tempo o resto orgânico moldado pode ser dissolvido pelas águas percolantes, se o espaço assim formado for posteriormente preenchido por outro mineral forma-se uma réplica do original (contramolde). As impressões correspondem a moldes externos de baixo-relevo, geralmente associados à incarbonização de estruturas foliares ou outros restos vegetais fossilizados.

3.3.2. Fácies e ambientes de sedimentação

Define-se fácies de uma rocha sedimentar como o conjunto de características litológicas, paleontológicas e texturais que permitem identificar o paleoambiente de sedimentação ou de formação dessa rocha. Os diferentes tipos de fácies correspondem assim a diferentes ambientes, os quais podem ser continentais (por exemplo, eólico, fluvial, lacustre ou glaciário), marinhos (recifal, nerítico, batial ou abissal) ou de transição (litoral, lagunar, estuarino ou deltaico) (Fig. 12).

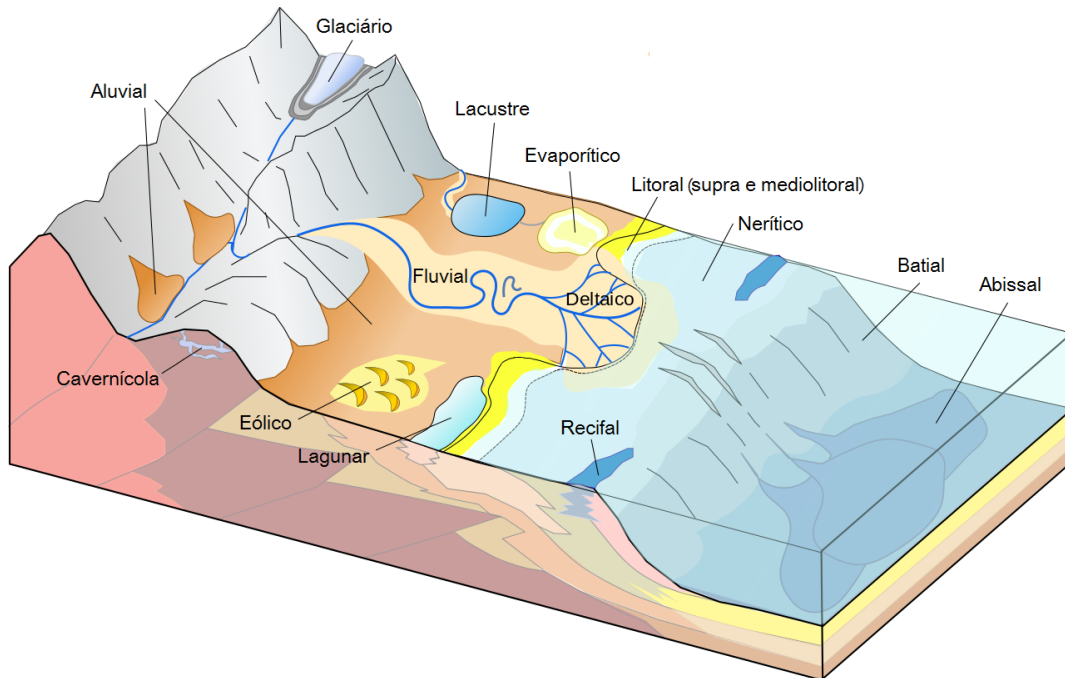


Figura 12 – Representação esquemática dos principais ambientes de sedimentação. Adaptado de http://es.wikipedia.org/wiki/Medio_sedimentario#mediaviewer/File:Principales_medios_sedimentarios.svg.

Na caracterização dos paleoambientes assumem particular relevância os fósseis indicadores paleoambientais ou **fósseis de fácies**. Os fósseis que melhores indicações fornecem quanto às características paleoambientais ou seus fatores são os que correspondem a organismos com exigências específicas e restritas. Por exemplo, recifes de coral fósseis indicam que a rocha que os contém se formou em ambiente tropical de mares pouco profundos.

3.3.3. Datação relativa

Numa sequência sedimentar, a **idade relativa** pressupõe a ordenação dos estratos e dos fenómenos deles inferidos, do mais antigo para o mais recente. A idade (relativa) obtida baseia-se na identificação dos acontecimentos geológicos, tendo em conta uma série de princípios, identificados como princípios fundamentais de estratigrafia:

- **Princípio da sobreposição** – Definido em 1669 pelo cientista dinamarquês Nicolaus Steno (1638-1686), estabelece que numa sucessão vertical de estratos, cuja ordem não tenha sido alterada, cada estrato é mais recente do que aquele que lhe serve de base e mais antigo do que aquele que o cobre.
- **Princípio da horizontalidade original** – Também definido por Steno em 1669, este princípio determina que os estratos sedimentares foram originalmente depositados na horizontal.
- **Princípio da continuidade lateral** – Do trabalho de Steno resulta igualmente que os estratos se estendem lateralmente. Assim, qualquer estrato, limitado inferior (muro) e superiormente (teto) e caracterizado por determinada fácies, tem a mesma idade em toda a sua extensão lateral.
- **Princípio da identidade paleontológica** ou da sucessão faunística – Proposto pelo naturalista inglês William Smith (1769-1839), refere que todos os estratos que contenham igual conteúdo fóssilífero, desde que este não tenha sido remobilizado por erosão de rochas pré-existentes, têm a mesma idade, independentemente da variação das suas características litológicas, texturais ou outras.

Os fósseis mais frequentemente usados para a datação relativa fina pertencem a grupos de organismos com distribuição estratigráfica tão estreita quanto possível e distribuição geográfica tão vasta quanto possível, que tenham existido em grande quantidade e que apresentem características morfológicas distintas.

Esses fósseis são designados por **fósseis indicadores estratigráficos** ou fósseis indicadores de idade. Como exemplo deste tipo de fósseis pode referir-se as trilobites do género *Paradoxides*, indicadoras do Câmbrio médio (Paleozoico).

- **Princípio da interseção** – Aplicado geralmente a estruturas planares (falhas, filões, etc.), estabelece que qualquer elemento geológico é posterior àqueles que intersecta e anterior aos que não afeta.
- **Princípio da inclusão** – Determina que qualquer corpo lítico existente no interior de outro (e.g., clastos de quartzo no seio de uma rocha detrítica) foi, necessariamente, formado antes do corpo que o inclui.

3.3.5. Escala do tempo geológico

No Século XIX, os geólogos, utilizando os princípios da datação relativa das rochas e cruzando os dados provenientes do estudo de sequências estratigráficas de

diferentes regiões do planeta, elaboraram uma escala do tempo geológico.

Cada intervalo desta escala está correlacionado com um conjunto de estratos e de fósseis a eles associados. A introdução de valores numéricos nesta escala apenas foi possível a partir do início do Século XX, com o advento dos métodos de datação radiométrica.

Os grandes intervalos da escala de tempo geológica designam-se por Eons, que se subdividem em Eras, as quais se subdividem em Períodos, que por sua vez ainda se subdividem em Épocas. Os três Eons mais primitivos – Hadaico, Arcaico e Proterozoico – são comumente agrupados sob a designação de **Pré-Câmbrico** e representam 88% da história do nosso planeta (Fig. 14). O Eon mais recente – Fanerozoico – subdivide-se em três Eras, designadamente, Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico, da mais antiga para a mais recente.

O início do **Paleozoico** (Fig. 14) é marcado por uma enorme diversificação de seres multicelulares, a chamada “explosão câmbrica”⁴, na qual surgiram quase todos os filos atuais. Dos muitos animais característicos desta era, destacam-se invertebrados marinhos, com os graptólitos e as trilobites, e diversos grupos de vertebrados, a começar pelos peixes. A Vida, surgida no mar, conquista os continentes e novas formas de vida surgem, incluindo anfíbios, répteis e plantas.

A transição do Paleozoico para o Mesozoico é marcada pelo pior evento de extinção em massa da história da Terra. Terão sido dizimados cerca de 95% das espécies de organismos marinhos e 70% dos animais terrestres.

Durante o **Mesozoico** (Fig. 14) os répteis sobreviventes evoluíram rapidamente originando um grupo que se tornou dominante nos ambientes terrestres, os dinossáurios. Entre as plantas, destaca-se o surgimento de plantas com flor – angiospérmicas. No mar, dominavam os cefalópodes (amonites e belemnites, entre os invertebrados, e os répteis marinhos (crocodilos, ictiossauros e plesiossauros), entre os vertebrados.

A transição do Mesozoico para o Cenozoico é também marcada por um evento de extinção em massa. Num período de tempo geologicamente curto, ter-se-ão extinguido cerca de três quartos das espécies de animais e plantas.

No **Cenozoico** (Fig. 14), os mamíferos, poucos expressivos até então, beneficiando da extinção dos dinossáurios, proliferaram de algumas formas pequenas para um conjunto bastante diversificado de animais terrestres, marinhos e voadores.

⁴ O aspeto mais espetacular da “explosão câmbrica” terá sido o aparecimento, num curto período de tempo, de múltiplas formas radicalmente distintas umas das outras. Merece especial destaque o surgimento dos primeiros animais com algum tipo esqueleto, favorecendo a fossilização.

Eon	Era	Período	Época	Ma		
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holocénico	0,0117	Expansão da civilização humana.	
			Plistocénico		Evolução dos humanos.	
		Neogénico	Pliocénico	2,58	Primeiros australopithecíneos. Redução das espécies vegetais tropicais.	
			Miocénico	5,333	Diversificação dos cavalos, artiodáctilos e mamíferos marinhos.	
		Paleogénico	Oligocénico		23,03	Surgimento da maioria das famílias de mamíferos atuais.
					33,9	Surgimento de muitas das ordens de mamíferos atuais.
					56,0	Domínio dos mamíferos e das aves entre os vertebrados terrestres. Coníferas e plantas com flor abundantes.
			Cretácico		66,0	Primeiros mamíferos placentários e plantas com flor.
					~145,0	Os dinossáurios dominam. Surgem os mamíferos e as aves.
	Mesozoico	Jurássico		201	Primeiros dinossáurios e pterossauros.	
		Triásico		252	Primeiros répteis de grande porte e coníferas.	
				299	Primeiros insetos, répteis e florestas primitivas. Primeiros fetos com semente e anfíbios.	
		Pérmico		359	Primeiros peixes com mandíbulas.	
				419	Primeiras plantas terrestres.	
				443	Primeiros graptólitos, nautilóides e peixes sem mandíbulas.	
		Paleozoico	Carbónico		485	Explosão câmbrica: primeiros artrópodes (incluindo trilobites), braquiópodes, cordados, equinodermes, moluscos, etc.
					541,0±1,0	Primeiros animais multicelulares. Primeiros eucariotas.
	Devónico			2500	Primeiros estromatólitos (estruturas devidas a cianobactérias). Primeiros procaríotas.	
				4000	São conhecidas pouquíssimas rochas desta idade; as mais antigas (4280 Ma) foram encontradas no Canadá.	
	Pré-Câmbrico	Proterozoico			~4600	
		Arcaico				
		Hadaico				

Figura 14 – Escala do tempo geológico, com indicação dos principais acontecimentos da história da Vida na Terra.

4. DEFORMAÇÃO DE ROCHAS

A dinâmica interna da Terra, associada à constante construção e destruição das placas tectónicas (ciclo tectónico), faz com que as rochas que integram a litosfera estejam sujeitas a tensões⁵ que tendem a deformá-las. Em resposta a um estado de tensão, as rochas deformam-se, sofrendo alterações de forma e/ou volume.

A Figura 15 representa a deformação sofrida por uma amostra de rocha em resposta à aplicação de uma tensão crescente. No início, sob o efeito do aumento da tensão aplicada, a rocha sofre uma deformação reversível que se anula quando se suprime a tensão – o seu comportamento é **elástico**.

Ultrapassado o limite de elasticidade, a deformação que a rocha sofre passa a ser permanente – o comportamento passa a ser **plástico**, traduzindo assim modificações irreversíveis das relações entre os elementos que constituem a rocha (Fig. 15).

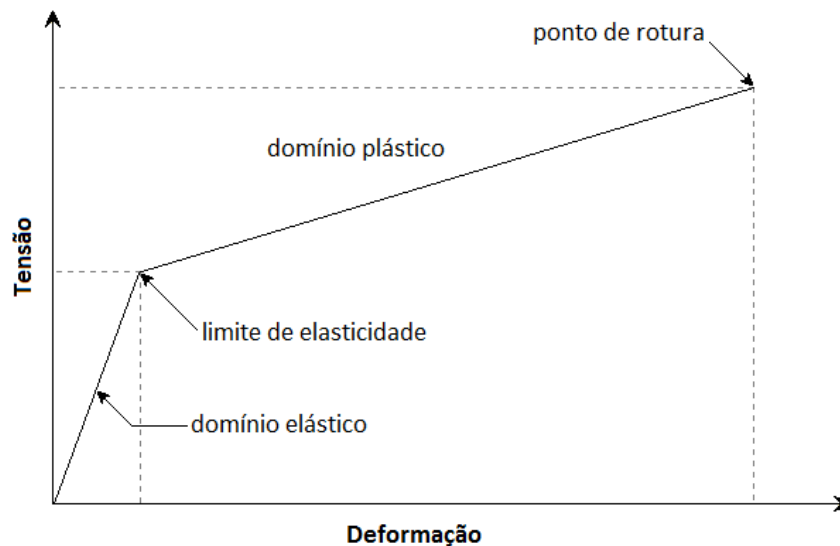


Figura 15 – Curva teórica da deformação sofrida por uma qualquer amostra de rocha em resposta à tensão aplicada.

Em função das várias respostas às mudanças de tensões a que estão submetidas, as rochas podem ser divididas em rochas de **comportamento frágil** e rochas de **comportamento dúctil**. As rochas frágeis fragmentam-se depois de uma deformação plástica fraca ou nula. É o que acontece à superfície do globo com o granito, o gnaiss ou o calcário. As rochas dúcteis, ao contrário, evidenciam uma deformação plástica significativa antes de se fraturarem. É o caso, por exemplo, dos argilitos.

O processo de deformação das rochas é controlado por diversos fatores que,

⁵ A tensão é a força por unidade de área.

seguidamente, se descrevem.

- O aumento da pressão (tensão) litostática ou confinante, resultante do peso da coluna de rochas sobre os materiais geológicos, e/ou da temperatura, em termos gerais, favorecem a deformação, tornando as rochas mais dúcteis. Como estes dois fatores tendem a aumentar com a profundidade, as rochas em profundidade têm um comportamento mais dúctil do que próximo da superfície.
- A presença de fluidos de impregnação. A maior parte das rochas possui uma estrutura que lhe permite acolher certos fluidos. Para além disso, as rochas contêm geralmente água e em casos mais raros petróleo ou gás. Estes fluidos, que também se encontram a pressões e temperaturas elevadas, podem provocar alterações na ductilidade e rigidez das rochas.
- A velocidade de deformação é também um fator importantíssimo na deformação das rochas, ocorrendo este processo (normalmente) em escalas de tempo da ordem dos milhões de anos. Um corpo pode reagir plásticamente ou elasticamente face a uma solicitação lenta e comportar-se rigidamente na sequência de uma solicitação brusca.

Para além dos fatores relacionados com o ambiente de deformação já referidos, também as características das próprias rochas condicionam a deformação. Entre estas características, destacam-se a composição mineralógica, a textura e a existência de anisotropias (por exemplo, xistosidade).

Como exemplo de estruturas resultantes dos processos de deformação, destacam-se as falhas (deformação frágil) e as dobras (deformação dúctil).

4.1. Falhas

As falhas correspondem a fraturas nos materiais rochosos que provocam o deslocamento relativo de dois compartimentos. Este deslocamento é paralelo ao plano de falha, sendo o valor da translação designado por rejeito (Fig. 16).

Ao longo destes planos de falha as rochas podem apresentar-se estriadas (estrias de falha) ou polidas por fricção (espelho de falha). Outra evidência da movimentação associada à falha é a formação de brechas de falha, resultantes da fragmentação, por esmagamento, das rochas localizadas na vizinhança dos planos de falha.

A orientação espacial de uma falha é definida pela direção e inclinação do respetivo plano de falha. A **direção** corresponde à orientação da linha de interseção do plano de falha com um plano horizontal, enquanto a **inclinação** corresponde ao ângulo definido entre o plano de falha e uma superfície horizontal (Fig. 16).

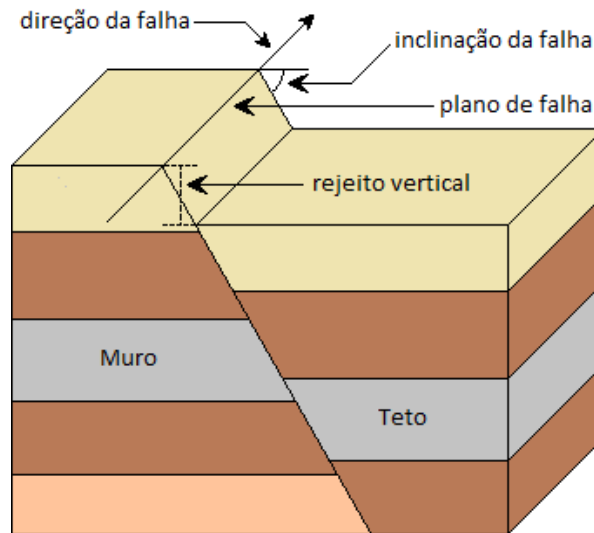


Figura 16 – Elementos caracterizadores de uma falha.

Existem várias classificações para as falhas, mas habitualmente distinguem-se as **falhas normais** (distensivas – Fig. 17A) das **falhas inversas** (compressivas - Fig. 17B). A distinção entre falhas normais e inversas baseia-se no movimento relativo do teto (bloco acima do plano de falha) em relação ao muro (bloco abaixo do plano de falha) (Fig. 16).

Nas falhas normais o teto desce em relação ao muro, enquanto nas falhas inversas se verifica o oposto. Para além das falhas normais e inversas, importa ainda referir as **falhas de desligamento** (Fig. 17C), as quais se caracterizam por movimentos horizontais que afetam os blocos envolvidos.

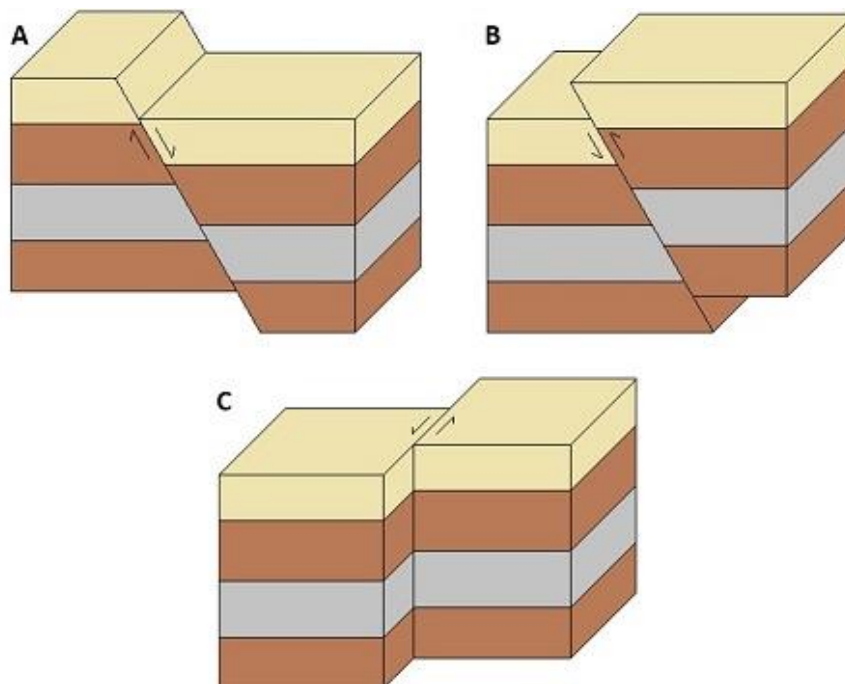


Figura 17 – Representação esquemática de falha normal (A), falha inversa (B) e falha de desligamento (C).

4.2. Dobras

Os estratos, inicialmente horizontais, podem, em ambiente de deformação dúctil e compressiva, ser posteriormente enrugados, originando estruturas que se designam por dobras.

São elementos caracterizadores da geometria de uma dobra, a charneira, os flancos, o plano ou superfície axial e o eixo de dobra (Fig. 18):

- A **charneira** corresponde à zona de curvatura máxima de uma dobra.
- Os **flancos** são os troços menos encurvados de uma dobra; um de cada lado da charneira.
- O **plano axial** da dobra é o plano definido pelas sucessivas linhas de charneira dos estratos contíguos numa mesma dobra.
- O **eixo** da dobra é a linha que resulta da interseção do plano axial com a superfície de estratificação (ou qualquer outro plano que tenha sido dobrado, como, por exemplo, a xistosidade).

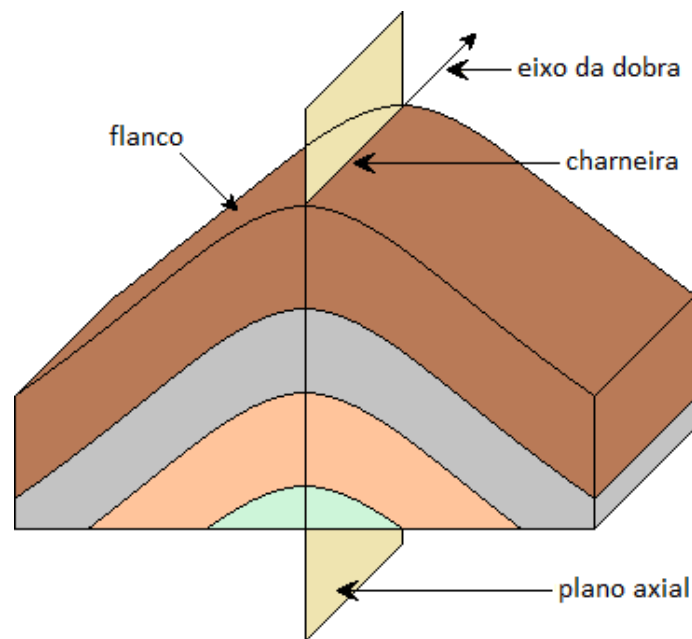


Figura 18 – Representação esquemática dos elementos caracterizadores da geometria de uma dobra.

A disposição espacial das dobras permite classificá-las em **antiforma** (Fig. 19A), com a concavidade virada para baixo, **sinforma** (Fig. 19B), com a concavidade virada para cima, e **dobra neutra** (Fig. 19C), com a concavidade orientada lateralmente.

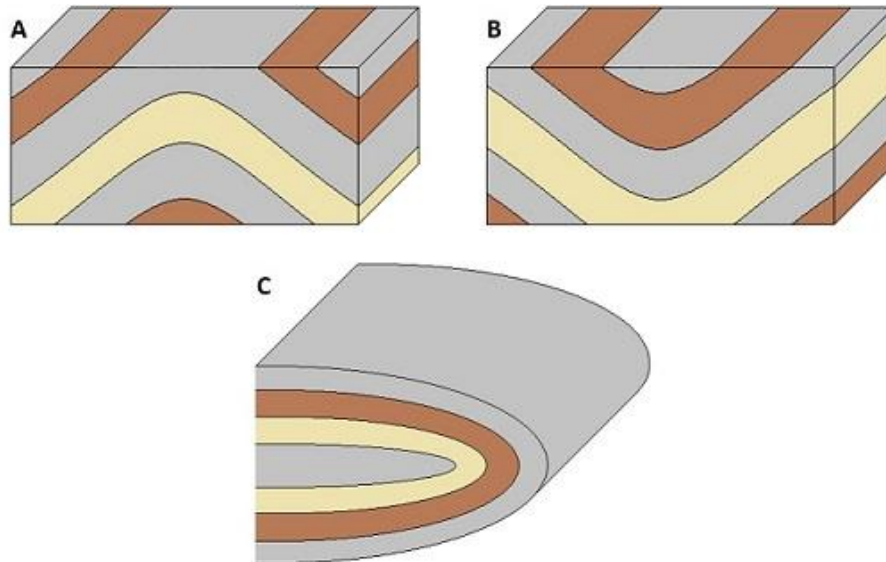


Figura 19 – Representações esquemáticas de antiforma (**A**), sinforma (**B**) e dobra neutra (**C**).

As dobras podem ainda ser classificadas em anticlinal e sinclinal. Esta classificação está relacionada com a idade relativa dos estratos dobrados: no **anticlinal** as camadas mais antigas estão no núcleo da dobra, enquanto no **sinclinal** são as camadas mais recentes que ocupam essa posição. Normalmente, os antiformas são anticlinais e os sinformas são sinclinais, contudo, em situações de deformação intensa, pode ocorrer inversão da posição relativa dos estratos e esta correspondência deixa de ser válida.

4. METAMORFISMO E ROCHAS METAMÓRFICAS

A palavra "metamorfismo" deriva do grego (*meta*=mudança; *morph*=forma) e significa mudança de forma. Em geologia, isto refere-se a mudanças nas estruturas cristalinas dos minerais (**recristalização**) e na textura que ocorrem quando as rochas são submetidas a condições de tensão e temperatura diferentes das que condicionaram a gênese da rocha original.

A diagênese é também uma mudança de forma que ocorre em rochas sedimentares. Contudo, na geologia restringem-se os processos diagenéticos àqueles que ocorrem a temperaturas inferiores a 200° C e tensões inferiores a 300 MPa. Assim, o metamorfismo ocorre a temperaturas e tensões superiores a 200°C e 300 MPa.

As rochas podem ser sujeitas a estas temperaturas e tensões mais elevadas à medida que se afundam no interior da Terra. Tal afundamento ocorre normalmente como resultado de processos tectônicos, tais como colisões entre continentes ou subducção. O limite superior do metamorfismo situa-se nos valores de tensão e temperatura onde se inicia a fusão das rochas em questão. Com o início da fusão, o processo passa de metamórfico a magmático.

As rochas iniciais, de cuja transformação resultaram as rochas metamórficas, podem ser rochas sedimentares, magmáticas ou mesmo metamórficas sujeitas a novas transformações. Se a intensidade do metamorfismo não tiver sido muito elevada é possível reconhecer as características da rocha original.

4.1. Fatores de metamorfismo

Para que se processem os reajustamentos mineralógicos, texturais e estruturais através dos quais se gera uma rocha metamórfica, é necessária a intervenção de condições físicas que são simultaneamente propícias à formação de novos minerais e de novas texturas e estruturas, e, inadequadas para a persistência dos minerais da rocha primitiva. Esses fatores externos são os fatores de metamorfismo: temperatura, tensão, fluidos e tempo.

- **Temperatura** – O aumento de temperatura favorece as reações químicas entre os minerais e aumenta a sua vulnerabilidade às deformações resultantes das tensões a que ficam sujeitos. A temperatura aumenta com a profundidade no interior da Terra (gradiente geotérmico), assim, temperaturas mais elevadas podem resultar do afundamento das rochas. A temperatura também pode aumentar devido a intrusões magmáticas.
- **Tensão/Pressão** – A pressão, tal com a temperatura, aumenta com a

profundidade no interior da Terra (gradiente geobárico). A **tensão litostática**, essencialmente resultante do peso da coluna de rochas suprajacente, é definida como uma força que atua com igual intensidade em todas as direções. Quando a tensão não é igual em todas as direções, é denominada tensão dirigida.

A tensão litostática faz diminuir o volume das rochas sem provocar qualquer tipo de deformação nas mesmas (Fig. 20), sendo influente como fator condicionante das reações de reajustamento mineralógico e dos reordenamentos estruturais.

As **tensões dirigidas** (Fig. 21) estão associadas a movimentos tectónicos, estando sempre presentes no metamorfismo geral e sendo responsáveis por algumas das estruturas características das rochas metamórficas, como foliação e xistosidade.

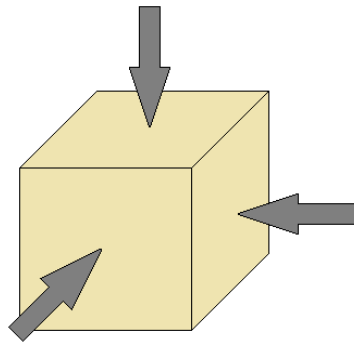


Figura 20 – Representação esquemática da relação de forças (iguais em todas as direções) característica da tensão litostática.

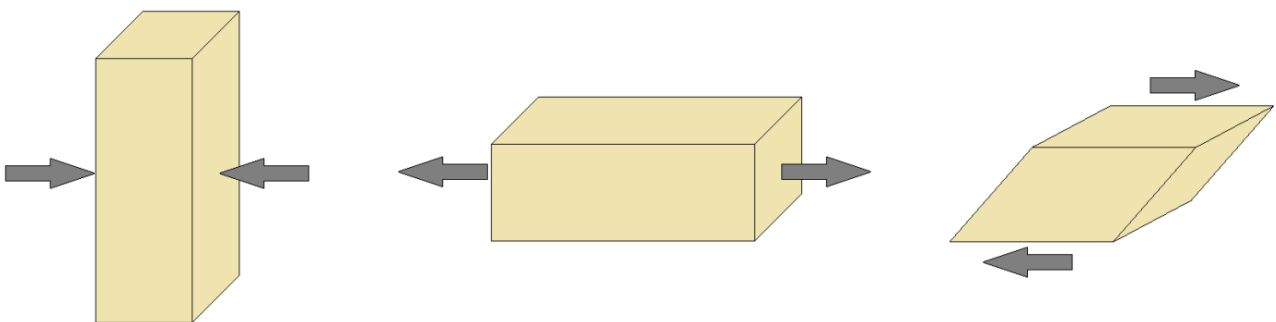


Figura 21 – Representação esquemática de diferentes estados de tensão dirigida: tensão compressiva (A), tensão distensiva (B) e tensão cisalhante (C).

- **Fluídos** – Qualquer espaço aberto existente entre os grãos minerais de uma rocha pode potencialmente conter um fluido. Este fluido é principalmente H_2O , mas contém iões dissolvidos. A fase fluida é importante porque as reações químicas que envolvem mudanças de um mineral sólido para um novo mineral sólido podem ser grandemente aceleradas devido aos iões dissolvidos transportados pelo fluido. Se ocorrer alteração química de uma rocha como resultado destes fluidos, o processo é denominado metassomatismo.

- **Tempo** - A longa duração dos processos metamórficos torna possível a ocorrência das reações químicas que conduzem à obtenção de associações de minerais em equilíbrio e dos reajustamentos texturais característicos dos vários estádios de evolução. Os fenómenos metamórficos são muito lentos e os seus efeitos, em certos casos, só são atingidos ao fim de longos períodos de tempo.

4.2. Grau de metamorfismo

Quando aumenta a temperatura e/ou a tensão num corpo rochoso diz-se que o grau de metamorfismo aumenta. O grau de metamorfismo é um termo geral para descrever as condições de tensão e temperatura relativas às quais se formam as rochas metamórficas. O metamorfismo de baixo grau ocorre a temperaturas entre cerca de 200 a 320°C e a tensão relativamente baixa, enquanto o metamorfismo de alto grau ocorre a temperaturas superiores a 320°C e a tensão relativamente elevada.

4.3. Tipos de metamorfismo

Consideram-se dois tipos principais de metamorfismo: metamorfismo de contacto e metamorfismo regional.

- **Metamorfismo de contacto** - O fator de metamorfismo principal é o aumento de temperatura, provocado pela intrusão de um corpo magmático, que coloca em desequilíbrio os minerais das rochas encaixantes, inicialmente estáveis (Fig. 22).

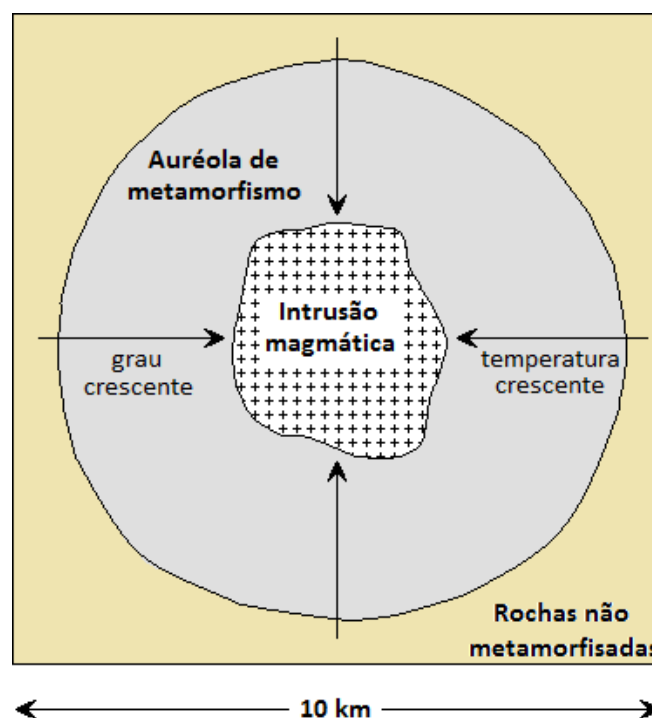


Figura 22 - Representação esquemática de auréola de metamorfismo de contacto.

As transformações das rochas encaixantes vão dar origem à formação de uma auréola ou orla de metamorfismo de contacto, a qual pode variar entre escassos centímetros e várias centenas de metros de espessura. Fora da auréola de contacto, as rochas não são afetadas pelo evento intrusivo.

O grau de metamorfismo aumenta em todas as direções, da periferia para o corpo intrusivo (Fig. 22). As rochas originadas são frequentemente de grão fino, sem foliação, denominadas corneanas.

- **Metamorfismo regional** – É o tipo de metamorfismo que afeta maior volume de rochas e resulta das ações simultâneas e combinadas do calor, das tensões e dos fluidos, quer dos pertencentes ao próprio sistema, quer dos oriundos de zonas mais ou menos afastadas. Relativamente ao tempo, é um processo muito mais longo que o anterior.

Do ponto de vista tectónico, está relacionado com zonas de subducção e de colisão onde se formam cadeias montanhosas. As rochas metamórficas mais comuns, formadas neste tipo de condições, como, por exemplo, o xisto e o gnaise, evidenciam de forma nítida a influência de tensões dirigidas pela presença de foliação.

4.4. Minerais indicadores de metamorfismo

Nas rochas metamórficas podem encontrar-se minerais que também existem nas rochas magmáticas e sedimentares e minerais cuja formação resulta exclusivamente dos processos metamórficos. Estes últimos formam-se desde que os constituintes químicos necessários à sua génese estejam disponíveis e quando as condições de tensão e temperatura são compatíveis com o seu campo de estabilidade.

Como refletem, com alguma precisão, as condições de tensão e temperatura prevalecentes no tempo e no espaço do reajustamento metamórfico, certos minerais são denominados minerais indicadores de metamorfismo ou **minerais índice** e são, por essa razão, considerados como termómetros e barómetros geológicos (Figs. 23 e 24).

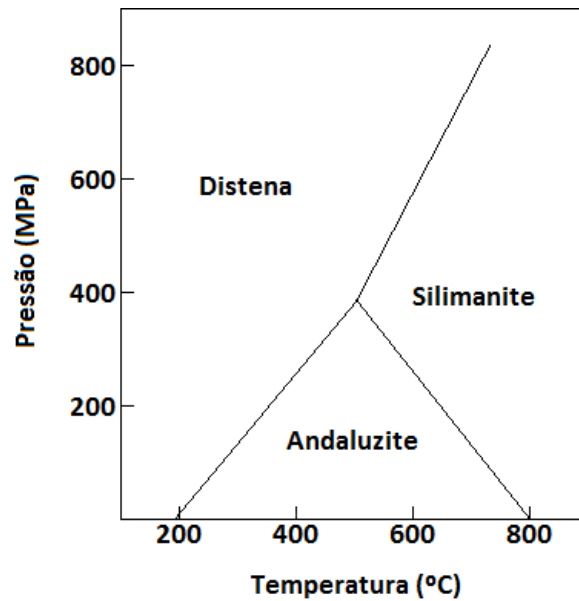


Figura 23 – Condições de tensão e temperatura de formação de três minerais índice (andaluzite, distena e silimanite) polimorfos de composição química Al_2SiO_5 .

200°C	Temperatura		800°C
Grau de metamorfismo			
Baixo grau	Grau intermédio	Alto grau	
Clorite			
Moscovite			
Biotite			
			Granada
			Estaurolite
			Silimanite
Quartzo			
Feldspato			

Figura 24 – Relação entre temperatura, minerais índice e grau de metamorfismo.

4.5. Diversidade e classificação das rochas metamórficas

Consideram-se dois grandes grupos de rochas metamórficas, designadamente, **rochas foliadas** (com foliação) e **rochas não foliadas** (sem foliação).

A **foliação** é o resultado do alinhamento paralelo dos minerais, devido à atuação de tensões dirigidas, durante a recristalização (Fig. 25), em processos de metamorfismo regional. Pode ser devida à disposição dos minerais em lâminas de poucos centímetros de espessura, à orientação planar de diferentes grãos minerais ou à orientação preferencialmente planar de minerais alongados. Consoante o grau de perfeição das superfícies paralelas a foliação pode ser dividida em clivagem xistenta, xistosidade e bandado gnáissico:

- A **clivagem xistenta** é um tipo de foliação que se caracteriza pela disposição paralela dos minerais lamelares (filossilicatos) de grão fino, como as micas. Em consequência, a rocha tende a partir paralelamente aos planos ricos em micas, em lâminas mais ou menos uniformes.
- A **xistosidade** distingue-se do anterior pelo facto de, neste caso, os minerais serem visíveis a olho nu. Geralmente é devida ao arranjo paralelo de minerais laminares, como a mica e clorite.
- O **bandado gnáissico** ocorre quando a rocha é formada por lentículas difusas de minerais com diferentes estruturas cristalinas.

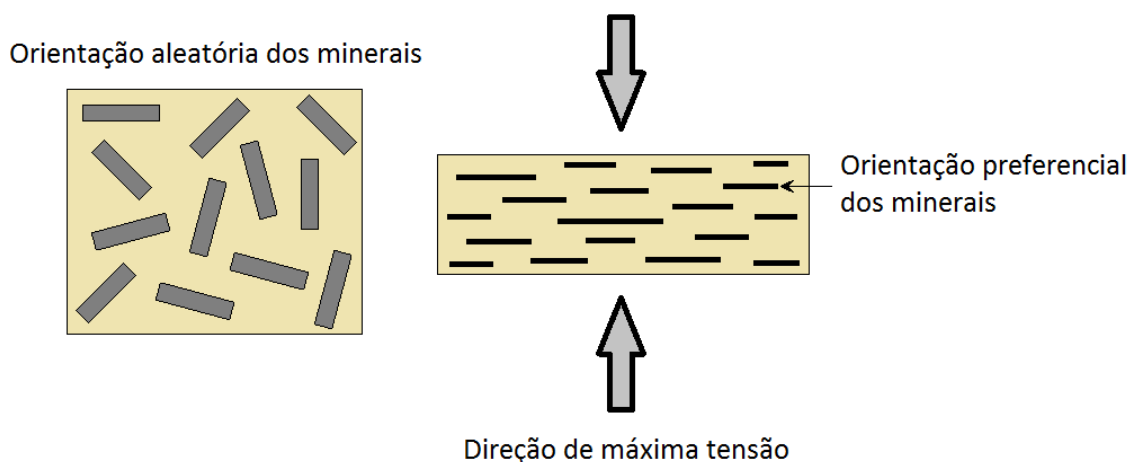


Figura 25 – Representação esquemática dos efeitos das tensões dirigidas sobre a orientação dos minerais no seio das rochas metamórficas.

São rochas com foliação a ardósia, o filito, o micaxisto e o gnaisse, as quais correspondem, por esta ordem, a um crescente grau de metamorfismo.

A **ardósia** caracteriza-se por partir, paralelamente aos planos ricos em cristais microscópicos de argilas e micas, em fragmentos finos e relativamente uniformes (clivagem xistenta). O **filito** é semelhante à ardósia, mas, tendo sido sujeito a temperatura mais elevada, os cristais de micas são maiores, sendo visíveis na forma de brilho nas superfícies de foliação, devido à reflexão da luz na superfície desses cristais. Na formação do **micaxisto**, rocha fortemente foliada (xistosidade), a temperatura foi suficientemente elevada para se gerarem cristais visíveis de micas e outros minerais (e.g. quartzo, feldspato, granada). Na génese do **gnaisse**, sob condições de alto grau de metamorfismo, ocorre segregação dos minerais em bandas distintas, constituídas alternadamente por minerais félsicos e máficos (bandado gnáissico) (Tab. 5).

Nas rochas sem foliação, como as **corneanas**, os **quartzitos** e os **mármore**s (Tab. 5), a ausência de foliação justifica-se pelo facto de estas não terem sido

submetidas à ação de tensões dirigidas ou por as rochas originais serem constituídas por um único mineral (rochas monominerálicas).

Tabela 5 – Classificação das rochas metamórficas mais comuns.

Textura		Rocha metamórfica	Rocha inicial
Com foliação	Grão fino, com clivagem xistenta	Ardósia	Xisto argiloso ⁶ , argilito, siltito
		Filito	Ardósia
	Grão médio/grosseiro, com xistosidade acentuada	Micaxisto	Filito
	Grão médio/grosseiro, com bandas claras e escuras	Gnaisse	Micaxisto, granitoides, rochas vulcânicas
Sem foliação	Grão fino	Corneana	Xisto argiloso
	Grão médio	Quartzito	Arenito quartzítico
	Grão médio a grosseiro	Mármore	Calcário, dolomito

⁶ Rocha sedimentar, finamente foliada, sem evidências de cristalização, geralmente associada à ação da tensão litostática, na transição entre o argilito e a ardósia.

BIBLIOGRAFIA

- Amador, F., & Contencas, P. (2001). *História da Biologia e da Geologia*. Universidade Aberta.
- Antunes, M. T. (1991). *Ensino da Geologia: perspectivas científicas*. Universidade Aberta.
- Carvalho, A. G. (1996). *Geologia: morfogénese e sedimentogénese*. Universidade Aberta.
- Carvalho, A. G. (1997). *Geologia: petrogénese e orogénese*. Universidade Aberta.
- Carvalho, I. S. (ed.) (2004). *Paleontologia* (2ª ed.). Interciência.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J-X. (2013; updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.
- Dias, J. A. (2004). *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (versão preliminar)*. Disponível em https://www.researchgate.net/publication/20236551412_A_ANALISE_SEDIMENTAR_E_O_CONHECIMENTOS_DOS_SISTEMAS_MARINHOS_Uma_Introducao_a_Oceanografia_Geologica, consultado a 2022-04-20.
- Earle, S. (2019). *Physical Geology* (2nd Edition). BCcampus. Disponível em <https://opentextbc.ca/physicalgeology2ed/>, consultado a 2022-04-26.
- Freitas, M. C. 2005. *Geologia e Ambiente: recursos geológicos*. Universidade Aberta.
- Goetzinger, J. & Jordan, T. (2010). *Understanding Earth* (6th ed.). Freeman.
- LNEG (s/d). *Geolex - Léxico de Termos Geológicos*. Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Disponível em <https://geoportal.lneg.pt/pt/bds/geolex#!/>, consultado a 2022-04-21.
- Nelson, S. (2017). *Physical Geology – Lecture Notes*. Tulane University. Disponível em <https://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/index.html>, consultado a 2022-05-15.
- Plummer, C. C., Carlson, D. H., & Hammersley, D. (2016). *Physical Geology* (15th ed.). McGraw-Hill.
- Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física* (8^{va} ed.) (AMR Traducciones Científicas, Trad.). Pearson. (Obra original publicada em 2004).