

93



GEOLOGIA

Morfogénese e sedimentogénese

A. M. GALOPIM DE CARVALHO

ISBN: 978-972-674-580-8

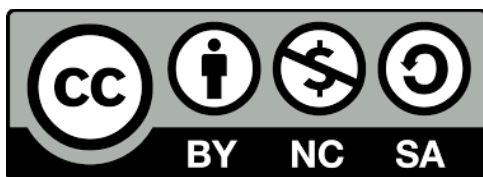
A. M. Galopim de Carvalho

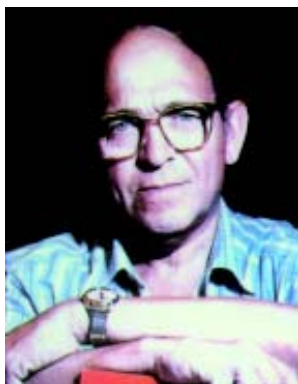
GEOLOGIA
MORFOGÉNESE E SEDIMENTOGÉNESE

Universidade Aberta
1996

Copyright © **UNIVERSIDADE ABERTA** — 1996
Palácio Ceia • Rua da Escola Politécnica, 147
1269-001 Lisboa – Portugal
www.univ-ab.pt
e-mail: cvendas@univ-ab.pt

TEXTOS DE BASE; N.º: 93
ISBN: 978-972-674-580-8





A. M. Galopim de Carvalho

É licenciado em Ciências Geológicas pela Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, que lhe conferiu o grau de Doutor em Geologia em 1969 e onde fez toda a carreira universitária. É professor catedrático da Faculdade de Ciências de Lisboa desde 1980.

Estudou em Paris no Musée National d'Histoire Naturelle, no Institut de Géographie de Paris e na Faculté des Sciences de Paris (Centre de Orsay).

Como colaborador dos Serviços Geológicos de Portugal e do Serviço de Fomento Mineiro, participou na elaboração de várias cartas geológicas e na prospecção e estudo de matérias-primas minerais.

Trabalhou no Centro de Estudos Geográficos da Faculdade de Letras de Lisboa, onde leccionou de 1965 a 1981.

Desde 1992, acumula a docência universitária com a direcção do Museu Nacional de História Natural.

É responsável por diversos projectos de investigação nas áreas da Sedimentologia e Estratigrafia e Paleontologia.

É consultor de várias editoras e da RTP, para a revisão, respectivamente, de textos e de séries televisivas nas áreas das Ciências da Terra.

É autor de numerosos trabalhos científicos, entre livros didácticos e de divulgação e artigos em revistas nacionais e estrangeiras.

Foi membro da Comissão Pedagógica e Científica do Ano Propedêutico e coordenador da disciplina de Geologia nos anos do seu funcionamento. É membro da Comissão Nacional da Unesco na Comissão Oceanográfica Intergovernamental e no International Geological Correlation Program.

Presidente da direcção da Sociedade Portuguesa de Ciências Naturais e da Liga dos Amigos do Museu Nacional de História Natural e vice-presidente da Sociedade Geológica de Portugal e da Federação Portuguesa das Associações e Sociedades Científicas desde 1990. Desta foi também fundador.

Integrou a representação portuguesa na 2.^a Conferência «A Ciência em Portugal», realizada no âmbito da Europália 91 em Bruxelas.

9	Agradecimentos
11	Prólogo
	1. A face da terra
16	Objectivos de aprendizagem
17	Litosfera
17	Equilíbrio isostático e anomalias da gravidade
20	Actividades 1.1
20	Placas litosféricas
22	Grandes domínios da litosfera
23	Actividade 1.2
23	Rochas e minerais
25	Ambientes petrogenéticos
26	Ciclo petrogenético
29	Actividades 1.3
29	Atmosfera, hidrosfera e biosfera
30	Atmosfera
31	<i>Atmosferas primitivas</i>
33	<i>Evolução da atmosfera</i>
35	Hidrosfera
36	<i>Hidrosfera primitiva</i>
36	<i>A hidrosfera e a origem dos seres vivos</i>
37	Biosfera
38	A Terra
38	Forma e dimensões
39	Fisionomia
43	Actividades 1.4
	2. A alteração das rochas e os solos
46	Objectivos de aprendizagem
49	A alteração das rochas
50	Factores, processos, condicionalismos
51	Susceptibilidade das rochas à alteração
56	Tipo e intensidade dos agentes
57	Alteração mecânica e bioquímica

62	Actividades 2.1
63	Distribuição geográfica dos tipos de alteração
64	Regiões com alteração essencialmente física
65	Regiões com alteração essencialmente bioquimiogénica
65	Zona de cheluviação ou de podzolização
66	Zonas de hidrólise
68	A rubefacção
68	O factor tempo e o grau de alteração
68	Importância da alteração das rochas
70	Biostasia e rexistasia
71	O solo
72	Actividades 2.2

3. Agentes modeladores do relevo

00	Objectivos de aprendizagem
74	Sistemas morfoclimáticos
75	Acções da gravidade
77	Actividades 3.1
80	Águas pluviais e de escorrência
86	Actividades 3.2
86	Cursos de água
87	Torrentes
89	Rios
90	Meandros
91	Ciclo de erosão normal
94	Terraços fluviais
96	Transporte e sedimentação fluviais
101	Actividades 3.3
102	Lagos
102	Glaciares
103	Regiões polares
104	Regiões montanhosas
105	Glaciares de vale
108	Vento
110	Desertos

110	Dunas litorais
113	Actividade 3.4
113	Litoral
121	Águas subterrâneas
123	Modelado cárstico
129	Seres vivos

4. Sedimentogénese e rochas sedimentares

132	Objectivos de aprendizagem
134	Consequência da sedimentação e o seu reflexo nas rochas sedimentares
135	Estrutura das rochas sedimentares
136	Noção de fácies
138	Séries sedimentares
139	Composição das rochas sedimentares
139	Composição química
144	Constituintes fundamentais das rochas sedimentares
146	Elementos detríticos
146	Minerais de neoformação
149	Constituintes biogénicos
150	Diagénese
151	Actividades 4.1

5. Classificação e estudo das rochas sedimentares

154	Objectivos de aprendizagem
156	Rochas detríticas
156	Rochas conglomeráticas
158	Rochas areníticas
161	Rochas siltíticas
161	Rochas argilosas
164	Actividades 5.1
165	Rochas carbonatadas
165	Calcários calcíticos
167	Dolomitos
167	Margas

168	Importância económica das rochas carbonatadas
168	Rochas siliciosas
169	Silicitos biogénicos
169	Silicitos de precipitação
170	Rochas ferríferas
171	Rochas salinas
174	Rochas fosfatadas
174	Actividades 5.2
175	Rochas carbonáceas
175	Carvões
181	Hidrocarbonetos naturais
183	Origem do petróleo
185	Jazigos de petróleo
186	Os hidrocarbonetos em Portugal
189	Bibliografia Geral

Sempre que nos é dado observar a imagem fotográfica da Terra vista do espaço exterior, damos-nos conta de que é nesta frágil e pequena bola azul, parcialmente envolta nos brancos farrapos das nuvens, que reside tudo o que temos, o ar e a água que respiramos e bebemos, o chão que pisamos e nos alimenta. Por enquanto é só com isto e é só aqui, na nossa Terra, que temos de viver, quais passageiros de uma nave espacial perdida na imensidão do Cosmos. Importa pois conhecê-la melhor ...

... e a Geologia é a ciência que estuda a Terra...

Agradecimento

Agradeço à minha mulher, Isabel, as longas e múltiplas revisões das muitas versões deste texto desde os apontamentos iniciais à sua forma final.

Página intencionalmente em branco

Prólogo

Geologia (de *geo* = Terra e *logos* = tratado) é a designação abrangente de um vasto conjunto de **Ciências da Terra**, também chamadas Geociências. No século passado utilizava-se para o mesmo domínio do conhecimento expressão equivalente — Geognósia — com base no étimo grego *gnosis* = conhecimento.

Entre as Geociências destaca-se um vasto conjunto de domínios que só a necessidade de arrumo em termos institucionais considera autónomos e que, também e apenas por razões práticas, aparecem separados, como acontece, por exemplo, na marcação de disciplinas de ensino ou na concepção de um livro. Pelo contrário, uma análise atenta dos seus conteúdos rapidamente revela a imensa sobreposição e interpenetração que há entre eles.

A **Geofísica** procura estudar a constituição da Terra pela via indirecta que lhe é proporcionada por algumas das suas manifestações mensuráveis em termos de grandezas físicas: velocidade de propagação das ondas sísmicas (**Sismologia**), magnetismo terrestre, ou **Geomagnetismo**, **Gravimetria**, comportamento térmico, ou **Geotermia**, etc. **Climatologia**, **Hidrologia** e **Oceanografia** são ainda domínios da Geofísica alargada às geosferas fluidas.

A **Geodinâmica**, em linhas gerais, ocupa-se das manifestações que afectam a litosfera, por efeito quer da energia do seu interior (**Geodinâmica Interna**) quer da que lhe chega do exterior (**Geodinâmica Externa**). A expansão dos fundos oceânicos, a deriva dos continentes, a formação das cadeias de montanhas (orogénese) a que se ligam o vulcanismo (**Vulcanologia**), os sismos, etc., são manifestações endógenas. A Geodinâmica Externa ocupa-se dos processos da superfície por efeito da acção energética exógena, como é a energia solar. Entre tais processos está a modelação do relevo cujo estudo é o objecto da **Geomorfologia**, a origem e evolução dos solos (**Pedologia**), a génese e litificação dos sedimentos (**Sedimentologia**) e todos os inerentes à Vida (Biogénese). Não é difícil encontrar intersecções ou sobreposições entre a Geodinâmica e quase todos os capítulos da Geofísica; Climatologia com a Geomorfologia ou a Pedologia; Hidrologia ou Oceanografia com a Sedimentologia; Geotermia com Vulcanismo; Gravimetria com Orogénese; Geomagnetismo com Tectónica de Placas, etc., etc.

Complementarmente, a **Geo-história**, ao ter por objectivo a história do nosso planeta, não pode deixar de retomar alguns dos temas referidos atrás, escalonando-os no tempo, no que lança mão de critérios especializados da **Estratigrafia**, disciplina que se ocupa das relações geométricas entre os diferentes corpos geológicos (muitas vezes os estratos ou camadas, mas não só) e do seu significado cronológico relativo.

Geo-história e Estratigrafia fazem constantemente apelo ao estudo dos fósseis, isto é, à **Paleontologia**, quer através dos restos ou vestígios directos de animais (**Paleozoologia**) e plantas (**Paleobotânica**), quer dos seus vestígios indirectos ou pistas (**Icnopaleontologia**). O estudo dos micro-organismos fósseis teve grande desenvolvimento com a prospecção de petróleo, na tarefa de identificação dos níveis estratigráficos atravessados pelas sondagens, pelo estudo do seu conteúdo

em microfósseis; tal desenvolvimento deu-lhe méritos de disciplina especializada — a **Micropaleontologia**.

O estabelecimento da idade absoluta de certas rochas tem vindo a desenvolver-se nas últimas décadas, sendo hoje praticamente uma rotina indispensável. Trata-se da **Geocronologia Isotópica**, cujo contributo para a moderna Geologia Global foi imenso.

A **Mineralogia**, ou estudo dos minerais, desenvolveu no século passado e no início do que está prestes a passar o conhecimento geométrico das respectivas formas cristalinas, a chamada **Cristalografia Morfológica**, que encheu as escolas de modelos cristalográficos de madeira — os «batatóides» — de estudo obrigatório e desinserido de qualquer contexto atractivo, que fizeram as dores de cabeça de sucessivas gerações de estudantes. Mais recentemente, a partir dos primeiros anos deste século, o conhecimento da estrutura íntima da matéria cristalina (Von Laue, 1912) fez progredir a **Cristalografia Estrutural** e a **Cristaloquímica**. A Mineralogia sendo o ramo das ciências geológicas que se ocupa do estudo das substâncias inorgânicas naturais, da litosfera terrestre, viu o seu âmbito alargar-se na medida em que nele cabe também o estudo dos minerais constituintes de corpos extraterrestres, como os meteoritos ou as rochas trazidas da Lua.

O conhecimento dos minerais é indispensável à identificação das rochas e a sua interpretação em termos de génese e evolução é o objecto da **Petrologia**. Ambas interpenetram-se intimamente com outra importante disciplina das geociências, a **Geoquímica**, da maior utilidade em **Geologia Mineira**, aplicada à prospecção, estudo e exploração dos jazigos minerais. Igualmente aplicação prática das ciências geológicas, a **Geologia Aplicada** cultiva dois domínios fundamentais: a **Hidrogeologia**, dirigida ao estudo das águas subterrâneas, está especialmente vocacionada para a prospecção, estudo, captação e gestão desse recurso indispensável à sociedade; e a **Geotecnia**, ou **Geologia de Engenharia**, que conduz ao conhecimento dos terrenos com vista à implantação de grandes obras de engenharia como barragens, pontes, rodovias, grandes edifícios, etc. Uma e outra servem-se das disciplinas fundamentais, aplicando os respectivos conhecimentos aos problemas postos pelo desenvolvimento da sociedade humana.

Muito recentemente, com a tomada de consciência dos problemas ligados ao ambiente, tem vindo a ganhar relevo a **Geologia do Ambiente**, com preocupações fulcrais na conservação dos valores naturais, por exemplo, através do estudo dos impactes ambientais eventualmente causados por acção antrópica, quer ainda na gestão racional dos recursos não renováveis (combustíveis e matérias-primas minerais) nos problemas ligados à poluição, etc.

Um outro domínio das Geociências, nascido a partir do final da 2.^a Guerra Mundial, com o progresso da pesquisa sistemática da topografia dos fundos marinhos, por razões de estratégia militar, é a **Geologia Marinha**, hoje em grande progresso. A propósito deste ramo da Geologia, na intersecção com a Oceanografia Física e a Biologia Marinha, importa salientar, com ênfase nunca demasiada, que foi nos fundos marinhos que os geólogos encontraram as respostas que lhes permitiram uma visão global da Geologia da Terra, hoje

bastante desenvolvida na Teoria da Tectónica de Placas. Com efeito, o desenvolvimento de técnicas de sondagem batimétrica por reflexão acústica e de geomagnetismo, entre outras, a partir de navios, ou de técnicas de colheita dos fundos marinhos, por dragagem e por sondagens profundas, foi decisivo para o conhecimento da geologia dos oceanos, inseparável da dos continentes e, assim, alargá-la à escala do planeta.

Finalmente, e para completar esta referência abreviada aos grandes domínios da Geologia, resta enunciar a **Cartografia Geológica**, conjunto de técnicas e de regras que visam implantar, com base em mapas topográficos a escalas convenientes, os vários aspectos geológicos (litologia, estrutura, idade, ocorrências várias, etc.) de uma dada região cuja escolha e grau de minúcia variam directamente com o valor numérico das escalas usadas. As cartas geológicas obedecem a regras de execução a que correspondem, naturalmente, códigos de leitura e interpretação.

A **Fotogeologia**, com recurso a pares estereoscópicos de fotografias aéreas, tornou-se nas últimas décadas um precioso auxiliar da Cartografia Geológica, com aplicação em praticamente todos os domínios das Ciências da Terra, além de muitos outros, de certo modo ligados ao ordenamento do território. Igualmente assume hoje particular importância a Teledeteção, ou observação remota por meio de equipamentos instalados em satélites artificiais, usada, em especial, na prospecção de recursos naturais.

Os métodos de estudo e as preocupações da Geologia têm vindo a ser alargados a outros planetas do sistema solar, na medida em que o seu estudo não só visa o conhecimento desses corpos em termos de alargamento dos horizontes da Ciência, como contribui, e muito, para a explicação de aspectos particulares do nosso próprio planeta. Fala-se assim de Geologia Planetária ou **Planetologia** e, até, em **Astrogeologia**. Com alguns capítulos a acrescentar ao dos meteoritos, de há muito encetado e envolvido nas preocupações dos geólogos e dos astroquímicos, este novo capítulo, nascido com as explorações espaciais, conta actualmente com a **Selenologia**, ou estudo da Lua, a **Areologia** (Marte), a **Afrologia** (Vénus), a **Hermesologia** (Mercúrio) e alargou--se aos restantes planetas exteriores (Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno) na sequência dos programas espaciais «Voyager» I e II das últimas décadas. No âmbito destas disciplinas procura-se conhecer e interpretar a natureza, a estrutura e a morfologia da capa externa destes astros, os processos que as criaram e os que as modificaram em relação com as características internas e com os factores astronómicos próprios de cada um.

A comparação dos aspectos superficiais dos vários planetas interiores conjugados com o conhecimento dos processos exógenos que os afectaram e com as respectivas características físicas, químicas e astronómicas tornou possível escalonar este conjunto de corpos planetários, por ordem crescente de grau de evolução: Lua — Mercúrio — Marte — Vénus — Terra.

A crosta conhecida na Terra não existe na Lua nem em Mercúrio, todavia, estes dois planetas sofreram alguma evolução dinâmica ao nível da litosfera (embora muito aquém da que ocorreu na Terra). Devido às suas pequenas dimensões não ultrapassaram um nível de evolução rudimentar, praticamente

confinado à fase de diferenciação dita **pré-geológica**. Marte e Vénus representam um degrau mais avançado, designado por **pré-geossinclinal**. Finalmente, a Terra é, de todos, o planeta mais evolucionado, tendo atingido o estágio geossinclinal (formação de grandes bacias de sedimentação e subsequentes enrugamentos, originando grandes cadeias montanhosas), encontrando-se ainda em plena movimentação de placas litosféricas e em constante renovação da sua fisionomia.

Os progressos dos conhecimentos em Geologia, verificados nos últimos anos, conferem-lhe não só importância a nível de ciência com vasta aplicação tecnológica e, como tal, indispensável na economia das sociedades, como também disciplina filosófica, na medida em que alguns dos seus ensinamentos respondem a preocupações nesse âmbito superior do intelecto humano, concorrendo assim para a formação integral do indivíduo, sobretudo no que toca a sua componente cultural. Por outro lado, face aos problemas ambientais, hoje de grande acuidade, e ao tão ultimamente falado «desenvolvimento sustentado», as Ciências da Terra tornaram-se fundamentais, quer na preparação escolar, científica e profissional, quer como parcela importante desejável na formação intelectual de todos nós.

1. A face da terra

Objectivos de aprendizagem

- . Caracterizar as geosferas mais periféricas da Terra e definir-lhes a origem e a evolução.
- . Identificar as interacções que ocorrem ao nível das respectivas interfaces.
- . Explicar a fisionomia da Terra tendo em conta as interações das citadas geosferas nos quadros das geodinâmicas interna e externa.
- . Relacionar a geodinâmica interna e externa com alguns parâmetros astronómicos do nosso planeta no conjunto do sistema solar.
- . Justificar a importância do estudo dos minerais e das rochas na compreensão da evolução e do significado global da litosfera.
- . Interpretar o ciclo petrogenético.

A configuração externa do nosso planeta, para além das implicações gerais de natureza astronómica, resulta das interacções múltiplas e complexas estabelecidas nas interfaces das suas geosferas mais periféricas, a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera.

1.1 Litosfera

O suporte rígido do chão que pisamos, que cultivamos ou no qual edificamos a multitude de grandes obras de engenharia que caracterizam a nossa sociedade é, como todos sabemos, rochoso, o mesmo acontecendo aos fundos dos mares e oceanos. As rochas constituem, pois, um invólucro contínuo, considerado como a camada sólida, ou rígida, mais externa do nosso planeta — a **litosfera** — ou esfera rochosa (do grego **lithos**, que significa pedra ou rocha) do mesmo modo que o ar que respiramos constitui o invólucro gasoso, igualmente contínuo — a **atmosfera** — e que as águas dos mares e dos rios formam a **hidrosfera**.

O termo litosfera envolve um conceito mais amplo do que aquele com que foi introduzido na terminologia geológica. Atende-se hoje, sobretudo, às propriedades mecânicas dos materiais que a constituem e, assim, esta importante geosfera corresponde à capa externa do Globo formada pelas rochas consolidadas. É, portanto, uma zona rígida e compreende não só a totalidade da crosta como, também, a parte mais externa do manto superior.

O número de minerais constituintes das rochas é geralmente reduzido, havendo inclusivamente rochas formadas essencialmente por um só mineral. Apesar de nem todas as associações de minerais serem possíveis nas rochas, o número destas é ainda elevado, contando-se por algumas centenas. Convém notar que o termo rocha também é aplicado a certas formações naturais que a linguagem comum não trata como tal, como é o caso das areias, das argilas, dos carvões ou dos petróleos.

A litosfera, cuja espessura atinge em certas regiões da Terra valores da ordem dos 100 km, assenta sobre uma zona de baixa velocidade de propagação sísmica, a **astenosfera**. Esta zona plástica permite à litosfera, que sobre ela «flutua», movimentos verticais, ascensionais ou de afundamento; por outro lado, imprime-lhe movimentos laterais, funcionando, neste caso, não só como camada lubrificante, mas também como motor desses deslocamentos. A astenosfera é ainda, em certos locais (rifes das dorsais oceânicas), a fonte de material magmático gerador de litosfera e, noutros, funciona como entidade de reabsorção da própria litosfera através das chamadas (zonas de subducção ou de Benioff).¹

¹ Seria mais justo chamar-lhe **zona de Benioff-Wadati**, dado o papel deste último investigador no estabelecimento do referido conceito.

1.1.1 *Equilíbrio isostático e anomalias da gravidade*

Conhecem-se exemplos demonstrativos de movimentos verticais de porções maiores ou menores de litosfera. Um dos casos mais elucidativos é o do bloco escandinavo, que se admite ter-se afundado naquela zona plástica, sob acção

do peso da espessa camada de gelo (2 a 3 km), do *inlandsis* ártico, durante o último período glaciário. Posteriormente, com o desaparecimento dessa imensa calote polar, no pós-glaciário, há cerca de 10 000 anos, o referido bloco siálico, aligeirado dessa imensa carga, começou a elevar-se no sentido do equilíbrio compatível com a diferença de densidades existentes entre o bloco litosférico e o «fluido», que é a astenosfera que o suporta (mais densa). Esta ascensão, estimada no seu valor máximo em cerca de 1 m por século, ainda persiste.

Outro exemplo é o que se passa com a Antártida, actualmente afundada sob o peso desse outro *inlandsis* que é a respectiva calote glaciária. De facto, a plataforma continental envolvente do grande continente austral atinge profundidades da ordem dos 500 m, valor muito superior ao normal nos restantes continentes, onde não ultrapassa, em regra, os 200 m.

O conceito de **equilíbrio isostático** torna-se mais acessível se o compararmos com o equilíbrio hidrostático. Este, como se sabe, é rapidamente atingido e verifica-se entre fluidos não miscíveis de densidade diferente ou entre um sólido e o fluido em que flutua. O equilíbrio isostático, imperfeito e muito lentamente atingido, tem lugar entre um sólido e substâncias de grande viscosidade. Estas substâncias, poderá dizer-se, reagem como sólidas quando submetidas a solicitações bruscas e têm um comportamento que as aproxima dos líquidos face a solicitações suficientemente lentas.

O problema do equilíbrio isostático levou Airy (1855) a conceber os continentes como blocos de densidade média de cerca de 2,7, flutuantes num substrato de natureza simática, que se comportaria como um meio extremamente viscoso e de densidade elevada (na ordem de 3,3) (fig.1.1). O conceito de astenosfera não colide grandemente com a hipótese de Airy, a qual se encaixa de certo modo no modelo de crosta, actualmente aceite, embora a compartimentação dos continentes em blocos² proposta por Airy não se verifique. No primeiro quartel deste século, o geólogo holandês Meinesz contrapunha àquela teoria a hipótese de continentes não compartimentados, homogéneos e de espessura variável, propondo um modelo muito próximo do de hoje tido por mais válido.

² Uma outra teoria apresentada no mesmo ano, a de Pratt, concebia também um modelo de blocos siálicos «flutuantes» no sima. Porém, este autor imaginava os referidos blocos mais ou menos mergulhados devido a diferenças de densidade entre eles. Esta teoria está definitivamente abandonada, pois nem se verificam as diferenças de densidade enunciadas, nem corresponde ao que actualmente se conhece acerca das espessuras da crosta continental; tem contudo interesse histórico como uma das primeiras tentativas de explicação das relações de equilíbrio entre a crosta rígida e o seu suporte em profundidade.

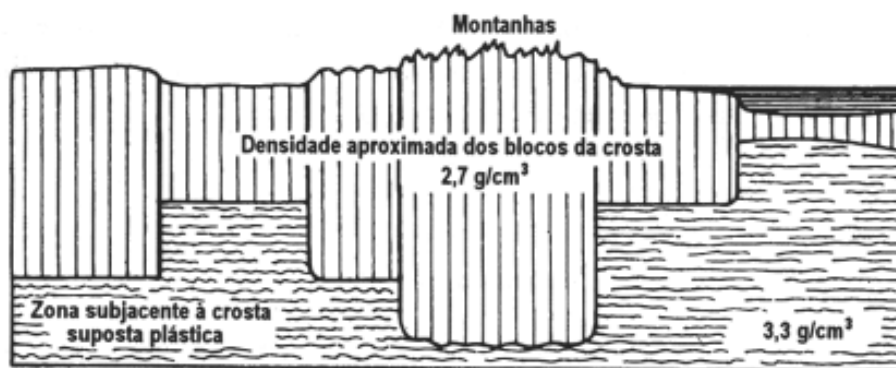


Figura 1.1 – Esquema explicativo da hipótese de Airy.

Como é sabido, a Terra exerce sobre os corpos uma atracção que é determinada pelas respectivas massas e pela distância que os separa do seu centro.

Tal atracção é dada pela expressão:

$$F = G \frac{Mm}{D^2}$$

em que: M — massa da Terra; m — massa de um corpo à superfície da Terra; D — distância entre os centros da Terra e do corpo considerado; G — constante de gravitação universal — $6,67 \times 10^{-11}$.

A não esfericidade da Terra e as rugosidades topográficas, expressas por diferentes altitudes, mostram que pontos em diferentes locais da Terra podem diferir mais ou menos no que respeita o seu afastamento do centro do planeta. Por outro lado, as densidades dos materiais geológicos existentes em superfície e em profundidade influenciam também a referida força de atracção.

Os **gravímetros** são aparelhos de precisão que permitem executar medições do valor da aceleração da gravidade e a sua grande sensibilidade permite verificar a existência de variações naqueles valores em função da latitude, da altitude e da natureza geológica dos locais considerados.

A unidade de medida da aceleração da gravidade é o **gal** (em homenagem a Galileo), que corresponde a 1 cm/s^2 . Usa-se habitualmente o **mgal** (miligal= $0,001 \text{ gal}$) e também a chamada unidade gravitacional (**u. g.**) que corresponde a $0,1 \text{ mgal}$.

Pode também, através de cálculos matemáticos, determinar-se o valor da aceleração da gravidade (G_c) em qualquer ponto do esferóide, de latitude conhecida.

Os valores **g** da aceleração da gravidade medidos nos gravímetros precisam de ser corrigidos de certos tipos de interferências e referidos a uma dada superfície ideal para que possam ser comparados, em cada ponto, com os valores calculados. Estas correcções permitem a obtenção dos valores de **g** corrigidos (**G**).

Verificou-se que, em geral, os valores medidos gravimetricamente e corrigidos não coincidem com os valores calculados matematicamente e que há, portanto, diferença entre eles. Esta diferença corresponde ao que se chama **anomalia da gravidade** e é dada por $G - G_c$. As anomalias são negativas, quando o valor calculado supera o medido, e positivas, no caso inverso.

Nos continentes as anomalias da gravidade são negativas e aumentam em valor absoluto para o interior e nas regiões montanhosas. Nos oceanos as anomalias são positivas.

Há uma relação estreita entre as anomalias da gravidade e o equilíbrio isostático. Assim, entre outras causas, as anomalias negativas são devidas às grandes espessuras da crosta continental, sílica, ao passo que nos oceanos é a proximidade imediata da crosta oceânica, simática e mais densa, logo seguida do manto, que torna positivos os valores das anomalias, visto que a cobertura sedimentar ou não existe ou é muito pouco espessa.

Actividades 1.1

1. Procurando simular a situação de um bloco continental sobrecarregado de gelo, como é, por exemplo, o caso do continente antártico, proceda à seguinte experiência:
 - a) Coloque uma placa de esferovite, com cerca de 20 cm × 20 cm × 5 cm, a flutuar num tanque com água, tome nota do nível de flutuação e marque-o com um traço;
 - b) Carregue este bloco com cubos de gelo, colocando-os directamente sobre a esferovite, verifique e marque o novo nível de flutuação;
 - c) Observe e registe o comportamento da placa de esferovite à medida que o gelo funde.
2. Estabeleça as semelhanças e diferenças entre equilíbrio hidrostático (o que regula a experiência indicada em 1) e equilíbrio isostático (o que procura explicar, por exemplo a ascensão do bloco escandinavo).

1.1.2 Placas litosféricas

Para cabal compreensão dos fenómenos geológicos observáveis à superfície da Terra, portanto, na capa litosférica, importa desde já abordar alguns conceitos inerentes à **Teoria da Tectónica de Placas**, numa perspectiva simplificada, deixando para mais tarde este importante capítulo da tectónica global.

Assim, sem que se entre em pormenores, convem referir desde já que, à escala do Globo, se consideram os seguintes grandes acidentes tectónicos, com os quais se relacionam os movimentos laterais da litosfera: riftes, fracturas transversais, fossas marinhas e cadeias montanhosas activas recentes.

Os **riftes** são grandes fracturas, à escala mundial, situadas, na maior parte, ao longo dos eixos das importantes cristas montanhosas (vulcânicas) alongadas a meio dos fundos oceânicos, também chamadas **cristas médias** ou **dorsais oceânicas**. É ao longo destes riftes que o essencial do material magmático oriundo da astenosfera ascende e origina nova litosfera, mantendo activa a expansão dos fundos oceânicos.

As fracturas transversais, ou **falhas transversais**, são acidentes mais ou menos perpendiculares aos riftes e às cristas médias que cortam e deslocam.

As **fossas marinhas**, **fossas oceânicas** ou **fossas abissais** são depressões do fundo oceânico, muito alongadas e profundas, situadas, na maior parte, na periferia do oceano Pacífico. Estes acidentes relacionam-se com as zonas de Benioff, atrás referidas, e estão associados quer a **arcos insulares** (conjuntos de ilhas dispostas em arco, como é o caso dos arquipélagos das Marianas, das

Kurilas, das Aleútas ou das Antilhas), quer a **margens continentais** activas, de que é exemplo a costa ocidental da América do Sul.

As **cadeias orogénicas activas** são extensos enrugamentos montanhosos, relativamente recentes (principalmente cenozoicas) ainda em ascensão, dos quais são exemplos os Alpes e os Andes. A nossa serra da Arrábida é uma demonstração em escala topograficamente reduzida de um relevo recente e ainda activo, embora não associado a uma zona de subducção.

Os riftes das cristas médias oceânicas coincidem com numerosos focos de sismos. Estas estruturas ligam-se através de fracturas transversais aos sistemas de arcos insulares e fossas marinhas e às cadeias orogénicas recentes, onde a actividade sísmica é nitidamente maior. É, pois, possível esquematizar uma rede global de malhas irregulares, constituída por riftes, fracturas transversais, fossas e orógenos activos, onde se concentra o essencial da actividade sísmica actual da Terra, sendo evidente a sobreposição entre estas faixas sísmicas, as zonas vulcânicas, os arcos e as cadeias orogénicas.

Com base na rede sísmica global assim definida considera-se a litosfera retalhada num certo número (variável segundo os autores) de **placas**, as quais, à escala das eras geológicas, conservam grande inactividade tectónica. Estas placas definem as suas fronteiras através dos grandes acidentes tectónicos mencionados.

As placas litosféricas crescem a partir dos riftes médios oceânicos por alastramento motivado, como se disse, pela ascensão de material magmático oriundo do manto superior e destroem-se nas fossas oceânicas, por mergulho na astenosfera, onde são reabsorvidas por fusão. Assim, as placas afastam-se relativamente aos riftes que as separam, aproximam-se ao longo dos bordos correspondentes às fossas e deslocam-se tangencialmente ao longo das falhas transformantes.



1. Placa africana; 2. Placa americana (subdividida em placa norte-americana e placa sul-americana); 3. Placa euro-asiática; 4. Placa sudoeste asiática; 5. Placa indo-australiana; 6. Placa pacífica; 7. Placa antártica; 8. Placa pacífica oriental, ou de Nazca. Entre estas placas, umas são inteiramente oceânicas (placas pacífica e de Nazca) e outras, simultaneamente oceânicas e continentais.

Figura 1.2 – Divisão da superfície do globo nas oito placas litosféricas: Notar a coincidência dos limites estabelecidos com a distribuição mundial da actividade sísmica.

A observação da rede desenhada à superfície do globo pelos grandes acidentes tectónicos revela, em primeira análise, oito placas principais, (fig.1.2) além de que permite imaginar a existência de outras de muito menor extensão. Alguns autores subdividem as placas principais referidas, propondo um maior número.

1.1.3 *Grandes domínios da litosfera*

Sem perder de vista a arquitectura das placas litosféricas, consideram-se na litosfera três grandes domínios distintos, muito embora se possam observar, entre eles, transições graduais. São eles o domínio continental, o domínio das cinturas orogénicas e o domínio oceânico.

– **Domínio continental** — corresponde à porção da litosfera formada por crosta continental, isto é, aos continentes, no conceito geográfico (vastas porções de terra emersa) e seus prolongamentos imersos a pequena profundidade (mares epicontinentais, plataformas continentais) até ao limite bem marcado pelo abrupto das vertentes continentais. Por exemplo, diremos que, geograficamente, a Inglaterra é uma ilha face ao continente vizinho mas que, geologicamente, ela é parte integrante, não separada, do continente euroasiático.

No domínio continental consideram-se as grandes **plataformas** ou **escudos** constituídos por terrenos muito antigos (precâmbrios) e geralmente muito arrasados pela erosão, embora ainda exibam no interior relevos isolados relativamente importantes, como vestígios de grandes cadeias montanhosas, também muito antigas. São as grandes áreas cratónicas ou **cratões** e as respectivas **cadeias montanhosas intracontinentais** ou **intracratónicas**. É sob estas zonas montanhosas intracratónicas que se situam as grandes raízes síálicas, atingindo 60 a 70 km de profundidade. Ainda no interior dos cratões e geralmente na periferia das cadeias montanhosas intracontinentais existem **grandes bacias sedimentares** correspondentes a abatimentos de extensas áreas, posteriormente invadidas por sedimentos.

– **Domínio das cinturas orogénicas** — particularmente activo em termos de magmatismo e de tectónica compressiva, este domínio reúne as **cadeias montanhosas recentes**, os **sistemas de arcos insulares** e **fossas marinhas** a eles associados e certos **mares interiores**, como, por exemplo, o Mediterrâneo ou **Mesogea**.

As cadeias montanhosas recentes localizam-se nos bordos dos continentes, pelo que se designam por **pericontinentais** ou **pericratónicas**. Constituem a chamada **crosta recente**, ou jovem, acrescentada à crosta continental mais antiga. Nela se distinguem as cadeias de **tipo andino** (Andes) ou **monomarginadas**, isto é, marginam uma só área continental, e as cadeias geossinclinais, de **tipo alpino** (Alpes) ou **bimarginadas**, dado que estão compreendidas e, conseqüentemente, comprimidas entre duas massas continentais em colisão. O primeiro caso corresponde ao encontro da placa pacífica com o continente sul-americano e o segundo verifica-se na cadeia alpina, marginada a norte pelo cratão euro-asiático e a sul pelo africano.

Os sistemas de arcos insulares correspondem, no essencial, ao encontro de duas placas oceânicas e manifestam-se por intenso vulcanismo, responsável pela edificação do rosário de ilhas que os formam.

São duas as cinturas mundiais. Uma é a **cintura peripacífica**, formada pelas cadeias montanhosas (que bordam a ocidente o continente americano) e pelos arcos insulares localizados na periferia oriental dos continentes euro-asiático e australiano. A esta cintura está associada a maior parte do vulcanismo mundial, pelo que mereceu o nome de «anel de fogo» do Pacífico. A outra é a **cintura mesogea**, compreendida entre as áreas cratónicas setentrionais (América do Norte e Eurásia) e as meridionais (América do Sul, África e Índia).

– **Domínio oceânico** — mais restrito do que o que geograficamente se entende por oceanos; em termos geotectónicos este domínio corresponde à chamada crosta oceânica, que termina, como se sabe, nas vertentes continentais e, portanto, exclui as zonas de plataforma continental. Neste domínio, o essencial da actividade sísmica e magmática situa-se ao longo das cristas médias ou dorsais e das principais fracturas transversais, onde os esforços tectónicos são essencialmente de tracção.

Embora só adiante se apresente uma visão mais completa da Teoria da Tectónica de Placas, é vantajoso abordar o conceito de litosfera por esta via, por agora limitado a noções básicas em torno dos seus mecanismos e consequências na constituição e arquitectura da capa externa da Terra.

Actividade 1.2

Tendo em conta a natureza e o estado físico dos materiais e os condicionalismos termodinâmicos e geoquímicos das diversas situações possíveis, relacione as placas litosféricas com os grandes domínios da litosfera enunciados no texto.

1.1.4 Rochas e minerais

Para além do interesse imediato e prático que nos advém do conhecimento das rochas, encaradas como fontes ou reservatórios naturais de matérias-primas (materiais de construção, minérios, combustíveis fósseis, águas subterrâneas, etc.), há que considerar ainda a sua importância em termos de ciência fundamental. Com efeito, as rochas são, praticamente, os únicos materiais ou documentos onde ficaram gravados os testemunhos com que os geólogos investigam a história do nosso planeta e até, pode dizer-se, do sistema solar.

Os conhecimentos directos de que hoje dispomos relativos à natureza da Terra limitam-se aos que se obtêm do estudo das rochas aflorantes à superfície, das dragadas nos fundos marinhos e das retiradas da profundidade, quer em minas, quer através de sondagens. Esta profundidade, que não excede 3 km no primeiro caso e 11 km no segundo (na península de Kola), pode considerar-se insuficiente,

se comparada com os 35 km de espessura média da crosta, e insignificante face à dimensão do Globo. É certo que constantemente pisamos rochas oriundas de zonas profundas (duas, três ou mais dezenas de quilómetros), trazidas à superfície pelos movimentos tectónicos e, subseqüentemente, postas a descoberto pela erosão.

Outros materiais de muito maiores profundidades têm também possibilidade de ascender à periferia da crosta, como é o caso dos **xenólitos** ou **encraves**, isto é, fragmentos de rochas geradas nessas regiões, arrastados para cima, englobados (encravados) no seio de produtos magmáticos que ali se formaram ou por ali passaram. Em qualquer dos casos há certamente diferenças entre o material chegado e exposto à superfície e aquilo que ele foi e é, no local onde se gerou. Mesmo assim, desprezando possíveis diferenças, os conhecimentos obtidos por esta via continuam a referir-se a uma delgada película externa quando comparada com os cerca de 6400 km de raio do nosso planeta.

Na ilha da Madeira, por exemplo, são frequentes os xenólitos ultramáficos (rochas ricas em magnésio e ferro e muito pobres em sílica, com olivina, piroxenas, espinela e plagioclases) que ascenderam até à superfície no seio das lavas envolvidas no processo vulcânico que originou esta ilha e muitas outras emergentes das águas dos oceanos.

Um outro exemplo de xenólitos é o de porções maiores ou menores de rochas peridotíticas e eclogíticas (igualmente ultramáficas) com diamante, diópsido (piroxena) e piropo (granada) que ascenderam de zonas profundas, no manto (150 a 200 km), através de chaminés vulcânicas («pipes») sob a forma de encraves na rocha que aí consolidou — o **kimberlito** — muitas vezes referida por rocha-mãe do diamante, explorada como tal em Kimberley, na África do Sul.

As rochas a que temos acesso representam parte importante da diferenciação da Terra na sua capa mais externa. A outra parte corresponde à atmosfera, à hidrosfera e à própria biosfera. Por outro lado, as rochas da Terra são o resultado de imensas transformações sofridas ao longo dos tempos na parte exterior deste «planeta vivo», pleno ainda de energia interna (o calor que conserva da acreção) a que junta toda a que lhe chega através da radiação solar.

Para cada rocha, a composição mineralógica, os minerais³ que a constituem e o modo como se arrumam no espaço, isto é, a **textura**, encerram informações valiosas sobre o modo e ambiente em que foram gerados e as vicissitudes por que passaram ao longo da imensidade do tempo geológico. Estes elementos, e outros, como é nomeadamente o caso dos fósseis, têm o valor de caracteres, ou grafismos, impressos nesses velhíssimos documentos geológicos que são as rochas. Cabe ao geólogo decifrar essa linguagem pelo recurso aos mais variados equipamentos, dos mais simples (uma lupa de bolso, por exemplo) aos mais sofisticados (o espectrómetro de massa, o microscópio electrónico, etc.), tendo em conta que quanto maior for a sua preparação em áreas como as da Física, da Química ou da Biologia, por exemplo, mais apto estará para proceder a essa leitura e maior será a sua capacidade em interpretar e relacionar as informações que delas (as rochas) conseguir retirar.

³ De um modo geral, entende-se por mineral uma substância natural, inorgânica, sólida e homogénea, de composição variável entre limites bem estabelecidos e com uma estrutura atómica (a rede cristalina) própria e bem definida. Na realidade este conceito é mais complexo, o que sai fora deste programa.

Nas rochas é, pois, possível «ler» a elevação de uma cadeia de montanhas ou a destruição, por erosão, de uma outra. Nelas se podem encontrar as marcas da evolução de uma paisagem, etc. Particularmente nas rochas sedimentares, em que a sobreposição de estratos se pode equiparar a um conjunto de páginas de um grande livro da Terra, os fósseis que aí se conservam revelam, das mais antigas às mais modernas, a longa cadeia da evolução biológica, numa magnífica lição sobre a marcha da vida que nos antecedeu e de que somos um dos últimos elos.

Constituintes essenciais da litosfera, as rochas são unidades estruturais rígidas caracterizadas por associações de minerais compatíveis entre si e com as condições ambientais em que foram originadas, nomeadamente a pressão e a temperatura reinantes nesses ambientes possíveis de existir a vários níveis de profundidade. Conhecem-se ainda outras associações de minerais, construindo outros tipos de corpos geológicos que, embora não tenham as grandes dimensões das massas rochosas, têm, contudo, grande interesse, pois neles se encontram muitos dos principais jazigos de matérias-primas minerais. É o caso, por exemplo, dos filões mineralizados explorados nas minas da Panasqueira, contendo um determinado número de espécies minerais características. Neste caso a associação, ou **paragénese**, é caracterizada por volframite, cassiterite, arsenopirite, apatite, muscovite, quartzo, siderite, entre outras. As massas ricas de sulfuretos metálicos exploradas na Faixa Piritosa do Alentejo são outros exemplos de associações mineralógicas bem definidas que, no entanto, se não consideram como rochas.

1.1.5 *Ambientes petrogenéticos*

Os três grandes ambientes geológicos geradores das rochas, também ditos **petrogenéticos**, ao nível da litosfera são o magmático, o sedimentar e o metamórfico. As diferenças existentes entre si são definidas em termos de pressão, temperatura e composição química. A estes ambientes correspondem, respectivamente, as rochas magmáticas, sedimentares e metamórficas.

Falar de ambientes geradores das rochas é falar dos ambientes geradores dos minerais, uma vez que aquelas são, como se disse, associações compatíveis e estáveis de determinados minerais.

O **ambiente magmático** é definido: *a)* por temperaturas elevadas, no geral, (acima de 800°C); *b)* por pressões muito variáveis, entre muito baixas no **vulcanismo**, como acontece à superfície, e muito altas no **plutonismo**, no interior da litosfera, variando num intervalo que reflecte as diferentes profundidades a que pode ocorrer; *c)* finalmente, por variações de composição química consideradas restritas relativamente aos outros ambientes. A característica mais expressiva do ambiente magmático é a existência de um banho fundido de composição essencialmente silicatada, o **magma**, constituído, no essencial, por cerca de uma dezena de elementos químicos, ditos **elementos maiores** (*O, Si, Al, K, Na, Ca, Fe, Mg, Ti, H*), geralmente expressos em percentagens de

⁴ Na literatura anglo-saxónica, o bilião não corresponde ao número expresso pela mesma palavra em português. Com efeito, tanto para nós como para os Espanhóis e Franceses, o bilião corresponde ao milhão de milhões (10¹²), enquanto para Ingleses e Americanos bilião é o mesmo que o milhar de milhões (10⁹) ou o «milliard» dos franceses.

óxidos, e um número indeterminado dos chamados **elementos menores**, ou **oligoelementos**, presentes em quantidade ínfimas, expressas em partes por milhão (p.p.m.), em partes por bilião (p.p.b.)⁴ ou ainda menores (p.p.t.) partes por trilião.

O ambiente sedimentar é praticamente o ambiente existente à superfície da Terra no contacto da litosfera com a hidrosfera, com a atmosfera e com a biosfera. Caracteriza-se pelos baixos valores da temperatura e da pressão e pela grande variabilidade na composição química dos materiais intervenientes. Pela posição superficial que ocupa, este ambiente proporciona um conjunto de transformações químicas resultantes da presença entre outros, de oxigénio, de dióxido de carbono e de água, entre as quais merece destaque a oxidação, a carbonatação, a hidratação e a hidrólise.

O ambiente metamórfico é caracterizado por um largo intervalo de pressões e de temperaturas. Consoante o valor relativo de cada um destes dois parâmetros termodinâmicos, o metamorfismo pode ser essencialmente térmico, ou **termo-metamorfismo**, ou essencialmente dinâmico, ou **dinamometamorfismo**. Nos casos intermédios, mais comuns e generalizados, o metamorfismo diz-se **termodinâmico**.

No que se refere às temperaturas, estabelece-se como limite superior uma franja de valores que não excedem, em regra, os 800°C, que marca o início da fusão de parte dos constituintes minerais, isto é, o começo do magmatismo. Os fenómenos decorrentes no ambiente metamórfico têm assim lugar em meio essencialmente sólido. Se as condições ambientais proporcionarem um aumento da temperatura susceptível de conduzir à fusão dos materiais, atinge-se o ambiente magmático, através de um estágio intermediário de fusão parcial dos minerais não refractários, designado por **ultrametamorfismo**.

As transformações no ambiente metamórfico podem consistir apenas em recristalização e rearranjos conducentes à formação de novos minerais, sem modificações na composição química global, ou envolver a adição de materiais oriundos de outras zonas da crosta e, neste caso, diz-se que há **metassomatismo**.

1.1.6 *Ciclo petrogenético*

As rochas geradas em determinado ambiente geológico são aí estáveis e reflectem as características do mesmo, quer através da sua composição química e mineralógica, quer através da sua textura, isto é, tamanho, forma e arranjo dos seus minerais.

Quando mudam de ambiente, as rochas ficam instáveis e tendem, ainda que muito lentamente, a adaptar-se aos novos parâmetros. Assim, por exemplo, muitos dos minerais das rochas geradas em profundidade alteram-se quando afloram à superfície, dando origem a produtos que vão participar na formação das rochas sedimentares. Estas, ao mergulharem para zonas profundas, ao longo do tempo geológico sofrem novas modificações, originando rochas metamórficas e, mesmo, rochas magmáticas.

Do que tem sido explanado, torna-se evidente que a litosfera, no seu conjunto, é sede de fenómenos, em parte ocorridos em profundidade e consumindo energia fornecida pelo interior do Globo. São os chamados **fenómenos geodinâmicos internos** ou **endógenos** e neles se reúnem o magmatismo, incluindo o vulcanismo, o metamorfismo e todo um conjunto de acções de que resultam deformações e deslocamentos sofridas pelas massas litosféricas.

Os restantes fenómenos ocorrem na película mais externa da Terra e consomem energia exterior ao nosso planeta, em especial a energia radiante oriunda do Sol. São os **fenómenos geodinâmicos externos**, ou **supergénicos**. Com efeito, o Sol dirige sobre a Terra uma grande quantidade de energia, da qual, cerca de metade é reflectida para o cosmos, sendo a restante absorvida pela atmosfera, pela hidrosfera e pela superfície das terras emersas.

A zonalidade climática do globo terrestre, a circulação das massas de ar diferentemente aquecidas na atmosfera (e portanto os ventos), a evaporação das águas superficiais que os ventos transportam e descarregam sobre os continentes, a fotossíntese elaborada pelos vegetais (patamar da aquisição energética da biosfera), constituem alguns exemplos dos fenómenos superficiais alimentados pela energia solar. Com expressão geológica, estão compreendidos no domínio da geodinâmica externa a alteração das rochas e a formação dos solos, a erosão, o transporte dos materiais erodidos e, finalmente, a sedimentação.

Depois de acumulados, os sedimentos podem sofrer transformações menores que passam pela expulsão da água, compactação, cimentação e, às vezes, recristalização dos seus minerais. Este conjunto de fenómenos corresponde à **litificação** ou **diagénese**, a qual ocorre entre limites de pressão e de temperatura que a colocam, por assim dizer, a meio caminho entre a sedimentogénese e o metamorfismo e, simultaneamente, na fronteira entre os fenómenos exógenos e endógenos.

Poderá dizer-se, em conclusão, que toda a evolução da litosfera se processa, uma parte, no âmbito da geodinâmica interna e, outra, no da geodinâmica externa. Os fenómenos sucedem-se ciclicamente, segundo uma sequência que teoricamente se fecha e se repete, designada por **ciclo geoquímico da litosfera** ou **ciclo petrogenético** (fig. 1.3). Na maioria dos casos uma rocha não passa por todas estas fases do ciclo ideal, devendo então falar-se de **circuitos petrogenéticos**, atitude mais consentânea com a realidade observável.

Num esquema muito simplificado e utilizando como exemplo o que se admite ser o caso do contacto de uma placa oceânica com uma placa continental, facilmente se aceita a evolução seguinte: a placa oceânica, nascida da ascensão magmática de materiais diferenciados oriundos do manto superior e depois de uma enorme e lenta passagem pela crosta oceânica, mergulha novamente na astenosfera, no contacto com o continente, ao longo de uma fossa, criada pelo mergulho e subducção da referida placa. Esta fossa, por seu turno, enche-se de materiais sedimentares carregados do continente, resultantes da erosão a que o mesmo está submetido por acção dos agentes externos.



Figura 1.3 – Ciclo petrogenético.

O retorno da placa à profundidade tem como efeito um conjunto de transformações sucessivas, compatíveis com os valores crescentes da pressão e da temperatura a que vai estando sujeita e que culminam com a sua reabsorção por fusão. Por outro lado, esta placa arrasta consigo uma parte dos sedimentos acumulados na fossa, os quais sofrem a mesma evolução. Por outras palavras, os materiais subductados passam por um conjunto gradual de transformações definidas inicialmente no âmbito do metamorfismo e podem, no todo ou em parte, acabar por fundir, originando magmas. Os materiais fundidos (os da placa oceânica e os sedimentos com ela arrastados) podem permanecer isolados ou contaminar-se mutuamente, acabando por reconsolidar quer em profundidade, quer a vários níveis no decurso da ascensão ou, mesmo, atingir a superfície. Consoante a natureza do material fundido, assim se formarão rochas com maior participação dos materiais da placa oceânica, outras com larga contribuição de produtos sedimentares, e outras de composição intermédia, correspondentes a todos os graus de contaminação possíveis.

Numa fase seguinte, através de mecanismos que não cabe neste momento aprofundar, os materiais mergulhados tendem a elevar-se mais tarde, originando grandes massas de relevo correspondentes a uma cadeia montanhosa marginal. Esta fase, designada por **orogénese**, é a última do conjunto de fenómenos reunidos na geodinâmica interna.

As rochas afloradas à superfície ficam, como se disse, em condições de instabilidade, alteram-se, e os seus produtos são arrastados e acumulados em locais favoráveis à sua sedimentação, repetindo-se o ciclo.

Actividades 1.3

1. Tendo em conta as características químicas dos muitos elementos constituintes da matéria universal e, portanto, também da Terra, justifique o reduzido número que constitui o essencial das rochas da crosta.
2. Poderá falar-se de ciclo petrogenético num planeta como a Lua? Justifique a resposta.

1.2 Atmosfera, hidrosfera e biosfera

A crosta terrestre contacta, na sua face externa, com outras importantes geosferas, envolventes da parte sólida do planeta, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera.

Não é possível separar as acções destes três conjuntos, pois que, como é sabido, as suas interacções são múltiplas e complexas.

Destas interacções as que provocam alteração das rochas, erosão dos relevos e subsequente acumulação dos materiais erodidos sob a forma de sedimentos têm como consequência a constante e relativamente rápida transformação da paisagem da face da Terra (quando comparada com o quase imobilismo da superfície lunar, destituída daquelas zonas envolventes).

As acções do vento, da chuva, dos glaciares, das vagas, etc., são por demais conhecidas como modeladoras do relevo terrestre e fácil é encontrar nestes agentes a participação mais ou menos directa do ar, das águas e dos seres vivos. Destes, tem particular interesse a cobertura vegetal como reguladora dos processos de alteração e de erosão.

Desde os primeiros tempos da história da Terra que os agentes externos desgastam as terras emersas degradando-lhes os relevos e acumulando os materiais deslocados nas suas margens em sucessivos ciclos de erosão e sedimentação.

Nos processos geológicos da superfície é evidente a influência:

- . da água na hidratação, na dissolução e na hidrólise dos minerais;
- . do oxigénio do ar nos fenómenos de oxidação dos minerais ferrosos;

- do dióxido de carbono no ciclo dos calcários;
- dos seres vivos na produção de oxigénio, na elaboração de substâncias orgânicas ao nível do solo e na alteração das rochas, ou, ainda, na génese de certos sedimentos.

É na interface da crosta com as três citadas geosferas que decorreram os processos que, através de uma longa e complexa cadeia, conduziram ao cérebro humano, ao pensamento, à Ciência.

O ser humano, feito da mesma matéria de que são feitas as estrelas, os minerais, as plantas, os outros animais e tudo o mais que existe, é matéria que adquiriu capacidade de se interrogar, de se explicar e de intervir no seu próprio curso e no da Natureza onde foi «fabricado». O ser humano, na sua possibilidade de adquirir conhecimento e de o transmitir, é a manifestação mais elaborada da realidade física, no mundo que conhecemos, na qual foi consumida a quase totalidade do tempo do Universo. Assim, a Ciência, através do Homem, pode ser entendida também como expoente máximo da matéria que se questiona a si própria. Dir-se-á que a Natureza «pensa» através do cérebro humano ou que o homem dá voz à Natureza.

1.2.1 *Atmosfera*

Segundo L. Berkner e L. Marshall, do Southwest Center for Advanced Studies de Dallas, Texas, EUA, um dos factos mais importantes acerca da atmosfera terrestre consiste no seu elevado teor em oxigénio (cerca de 21%), caso único entre os planetas do sistema solar. Este facto constitui um paradoxo muito interessante: a Vida não teria podido iniciar-se com uma atmosfera que contivesse o actual teor de oxigénio e nós não poderíamos respirar e viver se esse teor fosse outro. A maioria das modernas formas vivas é altamente dependente do oxigénio e são muitos os casos em que as suas vidas exigem teores de oxigénio entre limites muito estreitos e bem definidos. Isto quer dizer que o teor de oxigénio da atmosfera deve ter variado muito lenta e imperceptivelmente, tendo permanecido mais ou menos estável durante intervalos de tempo consideráveis. Apesar disso, a origem da Vida na Terra teria sido impossível se, nesse tempo, o oxigénio fosse abundante; os aminoácidos e outras substâncias vitais, mas vulneráveis, que os primeiros organismos, rudimentares, precisavam de incorporar teriam sido rapidamente oxidados.

A atmosfera actual, na sua zona mais baixa, é formada principalmente por azoto e oxigénio, na proporção aproximada de 4:1. Estes dois gases totalizam cerca de 99% da sua composição, sendo a parte restante formada por componentes estáveis, tais como dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), hidrogénio (H_2), dióxido de azoto (NO_2) e gases raros (hélio, árgon, cripton, xénon, néon). Como componentes instáveis, contém ainda pequenas quantidades de vapor de água, ozono (O_3), monóxido de carbono (CO), dióxido de enxofre (SO_2), além de poeiras várias.

É na baixa atmosfera (que se eleva até cerca de 12 km de altitude), vulgarmente designada por **troposfera**, que têm lugar as perturbações atmosféricas mais

directamente relacionadas com o clima. É a zona de voo dos actuais aviões das carreiras comerciais. A temperatura média desta zona decresce, mais ou menos regularmente, com a altitude, até atingir, no topo, um valor mínimo na ordem dos -60°C . Segue-se-lhe, em altitude, a **estratosfera**, limpa de poeiras e de vapor de água, muito seca e fria. Nesta zona predomina o **ozono**, que tem uma importante acção como «filtro» da radiação ultravioleta, assumindo papel essencial entre os seres vivos. A ausência desta camada de ozono conduziria à destruição da Vida por excesso da referida radiação. A exploração espacial automática e pilotada trouxe grande desenvolvimento ao estudo da alta atmosfera.

Na zona inferior da estratosfera situa-se a **mesosfera**, pouco espessa, onde a temperatura continua a cair até cerca de -80°C . Sobre ela desenvolve-se a **termosfera**, espessa camada que se estende até cerca de 700 km, caracterizada por grande condutibilidade eléctrica do meio gasoso, muitíssimo rarefeito, devido à presença de gases ionizados. Nesta zona verifica-se uma elevação gradual da temperatura até valores na ordem dos 150°C . Finalmente considera-se ainda a **exosfera**, cujo limite superior se pensa atingir os 30 000 km acima da superfície do planeta, e que corresponde à zona de escape para o espaço extraterrestre das partículas materiais resultantes da rarefacção dos gases.

Não está ainda perfeitamente esclarecido o problema da composição da atmosfera primitiva e qual a sua evolução até aos nossos dias. Admite-se, no entanto, que no início era uma atmosfera redutora e que o oxigénio só entrou na sua composição tardiamente e, em especial, na sequência da actividade fotossintética das plantas, sendo todavia de aceitar que uma parte do oxigénio atmosférico tenha surgido antes, por dissociação fotoquímica do vapor de água, isto é, por acção da luz solar.

1.2.1.1 Atmosferas primitivas

Posteriormente a um invólucro gasoso primordial, talvez com hidrogénio, metano e amónia, instável e efémero, resultante da acreção, surgiu, no final da fase protoplanetária e durante a fase de diferenciação planetária, uma outra atmosfera que substituiu a anterior. Igualmente redutora esta outra geosfera gasosa, igualmente primitiva, resultou essencialmente de desgaseificação magmática do planeta e teria sido formada principalmente por vapor de água e dióxido de carbono, a que se associavam, em menores proporções, azoto, hidrogénio, argón, monóxido de carbono, dióxido de enxofre, gases de ácido clorídrico, ácido sulfídrico e ácido fluorídrico, entre os principais. Associada ao processo de diferenciação magmática, a referida desgaseificação não deve ter sido muito diferente do que sucede com o vulcanismo actual. O vulcanismo havaiano, por exemplo, liberta na atmosfera 79% do H_2O (vapor), 12% de CO_2 ; 6% de SO_2 e 1% de N_2 , entre os principais produtos das emanações.

A presença de grãos detríticos de uraninite e de pirite em quartzitos e conglomerados precâmbrios com 2000 Ma indica que, nessa altura, a atmosfera

terrestre era ainda, de facto, essencialmente redutora. Com efeito, estes minerais são bastante alteráveis na actual atmosfera terrestre (oxidante) e só poderiam ter sobrevivido intactos numa atmosfera redutora.

Foi sob este tipo de atmosfera (sem a protecção, actualmente existente, da camada de ozono) que surgiram e se desenvolveram os primeiros organismos vivos.

Subtraída de grande parte do vapor de água, entretanto passado à hidrosfera, a atmosfera terrestre evolucionou, primeiro, sob a acção da radiação ultravioleta solar com produção de algum oxigénio e, posteriormente, mais de 1000 Ma depois, por efeito da fotossíntese realizada pelos organismos autotróficos. Assim, a uma fase pré-biótica, ou seja, abiótica, sucedeu-se outra essencialmente condicionada pela biosfera. Em quaisquer das fases o Sol foi a fonte energética primordial.

O carácter redutor ou, pelo menos, não oxidante da atmosfera primitiva manteve-se durante os primeiros 2 a 2,5 Ga⁵ da história da Terra.

⁵ Giga-anos que corresponde a 10⁹ anos, ou mil milhões de anos.

Admitindo que gases como o metano, o amoníaco e o hidrogénio tenham prevalecido durante os tempos mais remotos da atmosfera terrestre, acabaram por ser substituídos por outros. O metano, por exemplo, deve ter sido substituído por CO, há cerca de 3,5 Ga, o que se pode inferir pela presença de carbonatos de origem sedimentar; a decomposição do NH₃ pode ter conduzido ao aumento do teor de N₂. O hidrogénio, libertado do NH₃, do vapor de água e o original da acreção, ter-se-ia escapado para o espaço exterior, devido à sua pouquíssima densidade.

A origem do primeiro oxigénio atmosférico (O₂) é parcialmente explicada pela dissociação fotoquímica, ou **fotólise**, de gases contendo este elemento, especialmente o vapor de água e o dióxido de carbono, em reacções exógenas, isto é, mediante consumo de energia fornecida pela radiação solar, em especial pela ultravioleta.

Nesta fase muito primitiva da evolução, os processos fotoquímicos foram exclusivamente inorgânicos, ao contrário do que viria a suceder mais tarde após a aparição das primeiras manifestações de vida susceptíveis de desencadear novos processos de fotodissociação, ditos organogénicos.

Como resultado desta dissociação teria havido escape de hidrogénio para níveis muito altos da atmosfera, ou mesmo para o espaço, o que impossibilitava a recombinação deste elemento com o oxigénio, que permanecia a níveis mais baixos.

Admite-se que este tipo de produção de oxigénio teria cessado ou diminuído drasticamente logo que foi atingido um certo nível de concentração — **nível de equilíbrio**. A partir desta concentração, o próprio oxigénio tende a absorver a radiação activa impedindo, assim, o prosseguimento da fotólise. Segundo alguns autores, esta auto-regulação do teor de oxigénio teve lugar quando se atingiu uma pressão de O₂ cerca de 0,001 da actual.

Uma vez libertado na água, o oxigénio foi transferido e de novo «aprisionado» na sequência de fenómenos de oxidação, em especial sob a forma de óxidos de ferro, como o testemunham as enormes quantidades destes componentes em certos tipos de rochas sedimentares muito antigas e que constituem um considerável reservatório crustal do oxigénio que passou pela atmosfera primitiva.

1.2.1.2 Evolução da atmosfera

É hoje convicção de que a vida mais primitiva bem como as substâncias orgânicas sucessivamente mais complexas que a precederam, surgiram na água em ambientes não oxigenados. Os primeiros organismos heterotróficos devem ter utilizado processos de fermentação para proverem as suas necessidades em energia.

Mercê de uma longa evolução em que a interdependência atmosfera-seres vivos é tida como certa, surgiram organismos com capacidade para elaborar matéria orgânica⁶ directamente a partir dos compostos inorgânicos, isto é, seres autotróficos. Esta conquista do mundo vivo viria a ser decisiva para a evolução do teor de oxigénio na atmosfera, o qual, por sua vez, condicionou toda a evolução da biosfera. A fotossíntese utiliza as radiações solares de baixa energia (espectro visível) libertando, como subproduto, o oxigénio. Supõe-se que certas algas primitivas do tipo das cianofíceas tenham sido os primeiros organismos com capacidade fotossintética. Este processo constitui a sequência de reacções bioquímicas mais importante que ainda hoje ocorre à superfície da Terra, admitindo-se que a maioria do oxigénio livre foi assim gerado.

A presença de carbono orgânico nos sedimentos arcaicos, com 3,7 Ga, permite supor que a fotossíntese já existia nessa altura, provavelmente a par com a fotodissociação inorgânica. Outros testemunhos, embora em terrenos mais recentes, são a existência de **porfirinas** (produtos degradados da clorofila) e a presença de estruturas microscópicas atribuídas a cianófitas no Arcaico da Suazilândia, com cerca de 3000 Ma.

Cálculos recentes, baseados na composição isotópica do carbono em sedimentos precâmbrios da Gronelândia, indicam que o aprisionamento de carbono orgânico nas rochas sedimentares se iniciou mesmo antes dos 3700 Ma. Por outro lado, demonstra-se que certas rochas sedimentares constituem um imenso reservatório de uma parte considerável dos produtos elaborados pela biosfera. Se todo o oxigénio molecular teve origem na fotossíntese, então o teor de carbono orgânico nos sedimentos e a sua variação ao longo das sucessivas séries sedimentares deverão estar relacionados com os valores do conteúdo global de oxigénio livre na atmosfera.

Admite-se que, no Arcaico, há cerca de 3,7 Ga o reservatório total de oxigénio terrestre, incluindo o aprisionado nos minerais oxidados, era já cerca de 80% do valor actual. Este valor, está, no entanto, em desacordo com os testemunhos geológicos — petrológicos e paleontológicos — acumulados, que são reveladores de uma atmosfera muito deficiente em oxigénio até há, pelo menos, 2 Ga.

Assim, até esta altura da história da Terra, a par de um reservatório de oxigénio total muito próximo ao actual, o teor em oxigénio atmosférico (livre, molecular) seria muito reduzido - cerca de 0,1% do actual, segundo estimativas recentes.

Este contraste de níveis, que veio a esbater-se ao longo dos tempos geológicos, aponta para que, nessa altura, todo o oxigénio produzido pela fotossíntese (por organismos aquáticos) devia ser imediatamente fixado pelos sedimentos

⁶ Assim chamada porque, de início, se admitia serem os respectivos compostos elaborados exclusivamente pelos seres ou organismos vivos. Sabe-se hoje que muitas das substâncias ditas orgânicas fazem parte do mundo não vivo, além de que já as podemos sintetizar no laboratório, por via inorgânica, abiótica.

em formação, não se libertando para a atmosfera, isto é, teria passado directamente à litosfera sem ter saído das águas.

Os sulfuretos associados ao vulcanismo, acumulados nos oceanos e as enormes quantidades de iões ferrosos (Fe^{++}) ali chegados, em resultado da erosão e alteração das terras emersas sob acção de uma atmosfera não oxidante (ou redutora) constituíam um potencial redutor enorme, susceptível de fixar todo o oxigénio libertado pelos seres autotróficos. Dos sulfuretos resultaram os sulfatos, de que são exemplo as grandes concentrações de gesso e anidrite no Proterozóico Médio de Greenville (Canadá) e Bitter Spring (Austrália). Os iões ferrosos dos mares antigos geraram, pela mesma via, as importantes, espessas e generalizadas formações ferríferas, em leitos finos e alternantes de sílica e hematite, tão comuns no Precâmbrico, designadas vulgarmente por «**iron banded formations**».

Uma vez que nesta fase da evolução do nosso planeta toda a actividade biológica se processava no seio da hidrosfera, só depois de o conteúdo iónico dos oceanos ter perdido grande parte da sua capacidade para fixar o oxigénio molecular fotossintético, é que este poderá ter começado a escapar-se para a atmosfera. A presença significativa de oxigénio livre na atmosfera, embora com teores ainda baixos, mas já susceptíveis de desencadear fenómenos de oxidação, é testemunhada pelas «**formações vermelhas continentais**», datadas de 2,5 Ga, da Índia, na passagem do Arcaico ao Proterozóico. Trata-se de depósitos detríticos de fácies continental — conglomerados, arenitos e argilitos — de intensa coloração vermelha devido à presença significativa de óxido de ferro (hematite).

Com o aumento gradual desta nova capacidade da atmosfera, a oxidação do iões Fe^{++} passa a fazer-se nos continentes, diminuindo assim o seu fornecimento aos oceanos. Deste modo, teria aumentado o escape de oxigénio para a atmosfera.

É facto assente que a biosfera condicionou a evolução da composição atmosférica, nomeadamente no que se refere ao oxigénio molecular; é também tido como certo que o ritmo desta evolução condicionou a diversificação dos seres vivos e os seus modos de vida. Presentemente, a nossa atmosfera continua a ser controlada pela biosfera.

Não deixa de ser significativo o enorme lapso de tempo (cerca de 3000 Ma) consumido pela evolução biológica antes do aparecimento dos mais antigos metazoários, enquanto toda a evolução posterior, até ao presente, não durou mais de 700 Ma. Admite-se que os seres pluricelulares teriam «aguardado» todo aquele intervalo de tempo até que a atmosfera permitisse a existência de um metabolismo oxidante.

No início da Vida, a existência de oxigénio livre constituiria um elemento desfavorável aos organismos primitivos; com efeito, na falta de enzimas adequadas, que só apareceram muito mais tarde, o oxigénio é letal para as células. Assim, a precipitação das referidas formações ferríferas precâmblicas foi decisiva na manutenção dos baixos níveis de O_2 , permitindo, assim, que muito lentamente os seres vivos se adaptassem, progressivamente, a um metabolismo aeróbio para satisfação das suas exigências energéticas.

O aparecimento dos processos respiratórios deve ter coincidido com o aparecimento de teores de oxigénio livre na atmosfera, da ordem de 1% do valor actual - nível de Pasteur⁷ — o que se julga ter acontecido há 1,5 Ga, idade dos mais antigos fósseis de organismos eucarióticos conhecidos, continuando a desenvolver-se de então para cá. No Proterozóico Superior, entre 1000 e 900 Ma, teve início a reprodução sexuada das células.

O aparecimento dos metazoários ocorreu há cerca de 700 Ma (**fauna de Ediacara**, Austrália). Estes organismos, ainda de corpo mole, mais carentes energeticamente que os seus predecessores, necessitavam certamente de teores de O_2 mais elevados. Tais valores estão estimados em cerca de 3% do valor actual. Por outro lado, a síntese do colagénio, substância complexa necessária à formação das partes esqueléticas dos organismos, só surgiu no final do Precâmbrico, início do Fanerozóico, e exigiu certamente um novo aumento do nível de oxigénio livre.

Considera-se como altamente provável que o aumento da pressão parcial do oxigénio na atmosfera do Precâmbrico tenha conduzido ao aparecimento da respiração nos eucariontes, mais eficiente em termos de energia. Tal aumento de eficiência foi decisiva para a evolução subsequente de todas as formas de vida sucessivamente mais complexas.

Pensa-se que, só quando a atmosfera atingiu uma pressão parcial de oxigénio molecular de cerca de 10% da actual, é que a superfície da Terra começou a estar protegida da radiação ultravioleta solar. As formas de vida, até então subaquáticas, puderam começar a povoar as terras emersas, como sucedeu já em pleno Fanerozóico, no Silúrico, há 425 Ma, com as primeiras plantas terrestres.

A evolução da flora e a sua rápida expansão, que se verificou no Paleozóico superior, deve estar na base do rápido aumento de O_2 na atmosfera, o qual atinge no Carbónico, há cerca de 280 Ma, um nível muito semelhante ao actual, isto é, cerca de 21% da composição global do ar.

É já nestas condições atmosféricas que aparecem os primeiros animais homeotérmicos, há 225 Ma, e as Angiospérmicas, há 150 Ma.

1.2.2 Hidrosfera

A hidrosfera corresponde a uma zona descontínua formada não só pelo conjunto dos mares, mas também por todas as águas do domínio continental, superficiais e subterrâneas, no estado líquido e no estado sólido. Esta geosfera tem, como é fácil de aceitar, interferência primordial em muitos fenómenos globais, tais como os ligados ao clima, ao modelado do relevo, à formação dos sedimentos e à actividade biológica. Chama-se **criosfera** à parte da hidrosfera constituída por água no estado sólido, ou seja, às acumulações de neve e gelo, incluindo o conteúdo aquoso dos solos gelados (*permafrost*).

⁷ Nível de Pasteur — 0,01 da actual pressão parcial de O_2 na atmosfera, ou nível a que se verifica a mudança de metabolismo anaeróbio fermentação, para o aeróbio respiração, em certos organismos.

1.2.2.1 Hidrosfera primitiva

Simultaneamente com a diferenciação da crosta e em consequência da libertação de gases associada à actividade magmática, o vapor de água foi-se acumulando na atmosfera de então, como foi referido atrás.

Porém, logo que as condições de temperatura e de pressão atmosférica o permitiram, teve lugar a condensação do vapor de água de que resultaram as primeiras acumulações de água, naturalmente muito quente, preenchendo de início as áreas mais deprimidas. Tais acumulações devem ter continuado a aumentar em extensão e em profundidade. Os oceanos resultaram, assim, da contínua adição de água saída do interior da Terra, pela via do vulcanismo próprio desses recuados tempos. Toda esta massa de água juvenil conteria em dissolução (ou estaria em contacto íntimo com) produtos da atmosfera mãe, como amónia, metano e outros gases, que tiveram papel fundamental nos fenómenos precursores da biosfera. Estas primeiras águas exerceram erosão e lavagem nas rochas existentes e carregaram-se de catiões de *Na*, *Ca*, *Mg*, etc. O cloro, tão abundante nos mares sob a forma de *NaCl*, seria oriundo do interior do Globo, igualmente libertado, à semelhança de outros gases.

Admite-se que, no decurso da história geológica do nosso planeta, a globalidade do vapor de água libertado do interior da Terra foi mais do que o suficiente para formar toda a água que nos rodeia, isto é, a hidrosfera. Teria bastado uma diminuição da temperatura ambiente abaixo de 374°C (ponto crítico da água) e uma pressão atmosférica de 217 bars para que o vapor de água condensasse.

1.2.2.2 A hidrosfera e a origem dos seres vivos

Os mares quentes primitivos, e em parte contemporâneos da formação da crosta, estariam enriquecidos em certos gases da atmosfera e em substâncias dissolvidas extraídas das rochas preexistentes. Por outro lado, os seus níveis superficiais estariam sujeitos às radiações solares (entre as quais a ultravioleta) aos raios cósmicos e, ainda, muito provavelmente, a descargas eléctricas atmosféricas. Puderam deste modo ter lugar, no seio da água, um sem-número de reacções químicas e consequente formação de grande variedade de moléculas, muitas das quais as dos chamados compostos orgânicos.

Além disto, e tendo em conta os trabalhos experimentais de Oparine, Haldane, Miller e outros, por demais referidos na bibliografia geológica, crê-se que tivessem surgido, assim, certas substâncias como açúcares simples, ácidos gordos, glicerina, aminoácidos e bases azotadas. Estas e outras moléculas, acumuladas nos mares ainda quentes, teriam constituído, talvez, as primeiras fases de um longo caminho: a evolução pré-biológica, também conhecida por evolução molecular, abiótica.

Estes compostos recém-criados ou foram preservados, ou destruídos, ou reedificados ou recombinados, em função do ambiente, no longo intervalo de tempo,

da ordem de algumas centenas de milhões de anos, que antecedeu a aparição dos primeiros seres vivos. Este tipo de fenómenos conduziu à génese de substâncias sucessivamente mais complexas, podendo certos minerais como as argilas ter contribuído para a formação de moléculas assimétricas, características dos seres vivos.

Nesta linha evolutiva, em condições ainda pré-bióticas ter-se-iam formado espontaneamente agregados de moléculas (do tipo **coacervados**, **microgotas** ou **microferas**) com capacidade de auto-organização dos seus constituintes. Estes agregados têm sido aceites como prefigurações das células vivas e, como tal, designados por **eobiontes** ou **protobiontes**. Com efeito, constituíram unidades individualizadas com membranas rudimentares, que permitiram trocas selectivas entre o interior e o meio e exerceram uma actividade que se teria aproximado, cada vez mais, da dos primeiros organismos heterotróficos, podendo crescer e dividir-se.

Foi assim que, no seio dos oceanos e no decurso de centenas de milhões de anos, se foram esbatendo as diferenças que separam o mundo inorgânico das rochas e dos minerais do chamado mundo vivo.

A atmosfera não continha ainda oxigénio em quantidade suficiente para destruir (por oxidação) as moléculas orgânicas, que teriam acabado, sempre na mesma linha da complexidade crescente, por adquirir capacidade de regular a informação genética, isto é, o modo como os aminoácidos terão começado a controlar a síntese proteica.

Lentamente os já então seres vivos primitivos foram adquirindo cada vez mais eficiência no uso da energia, primeiro por fermentação, depois por fotossíntese e, finalmente, por respiração. Só após a aquisição da última destas capacidades a Vida pôde sair do ambiente que lhe permitiu a origem — a hidrosfera.

1.2.3 *Biosfera*

Por **biosfera** entende-se o conjunto ou a totalidade dos seres vivos, bem como de toda a matéria orgânica por eles elaborada, que não tenha sido decomposta. Por exemplo, pertence à biosfera, também, o húmus dos solos, a madeira dos móveis e utensílios do nosso dia-a-dia, o papel em que escrevemos, etc. Já a não integram, por exemplo, os carvões fósseis, ainda que sejam o resultado da incarbonização de vegetais que existiram no passado. Esses derivados dos seres vivos passaram para o domínio da litosfera e fazem parte de ambientes petrogenéticos muito bem delimitados dentro do ambiente sedimentar com menor ou maior evolução diagenética.

A biodiversidade, expressão de uso relativamente recente e frequente entre a comunidade científica envolvida nos problemas da conservação da natureza, exprime a imensa multitude de diferentes indivíduos (espécies, subespécies, variedades, raças, etc.) que constituem o mundo vivo, isto é, a biosfera.

O Homem faz parte da biosfera e aí ele é apenas mais uma espécie no seio da imensa biodiversidade. E, pelo facto de estar no topo dessa complexa rede de

cadeias (em virtude das suas faculdades intelectuais), as suas capacidades de intervenção nos processos naturais, biológicos e geológicos são muito grandes. Pelas mesmas razões, as suas responsabilidades são máximas no curso da Natureza onde chegou tarde e onde, em tão pouco tempo, já causou danos sensíveis e irreparáveis.

Entre os principais constituintes químicos da biosfera encontram-se carbono, hidrogénio e oxigénio além de, em menores quantidades, azoto, enxofre, fósforo, etc. Tais elementos vêm-lhe de outras geosferas: atmosfera, hidrosfera, litosfera e até do manto⁸. Fixados ao nível dos seres vivos, noutros tipos muito particulares de estruturas químicas, formam a chamada matéria orgânica por eles elaborada, na maior parte, a expensas da energia radiante do Sol. Estas substâncias podem ser recicladas vezes sem conta entre os diversos seres, por exemplo, ao longo das cadeias alimentares, saindo para outras geosferas sempre que decompostas. É o que se passa, por exemplo, com a libertação para a atmosfera do vapor de água e do dióxido de carbono da respiração pela combustão da glicose ao nível das nossas células. Da atmosfera à hidrosfera e destas entre si ou, novamente, à biosfera ou à litosfera (na sedimentação das partes esqueléticas) as possibilidades são imensas.

Os limites da biosfera, muito difusos, não são possíveis de uma figuração geométrica. Todavia, entre os níveis mais elevados da troposfera e as grandes profundidades oceânicas, as formas da vida, embora de modo disperso, ocupam todos os ambientes exteriores e todas as latitudes do planeta. Em suspensão ou voando nos ares, nas altas montanhas, nos mares, nos rios e nos lagos, nas paisagens desérticas e geladas da Antárctida, nos desertos tórridos mais áridos, ou nos fundos abissais em associação a fontes hidrotermais submersas, a vida tem encontrado sempre maneira de se adaptar aos diversos ambientes, usando as estratégias mais variadas e engenhosas conseguidas ao longo de milhões e milhões de anos de ensaio e erro, em que as leis da física e o acaso foram os principais actores.

1.3 A terra

1.3.1 *Forma e dimensões*

É do domínio comum a forma aproximadamente esférica do globo terrestre. Entre as várias provas desta quase esfericidade, as mais espectaculares são, sem dúvida, as fotografias obtidas por satélites artificiais, sondas e naves espaciais automáticas ou tripuladas, amplamente divulgadas.

Devido ao movimento de rotação e à conseqüente acção centrífuga, a Terra não é perfeitamente esférica. O seu raio polar é de 6353,912 km e o raio equatorial, de 6378,388 km. Tal diferença, de apenas cerca de 24 km em mais de 6300 km, permite aproximá-la de um elipsóide de revolução de muito pequeno achatamento (1/293).

O estudo da gravidade terrestre, condicionada pela atracção exercida pela massa da Terra e pelo efeito centrífugo produzido pela sua rotação, permite

⁸ Não esquecer que o dióxido de carbono e a água são produtos, em princípio, diferenciados, do interior da Terra (do manto) através do vulcanismo.

definir superfícies de igual valor daquela variável. Uma destas prolongaria o nível médio das águas dos oceanos, se não houvesse outros factores que localmente a perturbam. Esta superfície teórica define o chamado **geóide**. O geóide é, pois, uma superfície irregular, a que corresponde uma expressão matemática complexa. Para determinados fins utiliza-se uma outra superfície teórica simples e a mais próxima possível do geóide. Trata-se da superfície de nível zero utilizada como referência em altimetria e batimetria.

Em termos muito aproximados, o volume da Terra (**VT**) cifra-se em $1,083 \times 10^{27} \text{cm}^3$ e a sua massa (**MT**) em $5,976 \times 10^{27} \text{g}$ (com o recurso de dados astronómicos). Sabido que a densidade é numericamente igual à massa específica, a razão **MT/VT** fornece-nos 5,52 para aquela grandeza.

1.3.2 *Fisionomia*

Numa primeira abordagem da fisionomia externa do nosso planeta, exclusão feita à complexa e descontínua cobertura de nuvens tão divulgadas nas imagens obtidas do espaço, a nota dominante do «Planeta Azul» é a dualidade continentes-oceanos, na proporção, de há muito estabelecida, de um para três (1/3) e com a configuração de todos conhecida.

Os continentes, na concepção geográfica tradicional de vastas terras emersas, não coincidem nos seus limites com os continentes entendidos no sentido geostrutural, ou seja, com as porções de crosta continental, sílica. Estas são mais vastas e compreendem ainda as áreas marginais submersas, geralmente correspondentes às chamadas plataformas continentais, isto é, ao substrato crustal dos mares epicontinentais.

Do mesmo modo e em contrapartida os oceanos, no sentido habitual de conjunto dos mares, são mais vastos do que as respectivas bacias oceânicas, isto é, as áreas mais deprimidas do planeta, a que corresponde a crosta oceânica, de contornos e morfologia só verdadeiramente conhecidos nas últimas décadas, na sequência do desenvolvimento da Geologia Marinha, disciplina recente e da maior importância entre o conjunto das Ciências da Terra.

No que se refere às áreas emersas dos continentes, os traços fundamentais do relevo são consequência imediata da interferência das acções geodinâmicas internas com as devidas aos agentes externos, amplamente condicionadas pelo factor tempo.

Como consequência dos efeitos modificadores do relevo devidos a acções internas destacam-se as grandes cadeias montanhosas recentes, formadas no essencial por terrenos sedimentares mesocenozóicos intensamente pregueados, com cavalgamentos e carreamentos, a que se associam fenómenos de metamorfismo e de magmatismo de maior ou menor magnitude. Estas cadeias estão ligadas às grandes cinturas orogénicas mesogea (Mediterrâneo) e peripacífica, definindo faixas do globo sujeitas a esforços compressivos. Delas são

exemplo os Pirenéus, os Alpes, os Himalaias, as Montanhas Rochosas, os Andes, ou a serra da Arrábida em Portugal. De origem interna são, igualmente, todos os sistemas de edifícios vulcânicos associados ou não a estas cadeias ou constituindo a maioria das ilhas dispersas no interior do domínio oceânico, desenhando conjuntos condicionados pela tectónica de placas em curso, como sejam as dorsais oceânicas, os arcos insulares e outros de geometria mais problemática.

Consideram-se ainda, entre os acidentes morfológicos devidos a acções internas, as grandes depressões alongadas (riftes intracontinentais) como é o caso da chamada região dos Grandes Lagos, no Nordeste Africano. Estas depressões correspondem, no geral, a faixas sujeitas a esforços distensivos, podendo nalguns casos ser consideradas como embriões de oceano. O Mar Vermelho, por exemplo, representa um estadio mais avançado deste tipo de estruturas.

Existem, ainda, outras formas de relevo (positivo) de origem tectónica mas com carácter regional e local, com expressão proporcional à respectiva escala. É o caso de acidentes de tipo «**horst**» ou grandes blocos de terreno elevados entre falhas, mais ou menos imponentes, como, por exemplo, a impropriamente chamada Cordilheira Central Ibérica, representada em Portugal pelas serras da Estrela e da Lousã. Aos «horsts» opõem-se os «**graben**», coincidentes com os blocos deprimidos, no mesmo tipo de tectónica de movimentação vertical, local, da crosta.

Subidas ou descidas ditas **epirogénicas** das massas continentais e ou deformações de diversas causas nos fundos das bacias oceânicas são outras explicações para a modificação da fisionomia da Terra, quer alterando as topografias, quer fazendo variar o traçado geral dos litorais. Ainda outras variações do nível geral dos oceanos, ditas **eustáticas**, como as resultantes das oscilações glaciárias verificadas durante o Quaternário (glacio-eustatismo) são responsáveis pelo mesmo tipo de modificações dos litorais, particularmente conhecidas neste período, com sucessivos testemunhos de períodos glaciários e interglaciários, a que corresponderam, respectivamente, acentuadas descidas (por exemplo, sobrecavamentos do troço terminal dos vales fluviais) e subidas do nível médio do mar (praias levantadas).

Ao contrário dos acontecimentos de carácter endógeno referidos atrás, as acções modificadoras do relevo terrestre desenvolvidas pelos factores ligados à atmosfera, à hidrosfera e à biosfera utilizam energia exterior ao planeta, como se disse, praticamente toda ela oriunda do Sol, sob a forma de radiação electromagnética. As interdependências destes três domínios são múltiplas e complexas pelo que não é possível tratar separadamente as acções relacionadas com cada um deles.

Destas interacções resultam a alteração das rochas, a erosão e o transporte dos respectivos materiais, a que se segue a sedimentação nas zonas mais deprimidas, e que conduzem à constante transformação da paisagem física. As acções da chuva, dos rios, dos ventos, dos gelos, das vagas, etc., são por demais conhecidas como modeladoras do relevo da Terra e fácil se torna reconhecer nestes agentes as participações mais ou menos directas do ar, das águas e dos

seres vivos. Quanto a estes últimos, tem particular interesse a cobertura vegetal, como reguladora, entre outros, dos processos de alteração e de erosão.

A influência destas três geosferas é ainda evidente nas interfaces que estabelecem com a litosfera, ao nível dos processos químicos e bioquímicos que aí ocorrem e de que os solos são exemplo elucidativo. São evidentes os papéis da água (na hidratação, na dissolução e na hidrólise de certos minerais), do oxigénio (nas oxidações de outros), do dióxido de carbono (no ciclo dos calcários), dos seres vivos e, em particular, dos vegetais, na regulação da composição atmosférica e na elaboração de substâncias orgânicas ao nível do solo, que, por seu turno, interferem na alteração dos minerais das rochas etc. Finalmente, não deve esquecer-se a participação de certos seres vivos nos sedimentos, nomeadamente na acumulação e na edificação das chamadas rochas sedimentares biogénicas, como é o caso de certos calcários.

O condicionalismo climático no tipo de evolução do relevo torna-se, assim, evidente. É um facto que, em linhas gerais, existe paralelismo entre a zonalidade climática e os grandes tipos de modelado. Daí, por exemplo, o uso de expressões como «sistemas morfoclimáticos», «modelado glaciário», «modelado das regiões subáridas», etc., que reflectem bem a importância do referido condicionalismo. Mas há outros factores condicionantes da paisagem física e, portanto, da fisionomia da Terra. São os ligados à natureza litológica e estrutural, intervindo sobretudo em aspectos de pormenor, o que permite a existência de uma correlação estreita entre a forma do relevo e a respectiva natureza geológica, bem conhecida e utilizada em fotogeologia⁹.

Um outro aspecto ainda a ter presente é o que se liga ao problema da herança, isto é, a configuração do relevo aceite como ponto de partida para uma dada evolução geomorfológica, num determinado ambiente climático. É fácil aceitar que uma qualquer paisagem actual evoluiu sob determinados parâmetros climáticos passados, tendo atingido uma expressão de relevo compatível com eles. Essa configuração funciona como ponto de partida para a evolução que presenciamos nos dias de hoje sob as actuais condições ambientais. Por exemplo, as áreas elevadas da serra da Estrela evoluem actualmente numa situação em que as chuvas e as águas correntes exercem um papel fundamental, sobrepondo-se a um modelado glaciário que ali se estabeleceu nos últimos tempos do Quaternário, há cerca de 18 000 anos, durante a glaciação Wurm. Por seu turno, os antigos vales glaciários, ainda hoje em grande parte ali reconhecíveis, devem ter aproveitado anteriores vales fluviais, modificando-lhes a primitiva configuração.

Em traços muito largos, e sem que se refiram as particularidades próprias das regiões situadas nas diferentes zonas climáticas, o domínio continental exhibe grandes extensões aplanadas de terrenos muito velhos que, embora pregueados por antigas orogenias, se encontram, de há muito, arrasados e estabilizados. Estas vastas áreas correspondem aos escudos precâmbrios e às plataformas paleozóicas, no geral, elevados em bloco por movimentos verticais (epirogénicos) de reajustamento isostático. São exemplo destas situações as vastíssimas superfícies planálticas à escala dos continentes. No seu interior

⁹ Esta técnica permite um razoável conhecimento da geologia de uma dada região pela interpretação do relevo observável em pares estereoscópicos de fotografias aéreas (na vertical) dessa região. Com grande interesse em cartografia geológica, esta técnica rapidamente passou a ter uso de rotina entre os geólogos.

ocorrem, por vezes, vestígios de cadeias montanhosas resultantes de orogenias paleozóicas menos antigas (como a Hercínica e a Caledónica), algo degradadas, mas ainda perfeitamente desenhadas, testemunhando a existência de antigas faixas geotectónicas compressivas ou orógenos (Apalaches, Urais, etc.). Finalmente, nas regiões de crosta jovem, pós-paleozóica, situam-se as cadeias mais modernas, ligadas ao ciclo alpino, já referidas.

Importa insistir na influência do factor tempo na configuração geomorfológica. Se atendermos à imensidade do tempo geológico torna-se mais acessível visualizar na paisagem a acção dos agentes internos, geradores primários de relevo, bem como a dos agentes externos, como a erosão que, não obstante se nos afigurarem de relativa lentidão à escala da vida humana, exercem os efeitos modeladores que todos constatamos. Pense-se, a título de mero exemplo, no encaixe por erosão de um vale fluvial como o do rio Douro, para não falar da impressionante grandiosidade de um «Grand Canyon», no Colorado, ou de um «Monument Valey», no Arizona, ambos nos Estados Unidos da América.

Embora nos impressione o vigor do relevo, sobretudo nas áreas montanhosas, ou o conhecimento que temos das grandes profundidades de certas zonas oceânicas, a verdade é que estas «rugosidades» são quase imperceptíveis à escala do globo. Basta considerar que entre o relevo mais alto (Everest, 8848 m) e uma das suas fossas mais profundas (junto das Ilhas Marianas, cerca de 11 km) existe um desnível de aproximadamente 20 km, o que corresponde apenas a 0,3% do raio da Terra.

Procurando visualizar o que acima se apresenta, reduza-se a Terra a uma circunferência de 20 cm de diâmetro, traçada com um compasso de ponta fina. Nesta escala, a rugosidade referida, os cerca de 20 km, cabem na espessura do traço.

A **curva hipsobatimétrica** de Holmes, (fig. 1.4) também conhecida por **curva hipsográfica**, permite dar uma ideia da distribuição relativa das áreas emersas e imersas, além de que dá uma boa visão das percentagens relativas das áreas compreendidas entre determinados limites de altitude ou de profundidade. Em ordenadas, figura uma escala vertical entre + 8,848 km e - 11,035 km e, em abcissas, uma escala de 0 a 100 relativa a percentagens da superfície terrestre.

Neste diagrama lê-se que aos 29% de terras emersas se opõem 71% de mares; pode deduzir-se a altitude média dos continentes (cerca de 800 m) e a profundidade média dos oceanos (3750 m) e pode, ainda, visualizar-se a exiguidade das terras de altitude superior a 3000 m, por exemplo.

No domínio submerso individualizam-se várias zonas separadas por rupturas de declive. A **plataforma continental**, prolongamento dos continentes sob o nível do mar, não ultrapassando geralmente os 200 m de profundidade. Após uma ruptura de declive, segue-se um troço de acentuado declive, correspondente ao **talude** ou **vertente continental**, que marca aproximadamente o limite das massas continentais. Este declive termina de encontro a um troço muito menos inclinado, que representa o conjunto das grandes **bacias oceânicas**. O gráfico põe ainda em evidência a reduzida área correspondente às **fossas abissais**, situadas abaixo dos 6000 m.

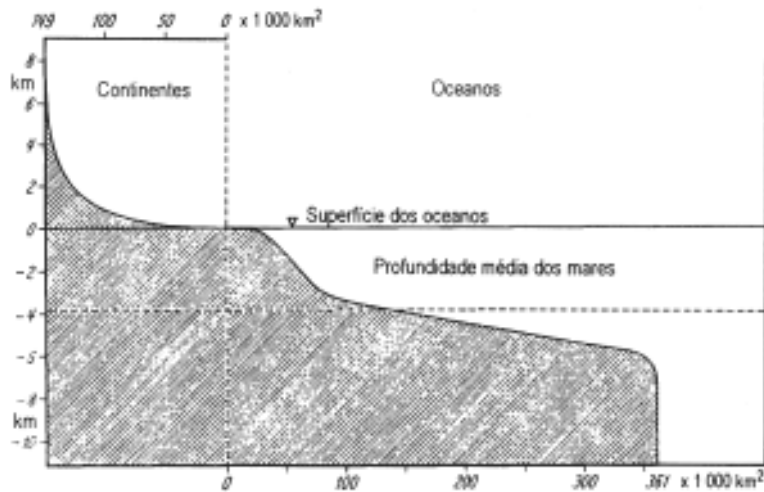


Figura 1.4 – Curva hipsobatimétrica de Holmes.

Atividades 1.4

1. Procure seriar por ordem cronológica as diferentes geosferas. Justifique a resposta.
2. Estando o nosso satélite sujeito, como a Terra, à radiação solar, explique a razão pela qual a fisionomia selenita não exhibe os aspectos morfológicos atribuíveis no nosso planeta à chamada geodinâmica externa.
3. Porque são tão raras na Terra as marcas de impacto meteorítico (crateras) que caracterizam a morfologia lunar ou a de Mercúrio?

Página intencionalmente em branco

2. A alteração das rochas e os solos

Objectivos de aprendizagem

- . Justificar a inclusão da morfogénese no conjunto dos processos supergénicos.
- . Inter-relacionar a morfogénese com a pedogénese e com a biogénese.
- . Relacionar factores, processos e condicionalismos próprios da alteração das rochas.
- . Interpretar em termos de zonalidade climática os diferentes grandes tipos de alteração.
- . Justificar a importância do solo na biosfera.
- . Justificar a importância de diversos condicionalismos (geográficos, climáticos, geológicos, topográficos, biológicos, etc.) nos agentes modeladores do relevo.
- . Explicar a relação existente entre a modelação do relevo e a sedimentogénese.

A **morfogénesis** pode entender-se como o conjunto dos fenómenos naturais¹ modeladores da configuração da paisagem física da Terra. O seu estudo constitui parte importante da disciplina referida como **Geomorfologia**, que tem por preocupação a descrição e interpretação da fisionomia, constantemente mutável, deste nosso planeta.

Ao contrário da Lua, sua velha companheira no sistema solar cujo rosto permanece imutável há mais de 3000 Ma, a Terra tem vindo desde sempre a mudar a sua face não só a nível das transformações endógenas (expansão dos oceanos, deriva dos continentes, orogenia, etc.) como das exógenas. É neste último contexto que decorre a morfogénesis como um dos importantes processos geológicos, ao lado da **pedogénesis** (formação dos solos), da **biogénesis** e da **sedimentogénesis**, com as quais estabelece interacções múltiplas e complexas, em especial com a última.

Tanto assim é que, de há umas décadas a esta parte, a investigação em geomorfologia não dispensa o recurso ao estudo dos sedimentos correlativos, mediante técnicas próprias da sedimentologia. A morfogénesis, a pedogénesis, a biogénesis e a sedimentogénesis estão reunidas num conjunto mais vasto a que se dá o nome de **supergénesis**.

Os agentes geodinâmicos externos são todos os que intervêm na alteração das rochas, na formação e evolução dos solos, na erosão, no transporte e subsequente sedimentação dos materiais produzidos nas fases antecedentes, sem esquecer o seu concurso indispensável na biogénesis, com a qual estes processos interagem a vários níveis de intensidade relativa e de complexidade. São exemplos destes agentes a água, o ar, os seres vivos e as variações de temperatura que actuam segundo diversos mecanismos e integrados em determinados processos que dependem das condições naturais prevalecentes, quer químicas, quer físicas. Nestas últimas merecem particular destaque as de ordem dinâmica.

Do ponto de vista químico, a água promove reacções de hidrólise com certos minerais das rochas e participa em múltiplas reacções bioquímicas, em especial as que decorrem ao nível das raízes das plantas ou as que são promovidas pela actividade de micro-organismos. Fisicamente a água actua por dissolução, por aumento de volume sempre que há congelação nas fissuras de minerais ou de rochas, desagregando; sob o ponto de vista dinâmico participa significativamente no transporte, arrastando detritos e substâncias dissolvidas, e na sedimentação, facultando, por perda de competência, a imobilização dos detritos maiores, a decantação dos materiais em suspensão e a precipitação das substâncias em solução. Ainda do ponto de vista dinâmico e no estado sólido a água tem um papel importante ao nível dos glaciares onde quer que o clima, por razões de latitude ou de altitude, permita a sua presença e actuação.

O ar em movimento, isto é, o vento, mantém a circulação atmosférica das massas de ar diferentemente aquecidas, com todas as consequências daí decorrentes, reconhecíveis nas diversas zonas climáticas distribuídas em torno do nosso planeta. Por outro lado, em casos particulares, como acontece, por exemplo, nas regiões desérticas, exerce acções de erosão (corrosão e deflação

¹ Em consequência da civilização dos nossos dias começa a ter efeitos cada vez mais sensíveis no modelado da paisagem física. São as chamadas acções antrópicas que tendem a agravar-se com o progresso.

eólicas), de transporte e de sedimentação; do ponto de vista químico importa salientar o papel dos gases que o compõem, quer permitindo a actividade fotossintética através do dióxido de carbono e do papel deste componente na génese de rochas tão abundantes como os calcários, quer na oxidação de alguns minerais, por acção do oxigénio livre.

No que se refere às variações de temperatura, a sua influência está conjugada com a dos restantes agentes externos. Com efeito, a temperatura ambiente condiciona o estado físico da água, regula a circulação atmosférica e intervém de forma determinante na biosfera, na hidrólise, na sedimentação, etc.

Ao contrário da orogénese e de outras manifestações endógenas (por exemplo, a elevação de um «horst» ou a formação de um cone vulcânico) que constroem relevo, pela positiva, edificando-o, a morfogénese preocupa-se com a sua modelação, «esculpindo-o», isto é, desgastando-o por acção dos agentes erosivos a que se segue o transporte e subsequente deposição e acumulação nas zonas propícias a tal, as bacias sedimentares.

O modelado resulta sempre no desgaste dos acidentes morfológicos mais salientes, arrasando-os, e na redução por enchimento (sedimentação) das áreas deprimidas, seja uma simples poça de água no terreno ou uma imensa bacia oceânica. O binómio erosão/sedimentação conduz à redução dos desníveis geomorfológicos. Especulando, poderia acrescentar-se que se não ocorressem acções construtivas endógenas (e isso acontecerá sempre, enquanto o interior da Terra dispuser do imenso reservatório de energia térmica no seu interior) a face do planeta, mesmo ao nível dos continentes tenderia, teoricamente, para a superfície de revolução próxima da da esfera, o já referido geóide, em consequência de uma realidade física intrínseca a toda a matéria do Universo — a **gravidade** — e que, neste local do Cosmos em que vivemos, constitui o campo gravítico da Terra.

Enquanto à superfície dos líquidos o equilíbrio de quaisquer desníveis é rapidamente repostado em obediência ao gradiente gravítico, ao nível das terras emersas, sólidas, as irregularidades da superfície, isto é, o relevo, embora sujeito ao mesmo campo de forças, está longe da regularidade do geóide. A coesão dos materiais rígidos, que são as rochas, e o atrito dificultam grandemente a regularização daquela superfície. À escala da vida humana os reajustamentos ditos isostáticos são imperceptíveis, no entanto, a tendência existe e os processos, embora muito lentamente, estão activos. A erosão e a sedimentação assim o testemunham. Quanto mais vigoroso é o relevo, mais intenso e rápido é o efeito das acções erosivas e mais energia é posta em causa no transporte dos materiais, bem reflectida, por exemplo, na maior competência das águas fluviais nas áreas montanhosas. Contrariamente, nas regiões baixas e aplanadas a erosão é mínima, a capacidade de transporte reduz-se consideravelmente, podendo, em certos casos, anular-se. Nestas áreas, maiores ou menores, prevalece a deposição dos materiais carreados, isto é, ocorre sedimentação.

No desenvolvimento deste tema serão abordados, sucessivamente, os principais processos geodinâmicos externos pela mesma ordem da sua actuação na natureza. Ver-se-á que, também aqui, o estabelecimento de fases não pode ser rígido, pois que os fenómenos se interligam e sobrepõem de modo geralmente complexo.

Por exemplo, uma corrente de água animada de certa energia e num determinado local pode arrancar partículas de certa dimensão, transportar outras ou permitir a deposição de outras maiores, para as quais deixa de ter competência de transporte. Vê-se, assim, que um mesmo agente pode exercer simultaneamente acções de erosão, de transporte e de sedimentação, tudo dependendo dos parâmetros físicos em jogo, os do agente e os das partículas envolvidas.

As variáveis que condicionam tais modificações de comportamento são numerosas e também elas complexas. No caso de uma torrente, tais variáveis são, entre outras, a velocidade de escoamento, densidade e viscosidade do fluído, a carga sólida e a dimensão dos detritos em trânsito, a natureza, granularidade e coesão das rochas que constituem o leito, etc. Por outro lado, a primeira daquelas variáveis depende, por sua vez, do caudal, da forma do leito, do declive, etc.

2.1 Alteração das rochas (meteorização)

Mesmo antes da exposição aos agentes externos, na sequência de fenómenos que as fazem ascender e, subseqüentemente, aflorar, as rochas sofrem modificações à medida que se elevam das zonas profundas onde se geraram, que correspondem a fases progressivas de adaptação a ambientes sucessivamente mais próximos das condições físico-químicas da superfície, isto é, pressão e temperatura relativamente baixas, presença de água, de oxigénio, de dióxido de carbono, etc.

A **alteração das rochas**, (fig. 2.1) usada como sinónimo de **meteorização (intemperismo**, dos autores brasileiros) diz respeito às modificações causadas nestas pelos agentes externos, sobretudo os relacionados com as condições de humidade e de temperatura ambientais. À alteração das rochas segue-se, muitas vezes, a formação de solos nos quais o processo se continua. Nesta fase, dita **pedogenética**, uma capa mais ou menos espessa da rocha inicial revela um certo estado de desagregação e de ocupação vegetal e animal próprias, o chamado **húmus**, e, conseqüentemente, é sede de uma actividade bioquímica particular.

Neste conjunto de fenómenos, os minerais primários das rochas tendem a adaptar-se ao novo ambiente próprio da superfície. Desencadeiam-se ou aceleram-se certas transformações tendo como principal fonte de energia o Sol. Surgem assim novos minerais, por essa razão designados **secundários**, ou de **neoformação**.

A Terra recebe, proveniente do Sol, um total de cerca de $1,7 \times 10^{14}$ kW de energia por ano, da qual cerca de metade é reflectida para o cosmos e a outra absorvida pela atmosfera e pela superfície da Terra. É esta energia que, como é sabido, está na base da zonalidade climática do Globo e, em particular, dos ventos, das precipitações atmosféricas, das variações de temperatura e, conseqüentemente, das características de ocupação vegetal e animal. Tais factores, que, como se vê, estão bastante interligados, são altamente condicionantes, entre outros, dos fenómenos de alteração.



Figura 2.1 – Aspecto geral da meteorização: a rocha firme vai-se transformando gradualmente de baixo para cima em solo detrítico não consolidado.

A meteorização é pois o resultado das acções externas sobre as rochas expostas à superfície. Assim, depende das características e intensidade daqueles factores, do tipo das rochas e do tempo decorrido. Por outras palavras: para uma dada rocha, num determinado intervalo de tempo, a alteração depende do tipo e da intensidade dos agentes externos, em especial dos relacionados com o clima, isto é, a pluviosidade e a temperatura.

2.1.1 *Factores, processos, condicionalismos*

2.1.1.1 Susceptibilidade das rochas à alteração

Observa-se frequentemente que, para o mesmo ambiente climático ocorrem diferenças sensíveis no que toca à alteração das rochas. Tal diferença de comportamento é devida a factores intrínsecos à própria natureza das diversas rochas.

Interessa aqui focar, em especial, as rochas eruptivas e metamórficas posto que são estas as naturalmente mais vulneráveis às condições ambientais da superfície, uma vez que os ambientes para os quais elas estão em equilíbrio são bem diferentes, como já foi referido atrás. Pelo contrário, as rochas sedimentares são menos vulneráveis à meteorização, dado que o seu conteúdo mineralógico detrítico é, já de si, o resíduo de uma alteração prévia e, portanto, passível de certa estabilidade. Por outro lado, os seus minerais de neoformação são, naturalmente, estáveis nas condições superficiais.

A superfície dos continentes expõe aos efeitos da alteração os seguintes tipos principais de rochas, expressas em percentagem de área:

Xistos	52%
Arenitos	15%
Granitos e granodioritos	15%
Calcários e dolomitos	7%
Basaltos	3%
Outras rochas	8%

das quais cerca de 75% são sedimentares e só 25% reúnem o conjunto das eruptivas e metamórficas.

Nestes tipos litológicos o número de minerais significativos é bastante reduzido, os quais encerram na sua constituição um pequeno número de elementos químicos que são, afinal, os elementos ditos maiores e que representam o essencial da constituição da crosta (*O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti*).

Assim, as espécies minerais significativas das rochas referidas, sujeitas à meteorização, distribuem-se segundo a ordem de importância:

Feldspatos	30%
Quartzo	28%
Minerais argilosos e micas	18%
Calcite e dolomite	9%
Óxidos de ferro	4%
Piroxenas e anfíbolas	1%
Outros	10%

Nestes termos, o problema da vulnerabilidade das rochas à meteorização reside principalmente na maior ou menor estabilidade dos seus minerais, embora outros factores inerentes às rochas possam ser minimizados, como é o caso da textura, da porosidade e do grau de fissuração das rochas, aspectos que não cabe aqui aprofundar.

Na susceptibilidade dos minerais à alteração reconhecem-se factores com influência significativa:

a) Tipo de ligação — No caso dos silicatos, as ligações mais comuns são a **covalente** e a **iónica**. À primeira, a mais forte das ligações químicas, devem os minerais certas propriedades, tais como, grande insolubilidade e estabilidade; os minerais que a possuem em grau elevado são, pois, muito estáveis.

As ligações iónicas são mais fracas e a sua presença aumenta a vulnerabilidade dos minerais à meteorização. A existência de clivagem nas micas, nas piroxenas, nas anfíbolas, ou nos feldspatos, são consequência da existência de ligações iónicas fracas, entre unidades estruturais, mais estáveis, com ligações covalentes.

O tipo de ligação que se estabelece entre os diferentes elementos químicos é função da posição que ocupam no quadro da distribuição periódica dos elementos. Os elementos do mesmo grupo ou de grupos contíguos apresentam entre si ligações predominantemente covalentes. Entre elementos de grupos afastados (alcalinos ou alcalino-terrosos com os halogénios ou com o oxigénio, por exemplo) estabelecem-se ligações essencialmente iónicas. Nas situações intermédias as ligações que se estabelecem têm carácter simultaneamente iónico e covalente. Foi Pauling (1948) quem estabeleceu a proporcionalidade dos caracteres iónico-covalentes em termos quantitativos a partir da noção de electronegatividade. Por exemplo, a ligação entre o silício e o oxigénio é 50% iónica e 50% covalente; entre o alumínio e o oxigénio é de 63% iónica e 37% covalente; entre o sódio e o oxigénio é de 80% iónica e 20% covalente.

Assim, e atendendo à maior fragilidade da ligação iónica, é fácil compreender a razão pela qual o grau de alterabilidade aumenta na sequência quartzo — feldspato alcalino — feldspato cálcico — feldspatóide. Com efeito, a relação Al/Si aumenta do quartzo para o feldspatóide, o que significa que o número de ligações $Si-O$, relativamente ao número de ligação $Al-O$, diminui no mesmo sentido. Por outro lado, a presença de iões alcalinos e alcalino-terrosos faz diminuir ainda mais a percentagem do carácter covalente das ligações e, portanto, aumentar a susceptibilidade à meteorização.

b) Potencial de ionização — Além da maior fragilidade das ligações próprias aos catiões mono e bivalentes, a presença destes é, ainda, factor que aumenta a vulnerabilidade à meteorização. Com efeito, são estes os elementos que mais facilmente entram em solução, visto possuírem fraco potencial de ionização. (Energia necessária a um dado elemento para que se transforme no correspondente ião, num determinado estado de valência). A velocidade de solubilização dos catiões varia inversamente aos respectivos potenciais de ionização, cujos valores para os elementos mais comuns nos silicatos aumentam segundo a ordem $Mg, K, Na, Ca, Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}$ e Si . Assim se compreende, por exemplo, a maior resistência do quartzo relativamente aos outros silicatos.

c) Oxidação espontânea do ferro ferroso — Outro factor importante a considerar na vulnerabilidade dos minerais à alteração supergénica é a presença de ferro ferroso que, no ambiente da superfície, tende a oxidar-se, passando espontaneamente a ferro férrico com as consequentes variações de raio iónico, de potencial de ionização, de electronegatividade, etc. Tais variações afectam o equilíbrio da rede cristalina e acarretam o aumento da instabilidade da estrutura primária. De facto, como se tem verificado quer experimentalmente, quer pela observação, os minerais ferromagnesianos são os mais rapidamente destruídos no decurso da meteorização.

d) Potencial iónico — Um outro factor susceptível de correlacionar a vulnerabilidade dos minerais à alteração é o potencial iónico, que se define, para cada ião, pela razão entre a carga e o raio iónico (Z/r), (fig. 2.2).

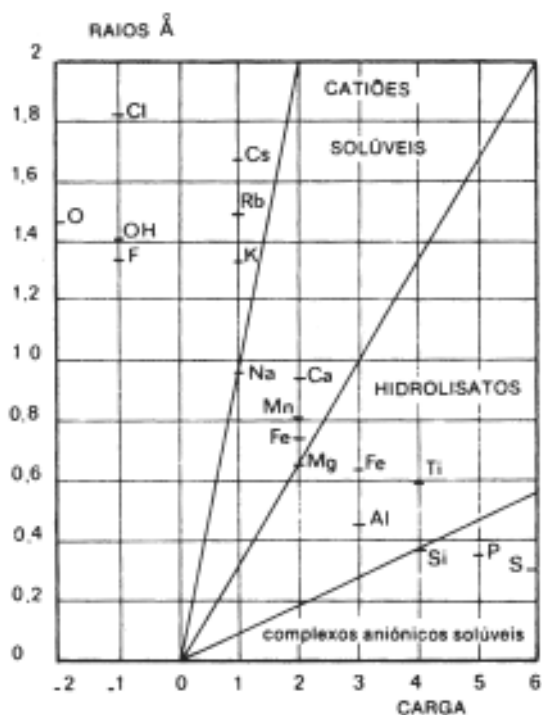


Figura 2.2 – Raios e cargas iônicas.

Quanto maior for esta razão, maior é a acção do campo criado à sua volta por aquelas cargas. No seio da água os iões podem polarizar à sua volta maior ou menor número de moléculas de água, de acordo com o respectivo potencial iónico. Origina-se, assim, um ião hidratado de maior diâmetro, devido ao volume de moléculas de água que o rodeiam. Nestas condições, o alumínio, cujo potencial iónico é de 5,8 e V (electrão-Volt) possui na água um volume aparente 730 vezes maior do que no cristal. Ao contrário, o potássio, de grande raio iónico e de pequena carga, caracteriza-se por pequeno potencial iónico (0,75 e V); desenvolve à sua volta um campo muito fraco não se fazendo rodear de moléculas de água e não aumentando, praticamente, de volume. Assim, o potássio, que no cristal é cerca de 70 vezes maior do que o alumínio, em solução é cerca de 10 vezes mais pequeno; à maior facilidade de evacuação do potássio da rede cristalina acrescenta-se a maior velocidade de solubilização, própria deste elemento.

e) **Energia de formação** — A estabilidade de um composto pode avaliar-se pela energia necessária à sua síntese. Considerando os silicatos como associações de óxidos, pode avaliar-se, aproximadamente, a sua estabilidade pelo conhecimento que se tem da energia necessária para sintetizar os respectivos óxidos. Pode, assim, aceitar-se que a estabilidade de um silicato corresponde à soma dos valores da energia de formação dos óxidos constituintes. Estes valores, muito baixos para o K_2O e o Na_2O , atingem o máximo para SiO_2 em conformidade com a sequência de energia crescente: K_2O , Na_2O , CaO , MgO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 . Por exemplo, as olivinas, entre outras causas, devem grande parte da sua grande instabilidade a este factor. O mesmo fenómeno justifica, também, a grande estabilidade do quartzo. Nestes termos, a energia

de formação tem grande importância não só no estabelecimento da ordem de cristalização dos minerais no magma mas também na avaliação da sua vulnerabilidade à meteorização.

f) Comportamento da sílica e da alumina na água — A 25°C e para pequenas concentrações (<0,01%), as soluções de sílica amorfa na água correspondem a verdadeiras soluções moleculares e esta solubilidade é, praticamente, independente do *pH* da água, para valores abaixo de *pH* 9. Acima deste valor a solubilidade aumenta; abaixo dele, sempre que a concentração ultrapasse o limite referido atrás, esse excesso de sílica provocará a formação de moléculas condensadas, ou polímeras, donde o aparecimento de sílica em suspensão coloidal. O mecanismo é reversível, porém os equilíbrios são muito lentos de estabelecer.

Relativamente a outras formas de sílica e para a mesma temperatura os valores da solubilidade são muito menores. Por exemplo, para a opala (diatomito) determinaram-se valores de 0,002% e 0,003% e para o quartzo cerca de 0,001%. Face a este comportamento, os baixos teores de sílica das águas naturais permitem inferir que este óxido se encontra em verdadeiras soluções e não sob a forma coloidal.

Relativamente ao hidróxido de alumínio verifica-se a sua solubilidade quer em meio ácido (com produção de catiões Al^{3+}) quer em meio básico (com produção de aniões AlO_3H_3).

Comparativamente, o comportamento da sílica e da alumina na água pode sintetizar-se do modo seguinte: em meio ácido a alumina é mais solúvel do que a sílica; próximo da neutralidade a alumina é insolúvel e a sílica mantém a sua pequena solubilidade; em meio básico uma e outra aumentam consideravelmente as respectivas solubilidades.

Tais comportamentos têm grande significado na interpretação dos processos e produtos de alteração próprios dos diferentes ambientes bioclimáticos.

g) Comportamento dos silicatos na hidrólise — A hidrólise é, sem dúvida, o agente mais importante na alteração das rochas. Os silicatos podem ser entendidos como sais de ácidos fracos e de bases fortes, portanto, com reacção de hidrólise alcalina. Com efeito, experimentando circular água destilada no seio de granito esmagado, esta adquire propriedades alcalinas.

A vulnerabilidade dos silicatos à hidrólise depende da abundância relativa de catiões de grande diâmetro e de pequena carga, de pequenos potenciais iónico e de ionização, relacionados com poliedros de coordenação volumosos e de ligações frágeis. Concretizando, a hidrólise começa por destruir em primeiro lugar os poliedros volumosos ocupados por *K*, *Na* ou *Ca*; prossegue com o ataque das estruturas octaédricas, centradas por *Fe*, *Mg*, ou *Al* e, finalmente, atinge os tetraedros de *Si* e de *Al*. A maior ou menor solubilidade destes catiões regula, por seu turno, a respectiva velocidade de evacuação.

A hidrólise dos silicatos encara-se, assim, como uma troca de bases entre a água e o cristal. A renovação dos iões H^+ permite a continuação do processo.

Os factores apontados, intrínsecos à natureza dos minerais, determinam-lhes diferentes capacidades de resistirem mais ou menos à alteração. Todos eles

jogam simultaneamente e é do balanço desta interacção que resultam os respectivos comportamentos. Por exemplo, o maior potencial de ionização do *Ca* poderia sugerir maior estabilidade da anortite relativamente à albite, o que se não verifica. Todavia, se, entre outras razões, se considerar que a relação *Al:Si* é igual a 1:3 na albite e a 1 na anortite, já se explica a menor estabilidade da anortite, pois que o crescimento daquela relação indica o aumento do número de ligações *Al-O* (mais frágeis e de carácter mais iónico) em relação ao número de ligações *Si-O*.

Com base nas características químicas, cristalográficas e termodinâmicas dos minerais, foi possível definir-lhes o **grau de susceptibilidade**, bem como o das rochas que integram, e estabelecer sequências.

Goldich (1938) concebeu, assim, para os minerais das rochas eruptivas duas sequências, mais ou menos paralelas, desde os termos mais instáveis aos mais resistentes:

olivina	plagioclase <i>Ca</i> (anortite)
piroxena	plagioclase <i>Ca, Na</i>
anfíbola	plagioclase <i>Na, Ca</i>
biotite	plagioclase <i>Na</i> (albite)
feldspatos potássicos	
moscovite	
quartzo	

Nelas se vê que a estabilidade aumenta da olivina e da plagioclase cálcica para o quartzo, passando pelos respectivos termos intermediários. Vê-se, ainda, que a estabilidade diminui com o teor de ferro e magnésio, que há maior estabilidade nos feldspatos potássicos relativamente às plagioclases e que, nestas, a estabilidade decresce da albite para a anortite.

A sequência apontada é praticamente a mesma que Bowen definiu para a ordem de diferenciação dos minerais no magma (*vide* diferenciação magmática²) e a mesma que define a série dos tipos estruturais dos silicatos de Strunz (*vide* minerais das rochas magmáticas²).

² No volume relativo à Petrogénese e Orogénese.

Tão flagrante paralelismo nestas séries reside, afinal, no facto natural de que tanto a ordem de cristalização dos minerais do magma, como o grau de polimerização evidenciado pela estrutura dos silicatos, como a estabilidade (maior ou menor resistência à destruição) estão condicionados pela energia de formação dos minerais.

Estas relações encontram explicações através de conceitos que não podemos aprofundar, entre os quais os tipos de ligação, potencial iónico, electronegatividade, potencial de ionização, energia de formação, comportamento dos iões na água, hidrólise dos silicatos, etc.

Entre os minerais acessórios convém referir a grande estabilidade da turmalina, rútilo e zircão, que por essa razão merecem a designação de ultra-estáveis.

Com base no que se expôs (e segundo um esquema teórico muito simplificado) podem indicar-se as rochas mais comuns, por ordem decrescente da respectiva resistência aos agentes de alteração, isto é, das menos para as mais alteráveis:

- quartzitos
- granitos e rochas granitóides
- sienitos
- dioritos
- gabros e basaltos
- peridotitos e rochas afins

2.1.1.2 Tipo e intensidade dos agentes

O tipo e a intensidade dos factores externos relacionam-se com as **características morfoclimáticas**, isto é, com o relevo e com o clima.

À escala do Globo, devido a razões de carácter astronómico e a outras relacionadas com a forma da Terra, define-se uma zonalidade climática que só não é mais regular pela influência que tem, em cada local, a relação continente-oceano. Nesta relação entram em jogo a forma, a orientação e a extensão dos litorais, a importância relativa das áreas oceânicas e continentais, a proximidade ou afastamento do litoral (a interioridade ou continentalidade), o efeito térmico das correntes marinhas nas massas de ar, etc.

Existe contudo certa correspondência com a latitude que, em traços gerais, permite referir grandes tipos de clima em termos de zonalidade geográfica. É nomeadamente o caso do uso de expressões, tais como, zonas ou regiões polares, tropicais e equatoriais, para aludir aos tipos de clima aí predominantes.

O clima e o relevo estão intimamente relacionados. Recorde-se, apenas para concretizar esta afirmação, a influência que, por exemplo, as montanhas têm no comportamento da temperatura e da humidade das massas atmosféricas e, conseqüentemente, na nebulosidade, nas precipitações (de água ou de neve) ou nos ventos. Recorde-se, ainda, que estes dois factores determinam e condicionam o tipo e a intensidade da cobertura vegetal, a qual tem também um papel preponderante nos fenómenos de alteração, num esquema complexo de interrelações físico-químicas de entre as quais as que se referem, por exemplo, ao **balanço hídrico** e à natureza dos produtos químicos postos em jogo na sequência da sua actividade biológica. Face aos valores da precipitação atmosférica aquele importante parâmetro é definido pela relação entre a **infiltração** no terreno, a **escorrência** em superfície e a **evapo-transpiração**, ou somatório das perdas para a atmosfera (devolução) por evaporação directa a partir do solo e da transpiração ao nível da vegetação. O referido balanço regula, afinal,

a quantidade de água posta em contacto com os minerais das rochas e, portanto, a intensidade do processo de alteração e aquela que, correndo em superfície, actua também como meio de erosão e de transporte.

Em resumo, a alteração sofrida pelas rochas de uma dada região pode ser definida pelo conjunto de transformações supergénicas que as afectam e, assim, depende em larga medida das condições morfoclimáticas existentes, com todas as implicações resultantes do tipo e da densidade da ocupação biológica associada.

O clima pode exercer intervenção directa ou indirecta sobre o relevo de uma dada região. O primeiro modo de actuação verifica-se nas situações de muito pouca densidade ou ausência de cobertura vegetal, estando a rocha em contacto directo com os agentes modeladores. São áreas por excelência para a observação geológica, totalmente a descoberto e, muitas vezes, com a vantagem do realce dos aspectos composicionais e estruturais por erosão diferencial dos seus diversos elementos constituintes. Há nestas situações contacto directo entre a litosfera e a atmosfera bem exemplificado nas áreas desérticas, quer as resultantes de extrema aridez, quer as submetidas a frio excessivo, inibidor das acções da água no estado líquido. Neste quadro ambiental os processos estão praticamente confinados a estalamento, desagregação e outras acções meramente físicas ou mecânicas.

Nas regiões húmidas, tanto nas mais como nas menos quentes, às acções das geosferas em presença (litosfera, hidrosfera e atmosfera) interpõe-se o conjunto solo-cobertura vegetal, constituindo como que uma interface de extensão e complexidade variáveis, de importância capital na Vida sobre a Terra.

2.1.1.3 Alteração mecânica e bioquímica

A alteração das rochas, de que temos vindo a ocupar-nos, traduz-se na conversão de uma certa espessura da capa externa das massas rochosas num material mais ou menos incoerente e empobrecido dos componentes mais instáveis, susceptível de ser mais facilmente mobilizado e evacuado pelos agentes de erosão. A espessura desta capa, a que se dá o nome de **rególito**, e sobre a qual se estabelece muitas vezes um solo, depende do tipo de rocha, do clima e do tempo decorrido, podendo ir de escassos milímetros a algumas dezenas de metros (fig 2.3). Por exemplo, 2mm sobre rocha granitóide, no sul da Finlândia, e 50 m nos Camarões.

Esta conversão resulta de grande multiplicidade de acções que, por comodidade de expressão, se consideram essencialmente mecânicas ou predominantemente de natureza química. No primeiro caso empregam-se as expressões **alteração mecânica**, **alteração física** ou **desagregação**, e, no segundo, **alteração química** ou **decomposição**. No que se refere a esta é preferível considerá-la como **alteração bioquímica**, ou **bioquimiogénica**, visto que é praticamente impossível concebê-la sem a participação da actividade biológica.

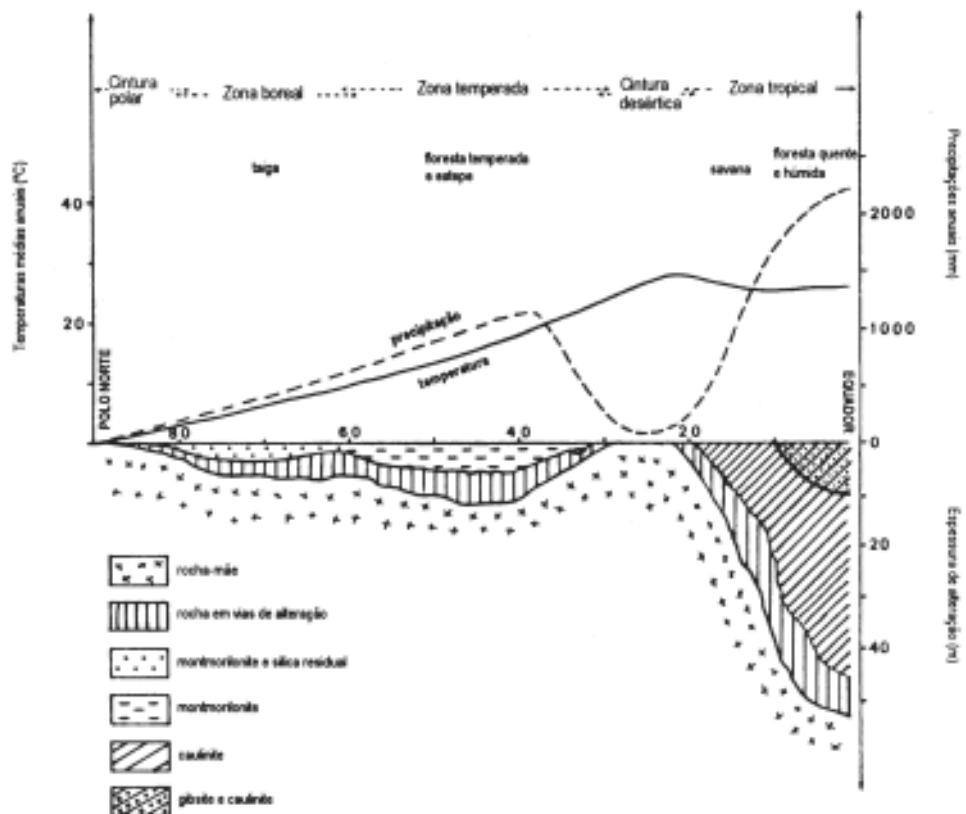


Figura 2.3 – Alteração das rochas em vários domínios climáticos, a diversas latitudes (esquema muito simplificado). A escala horizontal das latitudes não é rígida; exprime valores aproximados numa directriz imaginada entre o Equador e o Pólo Norte.

Sob o rególito encontra-se a rocha não alterada, rocha sã, ou «**bedrock**». Nas suas irregularidades há porções de rocha sã, mais salientes, não cobertas pelo rególito. São estes **aflorescimentos** mais evidentes, extensos e numerosos nas regiões de forte relevo, e mais raros nas áreas baixas e planas, que permitem o reconhecimento e a cartografia das formações geológicas.

A **alteração mecânica** resulta essencialmente de acções de natureza física, tais como variações de volume produzidas por oscilações térmicas, congelação e descongelação de água contida nos poros das rochas, cristalização de sais dissolvidos na água de impregnação das fissuras e poros das rochas após evaporação. Os mecanismos físicos citados provocam a constante fissuração das rochas até estados de desagregação mais ou menos avançados. As rochas perdem, assim, a sua coerência, sem modificação das suas composições mineralógicas e químicas.

Este tipo de alteração está confinado a certas zonas do Globo que têm em comum acentuada carência de água no estado líquido e, conseqüentemente, muitíssimo pobres de vegetação e, portanto, de reduzidíssima actividade bioquímica. Convém acentuar que não existem, praticamente, zonas de absoluta inércia química e bioquímica. O que existe, de facto, é um conjunto de regiões onde os processos mecânicos prevalecem sobre aqueles. Estão nestas condições as regiões glaciárias (polares e de alta montanha) com gelo permanente a

encobrir o solo, as regiões periglaciárias, de solo exposto mas quase permanentemente gelado, (fig. 2.4) e as regiões áridas ou desérticas ou semiáridas. No conjunto, estas regiões perfazem cerca de 15% da área dos continentes.

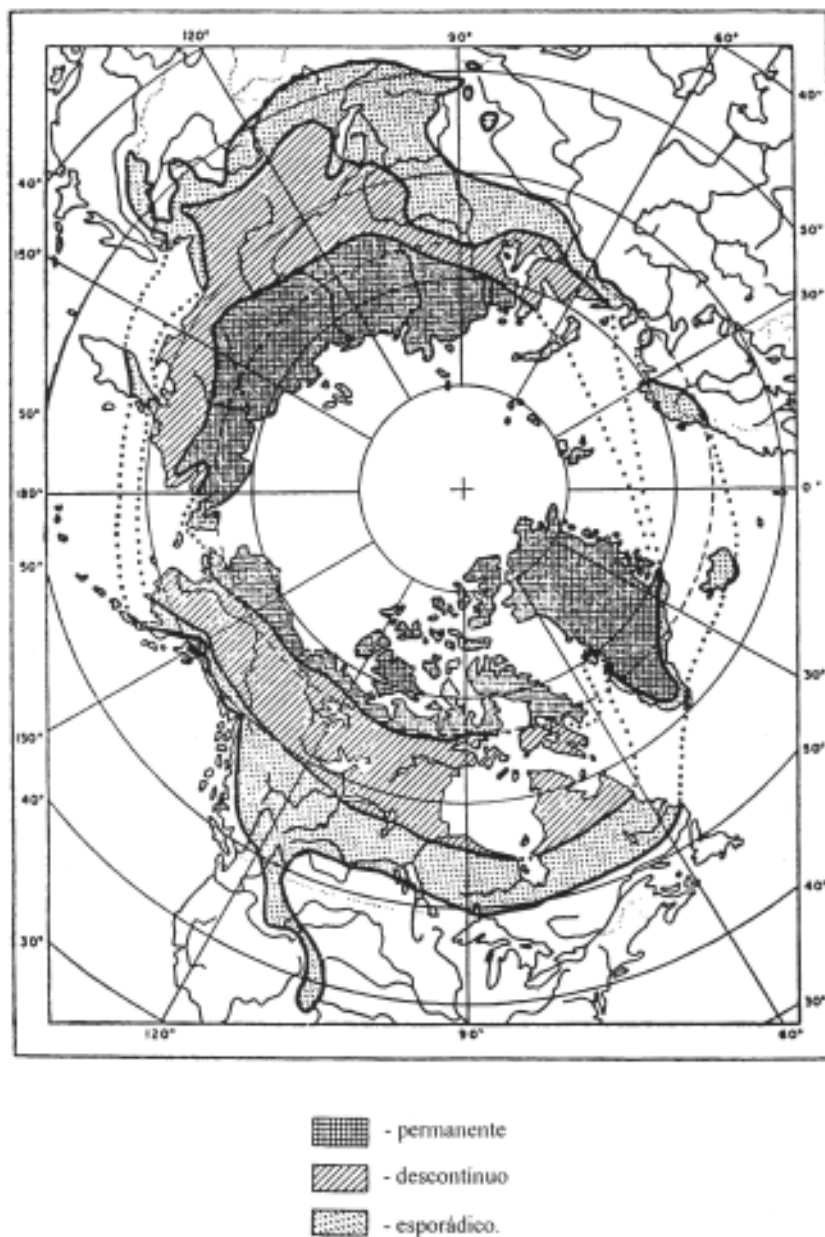


Figura 2.4 – Extensão do solo gelado ártico («permafrost»).

Nas nossas latitudes e a pequenas altitudes as variações diurnas da temperatura são pouco significativas, e essas variações são lentas e graduais. Porém, nas regiões desérticas e nas zonas ditas de alta montanha, o ar é seco, a amplitude térmica diurna pode atingir valores consideráveis e as variações processam-se com grande rapidez. São conhecidas, por exemplo, no Sara amplitudes da ordem dos 70°C. Nestas condições as rochas estalam e fragmentam-se continuamente. Uma vez que muitas rochas contêm minerais escuros e minerais claros, portanto, com diferentes

graus de absorção da energia radiante, estes minerais aquecem e dilatam-se de modo diferente o que conduz à contínua «descolagem» dos grãos da rocha que acaba por se desagregar. Por outro lado, devido à pouca condutibilidade térmica das rochas, verifica-se um aquecimento da película externa dos afloramentos rochosos que contrasta com a temperatura do seio da rocha. Tal facto origina como que a descamação das rochas, tanto mais intensa quanto maiores forem as amplitudes térmicas sofridas. Designa-se por **termoclastia** a fragmentação pelo calor.

É sabido que o gelo ocupa maior volume do que a quantidade de água que lhe deu origem. Nestes termos, desde que a temperatura desça abaixo dos 0°C, a água contida nos poros e fissuras das rochas gela, aumenta de volume e produz o estalamento e desagregação da rocha. Este fenómeno é designado por **gelivação**. A **crioclastia** consiste na desagregação produzida por variações de volume dos componentes da rocha motivadas por frio intenso.

A **alteração bioquímica** está representada nos restantes 85% da área dos continentes e encerra, fundamentalmente, mecanismos químicos e, sobretudo, bioquímicos, na sequência da actividade própria dos seres vivos (micro e macroorganismos), em especial do mundo vegetal, quer através da sua acção fisiológica, quer por efeito dos seus produtos de decomposição, após a morte. Poderá mesmo dizer-se que num ambiente estéril a decomposição das rochas é rara e pouco significativa. O que é comum na natureza é a sobreposição das acções do domínio biológico aos mecanismos físico-químicos do mundo mineral.

A água no estado líquido é factor essencial a este tipo de alteração. É a água que desencadeia e permite a maioria das reacções químicas; é a água que evacua os produtos alterados; é ainda a água que determina o equilíbrio da cobertura vegetal e, conseqüentemente, condiciona os processos bioquímicos a ela ligados.

Entre os principais processos actuantes no conjunto da alteração bioquímica, têm lugar de relevo a hidrólise, a oxidação, a hidratação, a carbonatação e certas reacções químicas realizadas com produtos orgânicos de origem biológica. É sabido, por exemplo, que os líquenes atacam os minerais das rochas onde se fixam, que certas bactérias podem dissolver a sílica e que há compostos orgânicos envolvidos na solubilização e mobilização do ferro ao nível do solo.

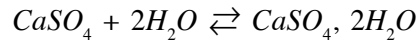
Em termos muito esquemáticos pode dizer-se que a hidrólise dos silicatos das rochas conduz a uma dissociação parcial dos seus iões, no pressuposto que estes minerais (por exemplo, os feldspatos) se comportam como sais de um ácido fraco e de bases fortes, sendo, por isso, a reacção alcalina.

Nestes termos, a reacção de hidrólise na ortoclase (feldspato potássico) pode ser esquematizada, muito simplificada:



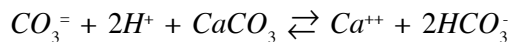
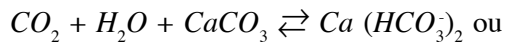
Na certeza que estes mecanismos são bem mais complexos, é um facto que as argilas, figuradas na expressão por um aluminossilicato hidratado, são uma constante ao nível da maioria das rochas alteradas. Todos temos essa experiência ao enlamear os sapatos, no campo, em dias de chuva.

A hidratação, outro tipo de processo de interacção da água com as rochas, consiste na entrada de moléculas de água na rede cristalina de alguns dos seus minerais, passando a fazer parte da nova substância assim gerada (um novo mineral). É o caso, por exemplo, da passagem de anidrite (sulfato de cálcio anidro) a gesso (sulfato de cálcio hidratado), segundo a expressão simplificada:



A hidratação é acompanhada de aumento de volume do mineral, o que desenvolve pressões consideráveis no interior das rochas que os contêm, produzindo desagregação e perda de coerência.

A carbonatação consiste na reacção de certos minerais com o dióxido de carbono dissolvido na água que circula no seio das rochas. É o caso da dissolução relativamente rápida dos carbonatos, em particular dos de cálcio (calcite) e de cálcio e magnésio (dolomite), próprios dos chamados maciços calcários, segundo o esquema:



A temperatura tem aqui também um papel importante, na medida em que, como é sabido, a velocidade das reacções varia no mesmo sentido daquela grandeza. Bastará referir que para uma elevação de 10°C a velocidade de hidrólise duplica.

A decomposição aumenta, pois, com a humidade, com a temperatura e com o grau de importância do mundo orgânico associado (fig. 2.5). É insignificante no domínio da tundra e das turfeiras boreais, é ainda incipiente ao nível da taiga, é já bastante sensível à latitude das florestas temperadas e atinge o máximo de intensidade nas regiões quentes e húmidas sob a floresta tropical e equatorial.

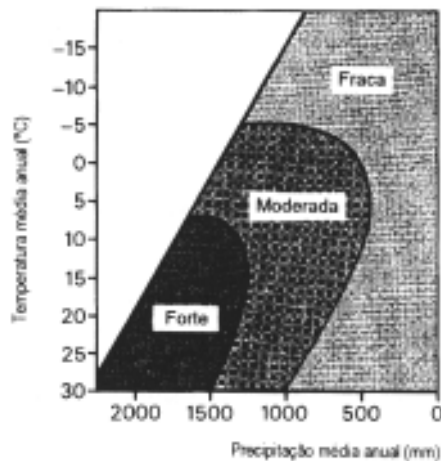
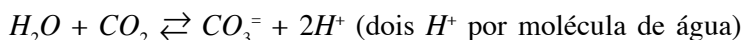
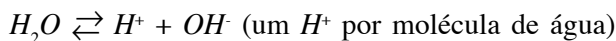


Figura 2.5 – A temperatura e a precipitação intervêm na alteração bioquímica das rochas, segundo a relação proposta no esquema.

Estabelece-se, assim, relação entre o clima e a alteração das rochas, para a qual se pode esboçar uma zonalidade que acompanha de perto a zonalidade climática do Globo.

Quanto maior for a precipitação atmosférica, maior é a circulação (drenagem) e, portanto, a renovação da água no seio das rochas e mais rápida e profunda será a alteração. O *pH* do meio tem grande influência, pois a acidez acelera a velocidade da hidrólise. Também a presença de ácidos orgânicos ou de CO_2 aumenta o número de hidrogeniões da água:



Por outro lado, o teor de CO_2 ao nível do solo aumenta com a respiração dos organismos, atingindo valores 100 vezes mais elevados do que os que caracterizam a sua presença na atmosfera.

O comportamento relativo da sílica, da alumina e dos óxidos de ferro, para além dos factores indicados (temperatura, drenagem), depende ainda, e muito, do tipo de matéria orgânica no solo.

Actividades 2.1

1. Procure num talude de estrada recente um local onde possa observar a rocha sã (em baixo) e a capa de alteração, mais ou menos espessa, que a cobre.
 - a) Dessa capa retire, em um ou mais níveis, amostras do material decomposto naturalmente e descreva-o.
 - b) Coloque uma amostra (± 10 a 20 g) desse material num copo com água e agite-o durante algum tempo com uma colher.
 - c) Observe a separação de uma fracção mais ou menos grosseira, junto ao fundo, de uma outra muito fina em suspensão no líquido e, às vezes, de uma terceira fracção constituída por restos orgânicos a flutuarem à superfície.
 - d) Retire os restos orgânicos, deixe-os secar e descreva-os.
 - e) Verta a água turva para outro copo, e deixe decantar a suspensão; finalmente, escorra a água em excesso, observe o material decantado e descreva-o.
 - f) Lave várias vezes a fracção grosseira residual, deixe-a secar, observe-a e descreva-a.
 - g) Se procedeu à colheita de material de alteração em mais do que um nível estabeleça a comparação passo a passo entre as várias amostras.

2. Proceda a colheitas deste teor em outros locais susceptíveis de apresentarem outros tipos de rocha, outros ambientes climáticos ou outras características topográficas (em alta montanha e numa planície, por exemplo). Observe e descreva as diferenças encontradas.

Sugestão: Se tiver condições para o fazer, permuta com outras escolas amostras destes materiais. As grandes diferenças geológicas e climáticas entre Portugal continental, as Regiões Autónomas dos Açores e da Madeira e os países africanos de língua portuguesa permitem alargar com sucesso estes tipos de permuta e de experiências.

3. Arranje amostras de rochas que evidenciem diversos graus da tonalidade claro-escuro, como por exemplo um granito claro um calcário branco, um basalto negro, um calcário escuro, etc.

a) Coloque as diferentes amostras ao Sol e ao fim de um quarto de hora, de meia hora e de uma hora, avalie ao tacto os diversos graus de aquecimento verificados.

b) Registe e explique os resultados obtidos. Especule sobre o que pode acontecer a uma rocha com minerais claros e escuros.

4. Esmague com um martelo uma amostra de granito. Coloque o areão assim obtido num copo com água destilada e agite. Meça o *pH* dessa água e explique o resultado obtido.

2.2 Distribuição geográfica dos tipos de alteração

Para as condições climáticas actuais, um esquema aproximado da distribuição geográfica dos diferentes tipos e graus de alteração (Pedro, G. 1968) define grandes regiões à escala do Globo, de certo modo sobreponíveis com as referidas nos sistemas

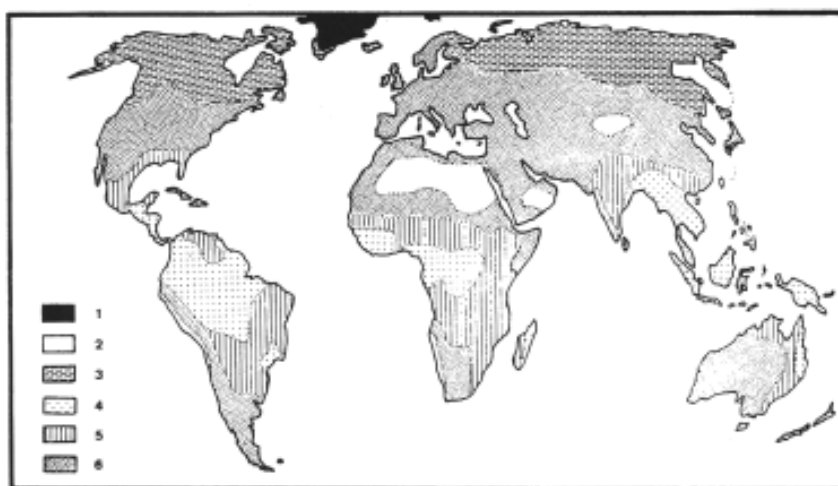


Figura 2.6 – Distribuição dos principais tipos de alteração à superfície do Globo. Regiões praticamente sem alteração bioquimiogénica: 1 - Regiões polares; 2 - Regiões desérticas quentes. Regiões com alteração bioquimiogénica: 3 - Zonas frias; 4 - Regiões intertropicais húmidas; 5 - Regiões tropicais sub-húmidas; 6 - Regiões tropicais secas e regiões temperadas.

morfoclimáticos: regiões, praticamente sem alteração bioquimiogénica, portanto, sede de alteração essencialmente física; e regiões com alteração essencialmente bioquimiogénica (fig. 2.6).

2.2.1 *Regiões com alteração essencialmente física*

Abrangem todas as áreas do globo sem água no estado líquido, nas quais se incluem especialmente as regiões polares e as áridas quentes.



Figura 2.7 – Paisagem de solos poligonais (Spitzberg).

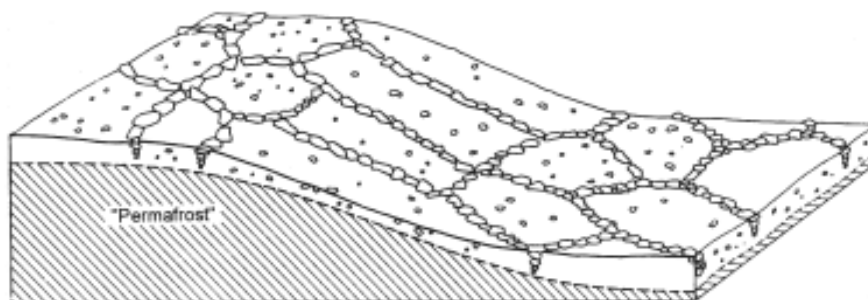


Figura 2.8 – Solos poligonais (aspecto esquemático). Na vertente, os polígonos de pedras soltas deformam-se por efeito do «creeping».

Sob a designação de polares entendem-se as regiões glaciárias árticas e antárticas, com gelo permanente a encobrir o solo, e as periglaciárias, de solo exposto, mas permanentemente gelado (figs. 2.7 e 2.8). Trata-se de regiões com temperaturas negativas quase todo o ano (pelo menos, 300 dias por ano). Este domínio ocupa cerca de 10% das terras emersas. Outras regiões, não árticas mas glaciárias, apresentam o mesmo comportamento à meteorização. São as áreas de alta montanha, cuja extensão é insignificante comparativamente às anteriores.

Sob o nome de regiões áridas entendem-se aquelas onde praticamente não chove nem há vegetação — **deserto absoluto**. Correspondem aos chamados desertos hiperáridos, nos quais estão incluídos desertos como os do Sahara central, da Líbia, de Gobi, do Vale da Morte (Califórnia, EUA), etc.

As zonas desérticas, áridas quentes, cobrem cerca de 4% da área das terras emersas e concentram-se, sobretudo, nas regiões intertropicais. No conjunto, as regiões sem alteração química totalizam cerca de 14% da área dos continentes.

2.2.2 *Regiões com alteração essencialmente bioquimiogénica*

A este domínio corresponde cerca de 86% da superfície dos continentes, ou seja, as restantes terras emersas, onde existe água no estado líquido e cobertura vegetal mais ou menos desenvolvida.

Com base no comportamento relativo da sílica e da alumina, face aos agentes bioquímicos de alteração, caracterizam-se, em primeiro lugar, dois grandes grupos: o primeiro, correspondente às zonas que, pela natureza bioquímica do ambiente, permitem que o ataque e exportação da alumina sejam mais intensos relativamente aos da sílica; o segundo, correspondente às zonas que proporcionam, para as mesmas substâncias, comportamento inverso. Este grupo subdivide-se, ainda, em função do comportamento relativo da sílica e das bases, em subzonas.

Outro aspecto, de importância primordial no domínio da alteração bioquímica das rochas, é o que se refere ao comportamento do ferro, que é muito semelhante ao do alumínio. Porém, por motivos de ordem didáctica, aborda-se em primeiro lugar a distribuição dos tipos de alteração com base no comportamento da sílica e da alumina, referindo, em cada caso, os aspectos ligados ao comportamento do ferro. Finalmente, em capítulo separado, tratar-se-á do comportamento do ferro e da distribuição geográfica desse fenómeno.

2.2.2.1 Zona de cheluviação ou de podzolização

Nas regiões onde as águas responsáveis pela alteração estão carregadas de ácidos orgânicos (carboxílicos, fenólicos), mais ou menos complexantes, a alumina dos silicatos é mais facilmente atacada e evacuada do que a sílica.

A velocidade de exportação da alumina é, assim, maior do que a velocidade de exportação da sílica. Em consequência, o horizonte de alteração empobrece de alumina e, naturalmente, aumenta o teor relativo de sílica, transformando-se, em estadio mais avançado, num resíduo de sílica quase pura. Pedologicamente tal evolução corresponde à **podzolização** e o horizonte de alteração assim formado constitui o **podzol**.

A podzolização existe nas regiões relativamente frias (as temperaturas médias, nos quatro meses mais quentes, raramente ultrapassam 10°C.) caracterizadas por vegetação de musgos, de líquenes e de coníferas, cujos produtos de decomposição, naquele ambiente, fornecem a matéria orgânica acidificante e complexante necessária à alteração.

O domínio da podzolização sobrepõe-se assim, com grande aproximação, aos domínios fitogeográficos da taiga, da tundra e das turfeiras boreais que, no conjunto, perfazem cerca de 15% da área das terras emersas.

2.2.2.2 Zonas de hidrólise

Nas restantes regiões, na ausência de substâncias acidificantes e complexantes, a alumina não tem condições para ser exportada do horizonte de alteração. A hidrólise dos silicatos é, aqui, o fenómeno mais importante.

A velocidade de evacuação da sílica depende das condições do ambiente, facto que permite estabelecer três subdivisões, a que correspondem outros tantos tipos de alteração confinados a determinadas zonas do globo, bem distintas entre si.

a) Zona de alitização ou de bauxitização e de ferralitização

O termo alitização refere o fenómeno de alteração, caracterizado por intensa evacuação da sílica. Este empobrecimento pode ser total, a ponto de os radicais octaédricos de alumina ficarem independentes, dando origem à formação de hidróxidos de alumínio (gibbsite, bohemite), principais minerais constituintes dos chamados **bauxitos**, concentrações residuais muito ricas em alumínio, utilizadas como minério deste importante metal.

No que refere ao ferro, dado o paralelismo geoquímico deste elemento relativamente ao alumínio, originam-se também concentrações residuais de hidróxidos e óxidos de ferro, pelo que esta zona é igualmente chamada zona de ferralitização.

A alitização pode definir-se como sendo o tipo de alteração para o qual a sílica e as bases (e com elas, os iões alcalinos e alcalino-terrosos) acabam sempre por serem completamente evacuadas do perfil de alteração.

A zona de alitização e de ferralitização corresponde às regiões tropicais de grande pluviosidade anual, em geral, superior a 1500 mm. Sobrepõe-se ao domínio da floresta tropical húmida, ocupando, na distribuição das terras emersas, cerca de 14% dessa área.

b) Zona da monossilitização, ou da caulinitização e lateritização.

Por monossilitização entende-se o tipo de alteração caracterizado por acentuada, mas não total, exportação de sílica e por total evacuação dos cátions alcalinos e alcalino-terrosos. A caulinite (silicato hidratado de alumínio), argila de neoformação que então aparece no horizonte de alteração, é um filossilicato com, apenas, uma camada de sílica, onde a relação entre as camadas tetraédricas (SiO_4) e as octaédricas [$Al(OH)_3$] é de 1:1.

As regiões propícias ao fenómeno da caulinitização apresentam valores pluviométricos anuais ainda elevados (em geral superiores a 500 mm). As temperaturas médias anuais necessárias à realização deste processo rondam os 15°C.

Nestes termos a zona da monossilitização corresponde «grosso modo» ao domínio tropical sub-húmido com estações seca e húmida bem marcadas, ocupando cerca de 18% da superfície dos continentes.

Pelo paralelismo, mais ou menos existente entre este ambiente bioclimático e as condições necessárias ao ataque, mobilização e fixação do ferro, esta zona sobrepõe-se em grande parte às áreas dos encouraçamentos lateríticos, isto é, às áreas de lateritização.

c) Zona de bissialitização e, em parte, de arenização.

A designação refere o tipo de alteração associado a certa deficiência de drenagem e, portanto, com fraca eliminação de sílica. Tem como resultado o aparecimento de filossilicatos com duas camadas tetraédricas e uma octaédrica ($Te/Oc = 2:1$) e retenção parcial de cátions básicos (Na , K , Ca , Mg). Entre as argilas de neoformação mais características, neste ambiente, citam-se as esmectites, entre as quais a montmorilonite.

O domínio da bissialitização é o mais vasto de todos, ocupando cerca de 39% das áreas emersas. Compreende ao mesmo tempo as chamadas regiões temperadas, as estépicas e as sub-áridas, não abrangidas pelas zonas definidas atrás.

A bissialitização abarca o conhecido fenómeno da **arenização**, tipo de alteração característico das regiões temperadas. A arenização consiste na transformação, em particular, das rochas granitóides (por efeito de hidrólise moderada dos silicatos e evacuação parcial dos produtos de alteração) numa massa rochosa, cujos constituintes minerais estão desagregados e parcialmente alterados, mantendo, contudo, certa coesão entre si e conservando a estrutura da rocha primitiva. A rocha arenizada, ou saibro, torna-se mais ou menos friável e porosa, permitindo o prosseguimento, cada vez mais profundo, do processo.

A alteração dos feldspatos e dos minerais ferromagnesianos pode gerar, respectivamente, ilites e clorites as quais evoluem paralelamente em argilas de transformação como as esmectites, através de termos intermédios como argilas interstratificadas, ou mistas, e vermiculite.

2.2.3 A rubefacção

No conjunto dos fenómenos supergénicos, o ferro tem, como foi dito, um comportamento geoquímico muito próximo do alumínio. Com efeito, nas zonas favoráveis à cheluviação, o ferro é libertado e evacuado, à semelhança do alumínio; nas zonas de hidrólise a sua mobilidade é maior ou menor em função das condições locais.

O ferro libertado da rede dos silicatos pode ser actuado por certos produtos orgânicos e constituir complexos ferro-húmicos; pode também ser integrado na rede de certos filossilicatos de neoformação, facto de pouca significação nos fenómenos da alteração, dada a raridade de tais argilas ferríferas (por ex: a nontronite).

Nos climas quentes, não secos, o ferro dos silicatos sofre uma evolução independente da sílica e da alumina, designada vulgarmente por ferruginização. Este conjunto de fenómenos tem como consequência final a neoformação de óxidos e de hidróxidos de ferro livres (hematite, goethite, lepidocrocite, hidratos de ferro amorfos, etc.), cuja tonalidade geral, muitas vezes avermelhada, está na origem do termo rubefacção (do latim, **rubefactus**, tornado vermelho).

O domínio da rubefacção sobrepõe-se ao das regiões propícias à alitização, à laterilização e à monossilicização e a pequena parte das regiões de bissialitização onde se incluem as regiões do sistema mediterrânico. Pode dizer-se, *grosso modo*, que ocupa a região intertropical.

2.2.4 O factor tempo e o de grau de alteração

Se às duas variáveis anteriormente consideradas, intensidade dos agentes externos e susceptibilidade das rochas à meteorização, se juntar uma terceira, **o tempo** durante o qual actuam aqueles agentes, define-se o **grau de alteração**.

Com efeito, para o mesmo tipo de rocha, sujeita aos mesmos tipos de agentes, os efeitos da alteração são tanto mais acentuados quanto mais prolongado for o período de actuação daqueles.

2.3 Importância da alteração das rochas

A alteração das rochas constitui um importante ramo da geologia.

A sedimentologia, a geomorfologia, a geologia aplicada, a pedologia, etc., fazem constantemente apelo aos conhecimentos relativos ao domínio desta parte do ciclo geoquímico da litosfera. O que hoje sabemos, quanto aos processos e produtos de alteração nos diferentes ambientes morfoclimáticos, permite inferir, por idênticos raciocínios, condições geológicas passadas através do estudo dos sedimentos. Estes não são mais do que depósitos correlativos de determinadas situações geográficas, susceptíveis de guardarem testemu-

nhos que as permitem reconstituir. Nestes termos, a alteração das rochas está implícita na sedimentologia.

Nesta mesma linha, a geomorfologia necessita de recorrer aos conhecimentos de alteração das rochas a fim de interpretar as formas de relevo e explicar a sua evolução. Aspectos como os relacionados com a erosão diferencial, bem como o essencial da problemática dos chamados sistemas bioclimáticos de erosão, estão tão intimamente ligados à meteorização que, em parte, se confundem com ela.

No campo da geologia aplicada, a alteração das rochas tem papel de relevo, por exemplo, na prospecção de matérias-primas argilosas, tão importantes para a indústria cerâmica, entre outras. O perfeito conhecimento dos fenómenos de alteração permite a prospecção racional dos vários tipos de materiais. O perfeito conhecimento do estado de alteração ou da susceptibilidade de certas rochas, usadas como pedra de construção é outro aspecto de grande interesse deste ramo das geociências. As grandes obras de engenharia, como barragens, pontes, estradas e, mesmo, as urbanas, necessitam tanto de recorrer ao conhecimento do tipo e grau de alteração dos terrenos, como aos que se referem à litologia e à estrutura.

Outro tanto se poderá dizer em relação aos trabalhos de preservação das formas naturais ameaçadas, de luta contra a erosão das terras, etc. A hidrogeologia é outro ramo da geologia aplicada que encontra nos fenómenos de meteorização muitas das respostas inerentes aos seus objectivos. Aspectos como a porosidade, a circulação e armazenamento das águas subterrâneas ou do conteúdo em sais das águas, relativamente à natureza dos terrenos, são suficientes para demonstrar a importância da meteorização neste ramo.

Sempre que a camada superficial das rochas atinge um certo grau de alteração a ponto de permitir ocupação biológica, pode considerar-se como um solo. Este conceito é suficiente para realçar a importância da alteração em pedologia. O solo pobre e pouco evolucionado da tundra, esporadicamente ocupado por vegetação incipiente de musgos e líquenes, o solo espesso e profundamente activo da floresta tropical húmida, onde a vegetação atinge o máximo de exuberância e riqueza, bem como todos os tipos intermediários, existem, porque existiu e existe decomposição das rochas.

A evolução pedológica sobrepõe-se, em grande parte, aos fenómenos de meteorização das rochas; utiliza-a, e por seu turno, fornece-lhe condições para que prossiga. Por outro lado, se se atender a que os solos são o principal sustentáculo do mundo vegetal, único capaz de elaborar matéria orgânica a partir de produtos inorgânicos, aproveitando a energia solar; se se considerar, ainda, que grande parte do mundo animal se nutre da vegetação, servindo por sua vez de alimento à outra parte e, assim, até ao homem, este encontra na meteorização a origem da sua subsistência biológica. É ainda produto de alteração das rochas a reserva salina das águas da maioria das fontes. Estes sais, tão importantes à nutrição do homem e dos animais, são cedidos à água pelos minerais, durante a circulação desta através das rochas.

2.4 Biostasia e rexistasia

Estes dois termos, que correspondem a dois conceitos importantes, expostos por Erhart, em 1955, procuram definir como fenómenos geológicos, de significado global, duas situações opostas na história evolutiva dos solos e, consequentemente, do conjunto dos processos supergênicos através dos tempos, em íntima ligação com o comportamento da cobertura vegetal.

Por **biostasia** entende-se uma situação de equilíbrio biomorfológico, expresso principalmente por uma cobertura vegetal desenvolvida, de longa duração e estável, desde que não variem bruscamente as condições ambientais sob as quais se desenvolveu, exemplificada pela actual floresta quente-húmida como a amazónica. Contrariamente, o termo **rexistasia** refere uma situação de ruptura daquele equilíbrio e consequente destruição da cobertura vegetal. As causas desta ruptura são geralmente mudanças climáticas mais ou menos acentuadas e bruscas, quer no sentido do arrefecimento, quer no da elevação de temperatura quando acompanhada de secura, como é o caso da desertificação.

Durante os longos períodos biostásicos a manutenção de certas condições de humidade e de temperatura relativamente elevadas e estáveis, associada à exuberância do mundo biológico delas dependente, conduzem a intensa alteração das rochas e a profunda evolução dos solos, proporcionando, contudo, acentuada protecção destes materiais, face aos agentes de erosão mecânica. Praticamente só os produtos solúveis resultantes da decomposição são mobilizados e arrastados pelas águas de infiltração, no trabalho de lavagem que exercem ao atravessá-las antes de atingirem os cursos de água. Neste contexto poderá falar-se de erosão química. Com efeito, ricos de sais, os rios promovem a evacuação destes produtos em solução e a sedimentação correlativa será, assim, preponderantemente de precipitação química. O período biostásico é um período longo, de pedogénese intensa.

Nos períodos de desnudação da cobertura vegetal, resultantes das crises rexistásicas, a floresta deixa de proteger a superfície do solo que, em consequência do período anterior, está profundamente alterado e, portanto, facilmente arrastado pela erosão. Os materiais postos em jogo no transporte e sedimentação subsequentes são essencialmente detriticos e reflectem, na base, os produtos da capa de alteração e, por fim, os materiais não alterados do substrato desnudado, sujeito sobretudo a desagregação e erosão mecânicas. O período rexistásico é um período não necessariamente longo, de morfogénese intensa.

Convém insistir em que estas considerações têm valor à escala global, procuram fazer realçar as grandes linhas de um processo geral e como tal não têm em conta as manifestações locais que, como sabemos, são passíveis de interferências, às vezes bastante complexas.

2.5 O solo

Quando a capa superficial resultante da meteorização adquire um estado de desagregação e de decomposição tal, permitindo a ocupação por parte da vegetação, passa a ser considerada como um solo.

O solo representa um estadio mais ou menos avançado do processo geológico, supergênico, necessário à fixação e ao desenvolvimento das plantas terrestres quer herbáceas, como é o caso da pradaria, na América do Norte ou da estepe, na Ásia, quer arbóreas, como acontece nas florestas intertropicais ou temperadas. Nas áreas de intervenção humana verificam-se algumas alterações à composição natural dos solos, sobretudo com vista à exploração agrícola intensiva.

Segundo Botelho da Costa (1979), numa certa paisagem que num dado momento representa o equilíbrio dos agentes modeladores do relevo, é possível distinguir, «a separar o chão rochoso do céu», um manto de vegetação. Estabelecendo a ligação e ao mesmo tempo fazendo a transição entre esta entidade viva e o esqueleto mineral do substrato geológico, encontra-se o solo.

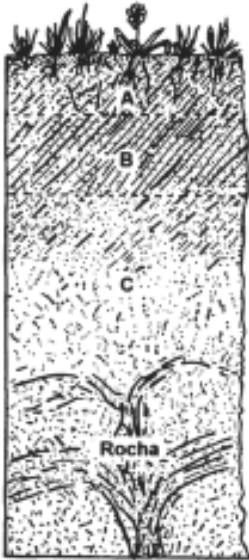
No solo consideram-se os seguintes componentes essenciais:

1. **Matéria sólida de origem mineral** — fragmentos da rocha-mãe, minerais desagregados e minerais secundários (por alteração, tais como minerais das argilas, óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro, carbonatos, etc.). No que se refere à dimensão, estes componentes, de forma muito variável, vão desde **cascalho**, até partículas muito finas, como as **argilas** (<0,002 mm), passando pela **areia** (2 a 0,02 mm) e pelo **silte** ou limo (0,02 a 0,002 mm). A proporção relativa destas classes dimensionais confere ao solo aspectos que concorrem para a definição da sua textura;
2. **Matéria orgânica** — restos de plantas e outros seres, vivos ou em diversos estadios de decomposição em resultado da actividade de microorganismos. A matéria orgânica do solo, ou **húmus**, varia consideravelmente, sobretudo em função das condições morfoclimáticas, podendo ser muito abundante nos chamados **solos orgânicos**, ou muito escassa nos **solos minerais**;
3. **Água** — em proporções variáveis, ocupa os espaços intersticiais do solo e contém diversas substâncias dissolvidas;
4. **Ar** — também designado por **atmosfera do solo**, ocupa os vazios entre os restantes constituintes.

O solo pode, assim, ser considerado como uma mistura de materiais sólidos, resultantes da desagregação e modificação dos minerais das rochas, associados a uma fracção orgânica (morta ou viva), entre os quais existe, em proporções variáveis, água e ar. O solo pode, pois, ser referido como um sistema anisotrópico no qual coexistem fases sólidas (minerais e restos orgânicos) líquidas (água) e gasosas (ar).

Na espessura do solo podem distinguir-se porções vagamente semelhantes a camadas (mas que nada têm a ver com os estratos resultantes da sedimenta-

³ Perfil esquemático de um solo. Descrição no texto.



Perfil esquemático de um solo. Descrição no texto.

ção) de limites irregulares e difusos, geralmente paralelos à superfície do terreno, denominadas **horizontes do solo**³.

O nível mais superficial destas unidades é, no geral, mais escuro, em virtude de maior concentração da matéria orgânica, ou **húmus**, e é designado por **horizonte A**. Corresponde a um nível de grande actividade bioquímica, onde se fixam as raízes das plantas; coexistem aí diversos tipos de animais (insectos, vermes, etc.) e grande variedade de microorganismos que têm papel fundamental na «vida» do solo. Entre a fracção mineral, as argilas constituem o componente mais importante neste horizonte, a que se associam outros minerais residuais, tais como, quartzo, micas, entre outros.

O **horizonte B** quando existe, situa-se abaixo do **A**; é pobre em matéria orgânica, aparece muitas vezes enriquecido em óxidos e hidróxidos de ferro e daí as suas tonalidades amareladas, avermelhadas e acastanhadas.

A zona mais profunda, ou **horizonte C**, é caracterizada pela presença da rocha-mãe, mais ou menos alterada e ou fragmentada, que faz a transição para a rocha sã (não meteorizada) em profundidade.

Estes horizontes diferenciam-se em consequência dos agentes atmosféricos e como resultado, entre outros, de fenómenos de alteração da rocha-mãe e subsequente mobilidade dos produtos libertados e elaborados. Neste processo, a interferência da biosfera é determinante e complexa, sobretudo através da vegetação fixada e dos microorganismos associados.

O tipo e o grau de diferenciação dos horizontes do solo é muito variável e é função do clima, do tipo de rocha-mãe, do relevo e do tempo de evolução, os quais constituem os factores essenciais da pedogénese. A génese e a evolução dos solos deve ser aceite como um fenómeno geológico no âmbito da supergénese, realizado numa situação de fronteira entre a litosfera, a atmosfera e a biosfera.

De facto, a pedogénese segue-se à alteração das rochas, passando a capa meteorizada a ser sede de uma actividade bioquímica complexa que caracteriza o solo.

Actividades 2.2

1. Considere o trabalho do geólogo na região da Serra da Estrela e na lezíria do Tejo.

Em qual das regiões é maior a complexidade desse trabalho? Justifique.

2. Coloque alguns pregos ou outros objectos de ferro sobre uma superfície clara (pedra, cimento, gesso...), molhe-os e deixe-os ao ar por uns dias. Descreva e explique o que acontece.

Extrapole esta observação ao fenómeno da rubefacção.

3. Colha amostras de solos em diversos ambientes, à semelhança dos procedimentos indicado na actividade 2.1 (pág. 62) execute as mesmas experiências e deduza os traços essenciais do conceito de solo.

3. Agentes modeladores do relevo

Objectivos de aprendizagem

- . Caracterizar os diferentes sistemas morfoclimáticos.
- . Caracterizar os principais agentes modeladores do relevo
- . Relacionar os agentes modeladores com os aspectos morfológicos, climáticos e geológicos das regiões onde se fazem sentir.
- . Justificar a importância dos seres vivos, incluindo o Homem, na modelação do relevo.
- . Discutir o papel dos agentes de erosão e de transporte na sedimentação correlativa.

Os agentes modeladores do relevo variam sobretudo em função dos condicionalismos climáticos, geológicos (litologia e estrutura) e topográficos da região.

A acção dos rios só pode fazer-se sentir onde haja águas correntes, da mesma maneira que os glaciares só funcionam a latitudes ou altitudes que permitam a formação e manutenção do gelo. Um maciço calcário, por exemplo, põe problemas, face às águas pluviais, diferentes dos que se colocam numa região de xistos ou numa de granitos. Igualmente, por razões que têm que ver com a energia desses agentes, há diferenças consideráveis nos processos e nos efeitos entre uma região montanhosa e as terras planas e baixas.

Tais condicionalismos reflectem-se em diferentes paisagens de características geomorfológicas bem definidas, compatíveis com os agentes e os processos nelas actuantes.

3.1 Sistemas morfoclimáticos

O conjunto de acções, processos e mecanismos morfogenéticos de diferentes hierarquias interligados mais ou menos entre si, postos em jogo nos diversos domínios climáticos existentes define, em linguagem geomorfológica, outros tantos **sistemas morfoclimáticos** marcados também por características muito próprias, no que se refere a determinados aspectos do relevo.

Tal homogeneidade relativa de cada uma destas diferentes unidades geomorfológicas não impede, contudo, que ocorram acidentes de algum modo dissonantes, relacionados com aspectos geológicos mais localizados, ou que persistam formas herdadas, residuais, de situações morfoclimáticas anteriores, ainda não completamente transformadas pelos processos que caracterizam a situação presente.

Os principais sistemas morfoclimáticos à escala planetária podem reunir-se em quatro grandes domínios climáticos:

a) Domínios frios

- **Sistema morfoclimático glaciário de latitude** — ocupa as regiões situadas a latitudes elevadas, portanto frias, com acumulação abundante e persistente de neve, em virtude de intensa precipitação e curta duração estival. Este sistema corresponde fundamentalmente às grandes calotes glaciárias, como sejam os *inlandsis* antártico, da Gronelândia ou do Alasca e algumas ilhas das regiões polares.
- **Sistema morfoclimático glaciário de altitude** — próprio das regiões de muito alta montanha como, por exemplo os Himalaias, os Alpes ou os Andes, onde por efeito de altitude há identidade nos processos com o sistema referido anteriormente, embora ocorram diferenças evidentes devidas à topografia dessas regiões.

-
- **Sistema morfoclimático periglaciário** — caracteriza as regiões frias de precipitação muito fraca ou nula, pelo que, em geral, não há cobertura de neve, assim como é escassa ou inexistente quer a vegetação, quer o solo. Geograficamente este sistema localiza-se na zona setentrional dos continentes americano e euro-asiático, confinando com a taiga, a tundra e as turfeiras boreais. No hemisfério sul este mesmo sistema encontra-se representado, por exemplo, na Terra de Fogo (Sul da Argentina) e em algumas ilhas na periferia da Antártida.

b) Domínios temperados

- **Sistema morfoclimático temperado húmido** — numa situação geográfica intercalada entre dois domínios climáticos extremos, os muito frios e os muito quentes, os respectivos processos morfogenéticos decorrem com características intermédias, de transição entre os sistemas limítrofes. Extensas áreas dos continentes norte-americano e euro-asiático entre as quais o nosso país, representam este vastíssimo sistema morfoclimático. Corresponde ao chamado sistema de **erosão normal** de Davis, a que se aludirá mais adiante.
- **Sistema morfoclimático mediterrânico** — para certos autores corresponde a um subsistema do domínio temperado na transição para as regiões subáridas, com características particulares e muito bem definidas, próprias das áreas envolventes da grande bacia do Mediterrâneo e de outras, noutros continentes, como a Califórnia, na América do Norte, ou a zona meridional da África do Sul.

c) Domínios áridos

- **Sistema morfoclimático hiperárido** — caracterizado por extrema secura e grandes amplitudes térmicas, próprias dos grandes desertos interiores como o Sahara central e oriental, onde a ausência de chuva é total durante vários anos consecutivos. Pode chover ocasionalmente, o que muito raramente acontece, e a intervalos de tempo muito espaçados. Tais precipitações são, no geral, muito curtas no tempo, podendo corresponder a precipitações abundantes, violentas e muito rápidas, quase sempre com efeitos catastróficos.
- **Sistema morfoclimático árido** — difere da situação anterior na precipitação que, embora escassa, não é tão rara como ali. São exemplo desta situação os desertos áridos do Sahara setentrional e meridional, da Arábia, do Irão, da Ásia Central, etc.
- **Sistema morfoclimático subárido** — corresponde às zonas marginais do sistema árido, na transição com os adjacentes, tropicais-húmidos e temperados, como é o caso das regiões periféricas do Sahara (a savana), Kalahari, Casquistão, Mongólia, etc.

d) Domínios intertropicais

- **Sistema morfoclimático da floresta quente e húmida** — corresponde às regiões de clima quente e húmido próprio das latitudes equatoriais, com precipitações persistentes e abundantes ao longo do ano. Corresponde *grosso modo* às áreas das grandes bacias do Amazonas e do Congo, às Guianas, a Madagascar, à Ásia das monções e a grande parte das ilhas do Pacífico.
- **Sistema morfoclimático sub-húmido** — interpretado por alguns autores como parte dos sistemas semi-áridos, caracteriza-se pelas suas temperaturas relativamente elevadas e pela existência de uma alternância bem marcada de estações seca e húmida, fazendo a transição entre a floresta húmida e o deserto. É no interior deste sistema que se encontram as grandes extensões de encouraçamento ferruginoso ou lateritos. Situações do tipo da savana africana encontram-se ainda particularmente desenvolvidas na Austrália, na Índia e na América do Sul.

3.2 Acções da gravidade

Como já foi referido, é difícil definir com rigor o limite entre erosão, transporte e sedimentação, uma vez que o mesmo agente pode realizar qualquer um dos três, consoante as relações entre as dimensões das partículas e a velocidade do agente, já explanadas atrás. Os agentes de erosão e transporte tornam-se agentes de deposição final ou de sedimentação, por perda de capacidade transportadora. Há, porém, ambientes que, pela sua «imobilidade» natural, praticamente só actuam como agentes de sedimentação, pois constituem locais de convergência dos diversos materiais carreados por outros agentes. É o caso dos lagos ou quaisquer outras concentrações de águas mais ou menos paradas, como os pântanos ou as lagoas.

Em seguida abordam-se de forma sucinta os principais agentes responsáveis não só pela modelação do relevo, como pela sedimentogénese correlativa. São eles a gravidade, a chuva e as águas de escorrência, os cursos de água, os glaciares, o vento, as vagas no litoral, as águas subterrâneas e os seres vivos.

Actividades 3.1

1. Procure e descreva na paisagem que habita as principais características geológicas (em particular os tipos de rochas existentes), morfológicas e climáticas e relacione-as com os agentes de erosão e transporte aí actuantes.
2. Tendo em conta a resposta à questão anterior, classifique a sua região no quadro dos sistemas morfoclimáticos enunciados.

3. Procure nos solos, nas rochas alteradas, nas aluviões fluviais ou nos sedimentos litorais da sua região aspectos relacionáveis com esse quadro morfoclimático.

Todos os agentes responsáveis pela dinâmica dos três processos em causa (erosão, transporte e sedimentação) têm na força da gravidade o seu motor fundamental. Com efeito, é a gravidade que faz precipitar as gotas de chuva e que determina a escorrência e a infiltração das águas superficiais; é por acção da mesma força que os rios correm e transportam os materiais sólidos que incrementam a erosão; é a gravidade que movimenta as massas de gelo ao longo dos vales glaciários, que faz tombar as nuvens de areia elevadas pelo vento, ou que provoca o recuo da vaga que rebenta no litoral. Finalmente, é ainda esta mesma força que proporciona a deposição dos sedimentos nos locais onde estes, pela topografia existente, ficam retidos, impossibilitados de «descer» mais.

Posto isto, pode então dizer-se que, ao sistematizarem-se as acções dos vários agentes, se convencionou considerar como acções da gravidade: a erosão, o transporte e a sedimentação provocados pela queda de detritos rochosos soltos, em equilíbrio instável, comuns em vertentes de declive acentuado. Tais materiais caem para as zonas baixas, onde se acumulam por acção do seu próprio peso, sem que para isso seja necessário invocar a intervenção de outro tipo de agente. É importante, todavia, acentuar que, na maior parte dos casos, existem outros factores que desencadeiam ou aceleram o processo. É, por exemplo, o caso da infiltração de água a um valor tal que facilita os desprendimentos, por aumento da plasticidade da capa de alteração da vertente. Outro factor muito comum neste tipo de quedas por gravidade é a alternância de gelo e degelo ao nível do solo das vertentes.

Consideram-se como principais acções da gravidade os **escorregamentos** e as **avalanches** ou **aludes** que representam deslocamentos de grandes massas de terreno, às vezes catastróficas, mais lentos nos primeiros e mais bruscos nos segundos.

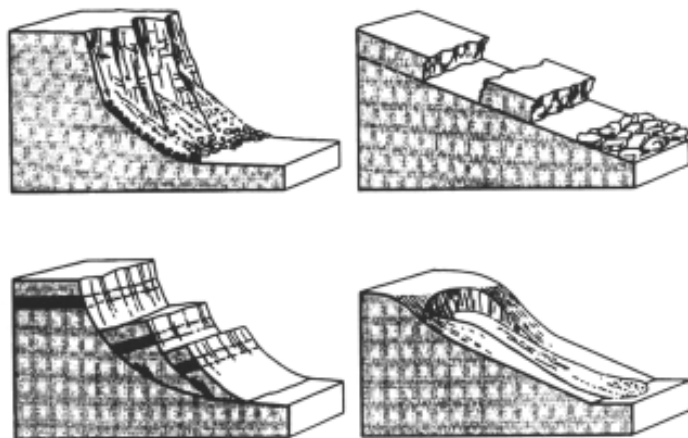


Figura 3.1 – Desprendimentos por gravidade em diversas situações de natureza e estrutura das rochas da vertente.

Nos escorregamentos a massa que se desprende desce em bloco, à semelhança de um manto, ou dividida em escamas que deslizam no conjunto e entre si. Nas avalanches os materiais desprendem-se em grandes quantidades e rolam soltos, em blocos de todas as dimensões, arrasando tudo na sua passagem.

O modo de desprendimento e o tipo de acumulação dos materiais depende, em grande medida, da natureza e da disposição (estrutura) das rochas da vertente (fig.3.1).

Considera-se, ainda, outro tipo de erosão e transporte por gravidade, a que se atribui a designação de «**creeping**» ou **reptação** (fig. 3.2) e que consiste em deslocamentos ao longo de vertentes mais suaves mas, nos quais, as partículas se movimentam muito lentamente, grão a grão. O «**creeping**» é tão lento que dele apenas se observam os efeitos nos muros rachados e deslocados, nos postes telegráficos inclinados, nas árvores tombadas, etc.

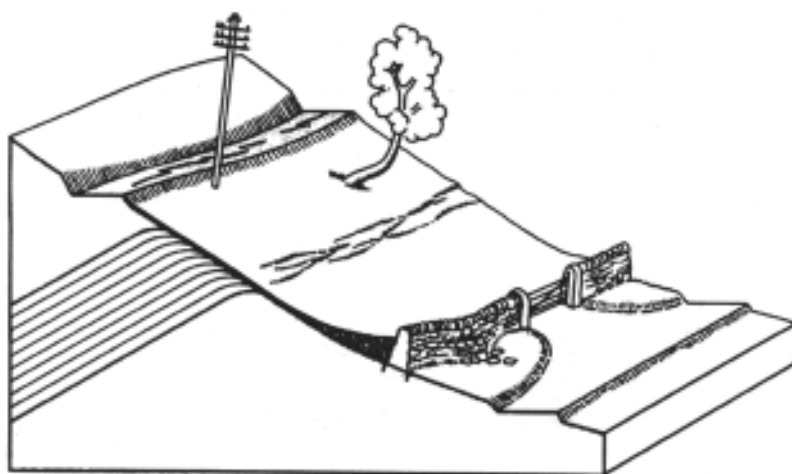


Figura 3.2 – Efeitos do «**creeping**».

A cobertura vegetal confronta-se constantemente com este processo erosivo, sendo o resultado, como aliás é regra natural e geral, a favor do elemento mais forte. De facto, se as condições climáticas não são favoráveis à ocupação vegetal, a vertente está mais exposta a este tipo de erosão. Pode, pelo contrário, haver condições climáticas para a expansão da floresta, mas o declive ser suficientemente grande para que os movimentos de terras não permitam a sua fixação.

Parte dos materiais que descem por gravidade podem permanecer em equilíbrio instável em troços menos íngremes das vertentes, por períodos mais ou menos longos, constituindo **depósitos de vertente** os quais, muitas vezes, mantêm a reptação ou alimentam os escorregamentos e as avalanches.

Os depósitos acumulados na base das vertentes, ou **depósitos de sopé**, (fig. 3.3) podem encontrar-se individualizados em **cones de detritos** *a*) ou formar um **talude** *b*) contínuo ao longo do sopé da vertente. É frequente, mesmo entre nós, a expressão francesa de «**éboulis**», para referir estes depósitos.

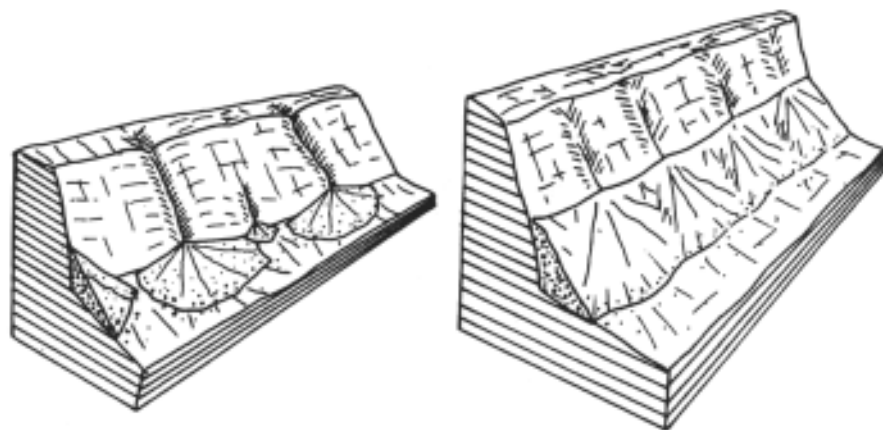


Figura 3.3 – a) Cones de detritos.

b) Talude de detritos.

O carácter mais ou menos grosseiro e mais ou menos inclinado destes depósitos depende, entre outros factores, do grau de fragmentação (granulometria) e de alteração das rochas de onde se desprendem. Os materiais que os constituem são idênticos aos que formam as rochas das respectivas vertentes, e, praticamente, sem qualquer selecção granulométrica, mineralógica ou outra. Por essas razões correspondem a depósitos bastantes imaturos. Por outro lado, apresentam-se como depósitos geralmente não consolidados, constituindo presa fácil de outros agentes de erosão.

Na Ilha da Madeira são frequentes grandes desabamentos ao longo de vertentes altas e muito íngremes. Estas movimentações de grandes massas de terra são conhecidas por **quebradas** e ocorrem quer em vales fluviais, quer nas arribas litorais. Constam de materiais soltos, heterométricos, da capa de alteração superficial ou de materiais piroclásticos pouco coesos. Acumulados no leito das torrentes, constituem volumes de terra consideráveis, logo removidos em período de pluviosidade mais intensa.

No litoral estes desabamentos estão na origem das chamadas **fajãs**, de que há numerosos exemplos também nas ilhas açorianas.

3.3 Águas pluviais e de escorrência

As águas pluviais, que ascendem a certos níveis da atmosfera, no que consomem energia solar, tendem a cair por acção da gravidade, sendo portadoras de energia equivalente, com a qual realizam trabalho de erosão e de transporte.

No impacte das gotas de chuva com o solo, (fig. 3.4) se as rochas apresentarem certo grau de desagregação e se a cobertura vegetal o não proteger, esta água pode exercer erosão apreciável à vista.



Figura 3.4 – Acção mecânica do impacto de uma gota de chuva sobre a superfície do solo.

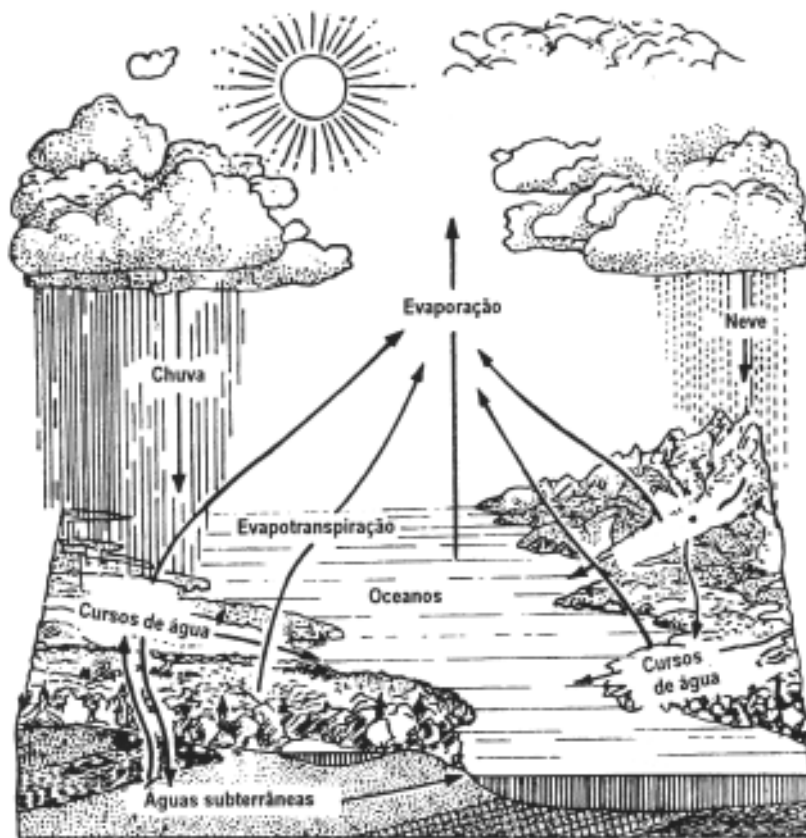


Figura 3.5 – Ciclo da água

Após tombar, parte da água da chuva infiltra-se¹, outra parte escorre à superfície e outra evapora-se, regressando à atmosfera num **ciclo** que se repete. (fig. 3.5) Uma parte da água de infiltração pode ser absorvida pelas plantas ao nível do solo, pelas raízes e ser devolvida à atmosfera pelas folhas por transpiração. Torna-se claro e evidente que vários factores regulam este **balanço hídrico** o qual, por seu turno, é directamente determinante nos efeitos da erosão e pode influenciar os de transporte.

¹ A acção das águas de infiltração será abordada adiante, em capítulo próprio.

Quanto mais porosas forem as rochas, mais água se infiltra e, conseqüentemente, menos escorre em superfície. Por seu lado a vegetação, dificultando a escorrência, favorece a infiltração e a evaporação. Rochas muito impermeáveis e desprovidas de vegetação facilitam a escorrência, sendo, assim, facilmente erodíveis.

As **águas de escorrência**, também chamadas **águas selvagens**, **águas bravas** ou de **arroiamento**, numa primeira fase escorrem em toalhas superficiais, difusas e de pequena extensão, até se adaptarem em delgados fios de água que se vão fundindo em **arroios** de hierarquia sucessivamente crescente. Seguidamente, reúnem-se em unidades cada vez mais importantes, formando cursos de água de traçado mais ou menos fixo, uns temporários — as **torrentes** — e outros no geral permanentes — **córregos, riachos, ribeiros, ribeiras e rios**. Importa frisar que a importância relativa destes termos, bem como de outros afins, varia muito de região para região. Embora haja um certo consenso quanto à sua posição na hierarquia da rede fluvial, correspondem mais a uma terminologia popular do que propriamente a expressões técnicas bem definidas.

Uma imagem acessível do que são as águas de arroiamento têm-lo todos os invernos quando, na sequência de uma precipitação suficientemente importante, os caminhos são parcialmente desempedrados e rasgados por numerosas goteiras por onde se escoa uma água mais ou menos lamacenta e carregada de detritos (areias e pedras). Estas goteiras percorrem naturalmente os trajectos de maior declive, acentuando-os, até se canalizarem nas valas ou colectores que, na imagem proposta, simbolizam os cursos de água.

A erosão e o transporte dos materiais pelas águas de escorrência é a causa de certas formas curiosas da morfologia, entre as quais os **barrancos**, os chamados **caos de blocos**, as **saliências rochosas** e as características **chaminés de fada**.

A erosão destas águas por escavamento de sulcos no terreno é designada por **abarrancamento**, (fig. 3.6) o que conduz à formação dos chamados barrancos havendo ainda outros nomes para os referir, retirados do vocabulário popular e variando de região para região, como por exemplo **boqueirão, barroca** e muitos outros.

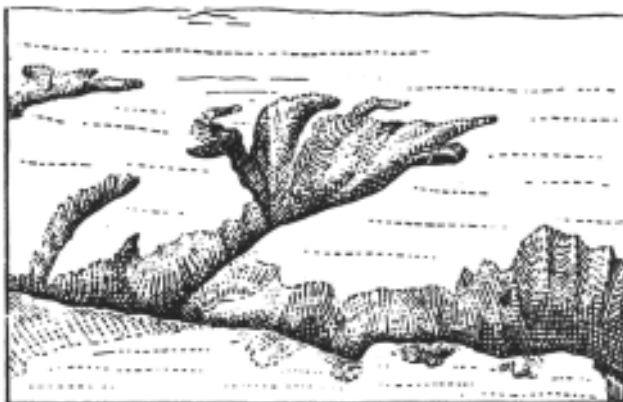


Figura 3.6 – Abarrancamento e erosão regressiva.

Mais abundantes, profundos e activos nas terras altas, os barrancos instalam-se facilmente em rochas friáveis, na capa de alteração das rochas (**rególito**), ou nos solos e, neste caso, representam grave prejuízo para as culturas. O grau de abarrancamento depende sobretudo das propriedades mecânicas do terreno, do regime de pluviosidade, da topografia e da vegetação.

O termo **ravina**, frequentemente utilizado com o mesmo sentido, foi adaptado do termo francês «ravin». Os autores da língua inglesa usam a expressão “**bad land**” para referir uma paisagem sem vegetação, desolada, caracterizada por numerosos e profundos abarrancamentos. O termo português **barrocal** tem este conceito nalgumas regiões, mas noutras, refere, ao contrário, uma paisagem pedregosa onde há muitos penedos ou barrocos.

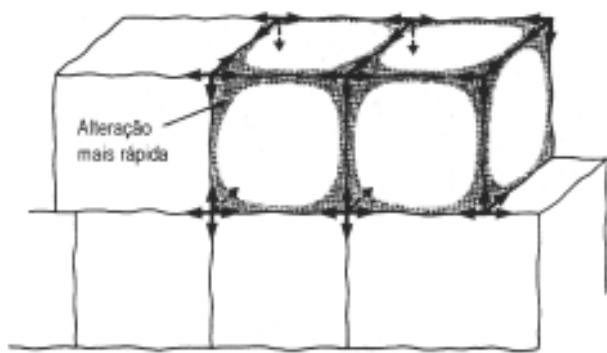


Figura 3.7 – Disjunção em blocos. As arestas e, sobretudo, os vértices dos «paralelepípedos» definidos por três planos de diaclase principais são mais rapidamente alterados, conduzindo, no geral, a blocos mais ou menos arredondados.

Nas rochas granitóides (granitos, granodioritos, sienitos e afins), fissuradas por redes de diaclases, que as dividem em blocos maiores ou menores, (fig. 3.7) a meteorização é mais intensa ao longo desses planos, posto que aí a circulação das águas de infiltração é mais acentuada. Na sequência dessa acção estes blocos, *grosso modo* paralelepédicos, vão ficando cada vez mais arredondados e afastados uns dos outros, à medida que a parte arenizada vai perdendo coerência, acabando por ser removida pela chuva e pelas águas de escorrência. Assim, estes maciços originam concentrações residuais bem salientes na topografia, exibindo **disjunção em blocos**, isto é, grandes e pequenos penedos, no geral arredondados, que não são mais do que a parte restante, não alterada, do conjunto inicial, após a erosão dos materiais alterados. Maior ou menor número destes blocos deslocam-se, descendo da parte culminante do afloramento principal e imobilizando-se a pouca distância deste. Por rebaixamento do terreno em volta, estes «amontoados» pedregosos, ou **caos de blocos**, sobressaem da paisagem (fig. 3.8).

Estas formas, tão correntes, abundam em Portugal, nomeadamente nos altos das colinas e dos montes graníticos nas Beiras, no Minho e em Trás-os-Montes. Nos arredores de Lisboa, na Serra de Sintra, os caos de blocos são visíveis à distância nas cumeadas mais salientes.

Um aspecto curioso destas formas de relevo são as **pedras bolideiras**, grandes blocos arredondados, assentes numa pequena base que os torna oscilantes.

Outro aspecto da erosão das águas bravas são as **saliências rochosas** ou afloramentos que sobressaem do nível geral do solo. Não são mais do que porções da rocha do substrato que, por razões várias, constituem núcleos mais resistentes à meteorização e à erosão pelas águas selvagens.

Nas regiões de alta montanha onde a erosão é mais intensa e a capa de alteração é escassa, a paisagem é dominada por vertentes rochosas com rugosidades salientes e irregulares. Porém, nas terras baixas e de menor declive, a capa de alteração e de depósito de cobertura é o elemento dominante e é aqui que estas saliências rochosas, quando existem, ganham contraste e sobressaem. Nas áreas aplanadas estas

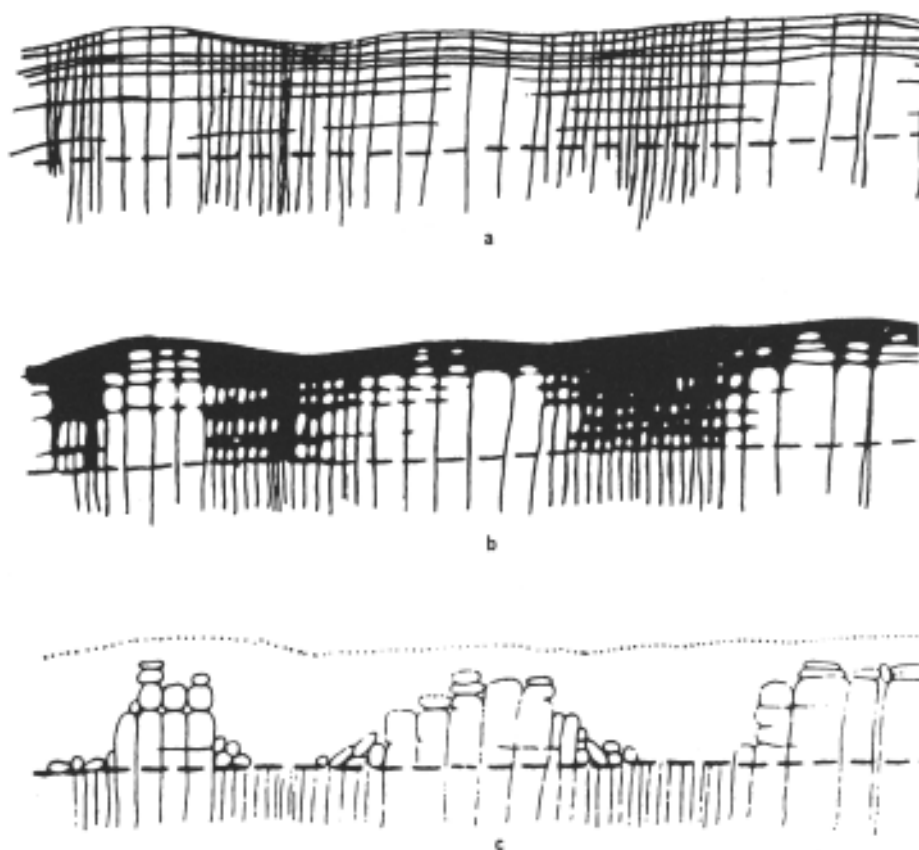


Figura 3.8 – Importância da rede de diaclases, em rochas granitóides no rebaixamento da superfície topográfica, por erosão, e conseqüente afloramento de saliências rochosas e formação de caos de blocos. A erosão é mais activa nas zonas fissuradas, onde a meteorização foi mais intensa, como se sugere na seqüência a, b, c.

formas constituem, por vezes, os únicos afloramentos das rochas do substrato possíveis de observar em grandes extensões ocultas sob a capa de alteração. Este tipo de paisagem é particularmente observável nas extensas planuras do Alentejo, onde são frequentes penedos de forma pedunculada. A forma pedunculada ou em cogumelo deve-se ao facto de a parte inferior destes afloramentos permanecer em contacto com o solo onde a circulação da água

é mais persistente do que na sua parte superior. Com efeito, molhados pela chuva, rapidamente secam, ao contrário da base que, mergulhada no solo impregnado de água, fica durante muito mais tempo sujeita aos processos de alteração.

As **chaminés de fada**, (fig. 3.9) a que os programas liceais se habituaram a dar um relevo que não se coaduna com a importância que estas assumem no contexto geral das paisagens, são formas curiosas que, por tal razão, vale a pena referir.



Figura 3.9 – Chaminé de fada de proporções gigantescas (a escala é dada por uma figura humana, na gravura) Queyras, Alpes.

Estas colunas, encimadas por um fragmento de rocha, formam-se a partir de um depósito detrítico areno-argiloso e pouco coerente, que encerra clastos maiores dispersos na sua massa. A acção da chuva e da escorrência produz erosão nos materiais mais finos, removendo-os, mas não afecta a porção de depósito que fica por baixo dos referidos fragmentos maiores, que constituem como que um chapéu protector. O rebaixamento topográfico do depósito deixa, assim, como relevos residuais, estas colunas coroadas por uma pedra, a qual mais tarde ou mais cedo acaba por tombar. Desprotegidas das respectivas coberturas estas colunas são rapidamente arrasadas.

Estas estruturas são, todavia, frequentes ao nível de depósitos detríticos argilosos que encerram areão e cascalho, porém constituem formas de escassos centímetros e, portanto, sem significado morfológico. Vêem-se nas bermas das estradas, nas escombreyras dos areiros, etc. Porém, as chaminés de fada, de dimensões grandiosas (algumas dezenas de metros) são raras e confinam-se a zonas montanhosas onde existam restos de volumosos depósitos de vertente e ou glaciários, como acontece, por exemplo, nos Alpes.

Em determinadas situações de topografia, a erosão pelas águas de escorrência ameaça constantemente os solos de cultura, pelo que representa graves prejuízos se não forem tomadas medidas de precaução. Entre elas estão as que a sabedoria popular nos mostra frequentemente, como sejam o lavar a terra das vertentes segundo as curvas de nível (os sulcos definem planos horizontais) ou a construção de socalcos ou terraços, tabiques, pequenas barragens, etc.

Actividades 3.2

1. Regue primeiro moderadamente e depois abundantemente porções diferentemente inclinadas de um canteiro de jardim, do quintal ou do pátio da escola e discuta as diferenças observadas tendo em conta os conceitos de infiltração, escorrência e evaporação.
2. Coloque um saco de plástico, transparente e bem insuflado, invertido sobre um vaso com plantas. Faça esta experiência ao sol ou à sombra, por períodos mais ou menos prolongados.
 - a) Observe a condensação de vapor de água nas paredes interiores do saco e registre as diferenças encontradas naquelas situações.
 - b) Relacione o conceito de evapotranspiração com os resultados das suas observações.

3.4 Cursos de água

Os cursos de água não são agentes isolados, organizam-se em conjuntos maiores, definindo bacias fluviais. (fig. 3.10) Os leitos respectivos desenham uma rede, mais ou menos complexa e hierarquizada, isto é, onde cada um tem, face aos restantes, a sua importância relativa e daí o uso de expressões como curso principal e tributários e, entre estes, afluentes e subafluentes, consoante a sua posição relativa na rede.

As regiões sem rede fluvial como acontece, por exemplo, nos desertos de areia, dizem-se **arreicas**. Outras, caracterizam-se pelo facto de a respectiva rede fluvial convergir numa zona interior e, portanto, não serem drenadas para o mar. Tais regiões dizem-se **endorreicas**. Pelo contrário, designam-se por **exorreicas** as regiões drenadas por bacias fluviais que desaguam no mar. O exorreísmo é, de facto, a situação mais comum e generalizada à escala dos continentes, desde um simples abarrancamento virado ao mar, à grande bacia do Amazonas. São exemplos de áreas endorreicas as envolventes dos lagos Tchad, em África, Eive, na Austrália, Baical, na Sibéria e todas as que tenham por centro de convergência das águas um local interior, isto é, um lago.

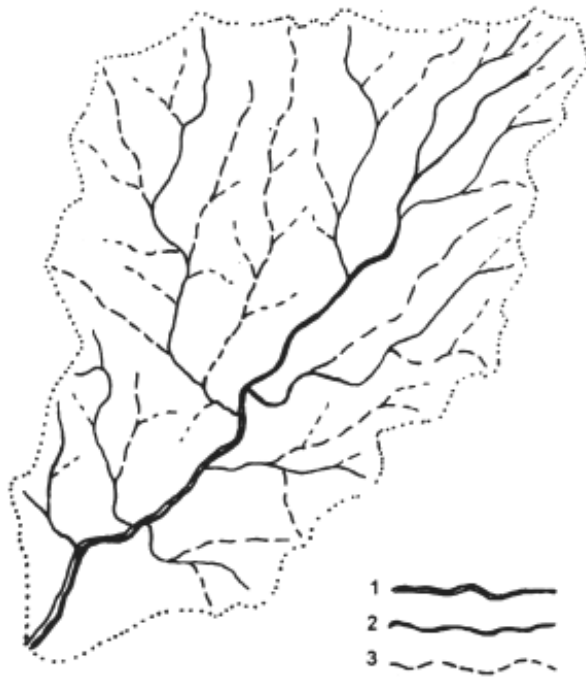


Figura 3.10 – Esquema de uma bacia fluvial. No conjunto de cursos de água que constituem a rede respectiva distinguem-se o curso principal (1), os afluentes (2) e os subafluentes (3). O pontilhado define o limite da bacia.

3.4.1 *Torrentes*

As **torrentes** são pequenos cursos de água temporários que funcionam como locais de convergência e escoamento das águas de escorrência existentes no seu raio de acção. Estas formas situam-se de preferência nas vertentes íngremes dos vales ou nas cabeceiras dos mesmos, nas zonas de relevo mais acidentado.

A torrente (fig.3.11) comporta três troços distintos quer pelo respectivo posicionamento, quer pelas acções que exercem. **A bacia de recepção**, situada na parte mais elevada, constitui uma zona mais ou menos extensa, alargada e escavada, onde convergem as águas de escorrência. É desprovida de vegetação e apresenta-se intensamente abarrancada, devido a forte actividade erosiva e afunila na sua parte inferior. O segundo troço é **o canal de escoamento**, marcado por um entalhe profundo, pouco sinuoso ou rectilíneo, de perfil em **V** e pejado de detritos de todos os calibres. Este colector escoas as águas acumuladas na bacia superior, transporta os materiais erodidos e aprofunda-se ou escava-se, ao longo do leito, num tipo de erosão que poderá dizer-se linear e vertical. Os materiais drenados ao atingirem o extremo inferior deste canal perdem velocidade, espriam-se e depositam-se, constituindo uma forma de acumulação em leque e de superfície cónica, o chamado **cone de dejecção**, ele próprio, muitas vezes, abarrancado por posteriores escorrências.

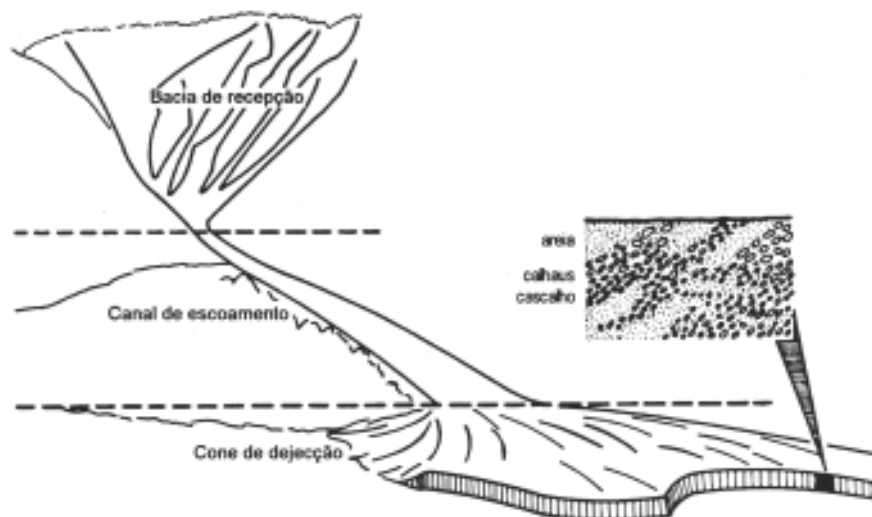


Figura 3.11 – Esquema de uma torrente. À direita, pormenor da organização do depósito.

A torrente manifesta nos seus três troços, respectivamente, actividade fundamentalmente erosiva, de transporte e de sedimentação. A acção erosiva no troço montante, ou cabeceira, faz com que esta recue constantemente, e daí o nome de **erosão regressiva** ou remontante. O canal de escoamento regulariza-se num perfil que tende para uma curva parabólica, muito pouco inclinada na base, que se continua pelo cone de dejecção e que se empina progressivamente para montante. À medida que se regulariza o leito, a actividade erosiva diminui e a zona de sedimentação (aluvionamento) aumenta. A vegetação pode reinstalar-se, a torrente atinge o seu **perfil de equilíbrio** e, praticamente, estabiliza. Chama-se **nível de base** da torrente ao ponto mais baixo em função do qual se dá a regularização do seu perfil de equilíbrio. Corresponde geralmente ao ponto de confluência da torrente com outro curso de água de ordem superior à sua, mas pode ser um lago ou simplesmente uma zona aplanada no sopé da vertente.

Os efeitos das torrentes são geralmente prejudiciais, tanto nos troços superiores, onde a erosão é intensa, como ao nível das terras baixas, no sopé, sujeitas a constantes invasões de detritos sobre as culturas. O combate aos efeitos erosivos das torrentes faz-se, especialmente, pela fixação de vegetação adequada na bacia de recepção e pela implantação de barragens ou tabiques, mais ou menos rudimentares, no canal de escoamento.

As torrentes representam nas regiões de clima temperado um papel fundamental no nivelamento do relevo, erodindo nas partes altas e acumulando nas zonas baixas. Os sedimentos correlativos das torrentes são os que constituem o cone de dejecção. Os materiais são sempre detríticos, granulometricamente muito heterogéneos, angulosos e muito pouco evolucionados; encerram materiais idênticos aos que existem em superfície na zona da bacia de recepção. Em virtude do seu carácter não consolidado, estes depósitos, muito imaturos, são frequentemente retomados por sucessivas fases de actividade da torrente.

O conhecimento das características dos depósitos de torrente permite definir a chamada fácies torrencial, com aplicação no estudo de sedimentos antigos e na sua interpretação, tendo em vista a reconstituição de ambientes do passado geológico.

3.4.2 Rios

Os rios e ribeiras, ou ribeiros, representam cursos de água geralmente permanentes, mais extensos do que as torrentes. A distinção entre rios e ribeiras tem que ver com o grau de importância relativa, mais longos e caudalosos os primeiros. Todavia, não há nenhum critério que permita dizer onde acaba o rio e começa a ribeira. Temos numerosos exemplos de cursos de água que são indiferentemente tratados tanto por rios como por ribeiras. A título de simplificação e porque se ligam ao mesmo tipo de fenómenos só que com importância diferente, passaremos a designá-los em conjunto por **rios**.

À semelhança das torrentes também os rios podem ser considerados como reunindo três troços principais: **curso superior**, onde predomina o trabalho de erosão o **curso médio**, onde o transporte é o principal agente actuante, e **curso inferior**, caracterizado pelo predomínio da sedimentação, bem patente nos depósitos aluviais ou **aluviões**. Ainda, à semelhança das torrentes, continuam a ser utilizáveis e com o mesmo significado as noções de **erosão regressiva**, **nível de base e perfil de equilíbrio**, embora, evidentemente, adaptados à respectiva escala. Devido às semelhanças no comportamento e na sucessão dos fenómenos e pelo facto de serem acidentes de pequena dimensão e facilmente abarcáveis no seu todo, as torrentes permitem exemplificar e concretizar o trabalho dos rios e até, mesmo, das bacias fluviais.

Um grande rio aberto ao mar tem no nível médio das águas oceânicas o seu nível de base, isto é, o nível em função do qual ele regulariza o seu perfil. Pelo facto de este nível condicionar toda a rede fluvial exorreica dos continentes chama-se-lhe **nível de base geral**. Um ponto de confluência de dois cursos de água funciona, para o curso subordinado, como um **nível de base local**. Outros acidentes são responsáveis pelo mesmo efeito de regularização dos perfis dos troços que lhes ficam a montante. Com efeito, são níveis de base local uma barra de rocha mais dura, um lago de passagem, um ponto de confluência, um açude, etc.

Nos terrenos calcários dispostos em camadas horizontais escavam-se, em geral, vales de paredes quase verticais, às vezes muito profundas — as **gargantas** ou **canhões** —, o que acontece devido ao pouco trabalho de erosão das vertentes, uma vez que nestas rochas a infiltração é máxima, não havendo praticamente escorrência e, portanto, recuo. Por outro lado, a elevada coerência do calcário e a horizontalidade das camadas são factores favoráveis à manutenção do abrupto. A ribeira da Caranguejeira, a leste de Leiria, apresenta belos exemplos de canhões, sem contudo terem as dimensões gigantescas, por exemplo, dos grandes *canyons* do Colorado.

Nas rochas argilosas, como é o caso dos xistos, a escorrência ao longo das vertentes é muito acentuada devido à grande impermeabilidade destas rochas. Quase toda a água das chuvas, que não evapora, escorre em superfície. Por outro lado, trata-se de rochas brandas, facilmente erodíveis. Nestas circunstâncias o recuo e o rebaixamento das vertentes é intenso e assim os vales tendem para formas largas e pouco abruptas. O granito, mais permeável do que o xisto e também mais resistente à erosão, exhibe vales com perfis transversais mais vigorosos (abruptos).

O leito de um rio é o espaço que pode ser ocupado pelas águas. Distinguem-se habitualmente **leito maior**, **leito aparente** e **leito menor**. O primeiro, também chamado **leito ou planície de inundação**, corresponde a todo o espaço do vale inundável nos períodos de cheia. O leito aparente é definido pelo sulco rasgado na planície de inundação e é onde, habitualmente, circulam as águas e os materiais arrastados. O leito menor ou **canal de estiagem** corresponde ao que se costuma referir por fio de água, estreita faixa, líquida, geralmente sinuosa e mutável, que persiste no interior do leito aparente e representa a menor drenagem do rio, o que, para as nossas regiões, ocorre no Verão. O leito menor, em cursos de pouca importância, pode definir-se apenas por um estreito sulco, sinuoso e seco, aqui e acolá ocupado por pequenos charcos ou pegos.

3.4.3 *Meandros*

Designam-se por **meandros** as sinuosidades maiores ou menores e mais ou menos profundas existentes em certos troços dos rios. O seu traçado afasta-se, sem uma razão aparente, da direcção geral do curso de água respectivo, para aí voltar de novo, após ter descrito uma curva bem pronunciada. Embora se diga frequentemente que o leito aparente descreve meandros na planície de inundação, tal expressão procura apenas definir-lhe a forma do traçado, por comparação com os verdadeiros meandros, dos quais apenas se consideram dois tipos:

- os **meandros encaixados ou de vale** — cujo traçado, sempre amplo, inclui a forma do vale, isto é, o carácter sinuoso do leito resulta do mesmo traçado do vale;
- os **meandros divagantes** — igualmente amplos, instalados nas grandes planícies aluviais, podendo aí divagar, isto é, alterar o seu traçado, exagerando as curvas que descreve e abandonando outras.

Os meandros têm tendência a acentuarem-se, (fig. 3.12) do que resulta geralmente o seu abandono. Com efeito, a corrente é mais forte na margem côncava, erodindo-a, do que na margem convexa, onde deposita parte da sua carga sólida. Este facto, que se verifica em todas as sinuosidades do curso, pode exagerar-lhes a curvatura até que dois troços se tocam e ficam em comunicação directa. Verifica-se então o abandono de uma parte do antigo meandro que fica a seco e, por isso, se designa por **braço morto** (lago em ferradura). Estes braços, funcionando como zonas de águas paradas, ocasionalmente inundados em períodos de cheia, estão sujeitos, sobretudo, a sedimentação fina por decantação dos materiais em suspensão na água.

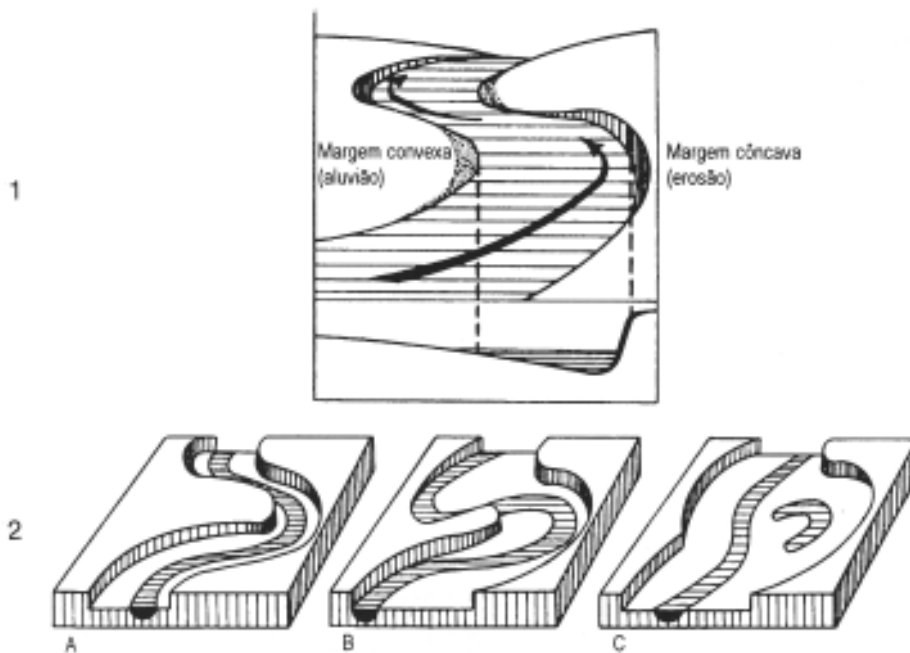


Figura 3.12 – 1- As setas sugerem mais energia junto das margens côncavas, favorecendo a erosão (E). Nas margens convexas, onde a velocidade da corrente é menor, predomina a sedimentação (S). Notar a dissimetria do leito no perfil transversal anexo.
2 - Evolução de um meandro. A curvatura (A) tende a acentuar-se (B), até à situação de abandono de um braço morto (C).

Alguns rios portugueses podem servir de exemplo a este aspecto do traçado dos rios; são porém formas modestas quando comparadas, por exemplo, com os grandiosos meandros encaixados do rio San Juan, no Utah (EUA), ou do rio Mosa, na Bélgica, e com os vastos e complexos meandros divagantes (e braços mortos ainda reconhecíveis) das planícies aluviais do Danúbio, na Hungria, do Mississippi, do Amazonas ou do Sena, em Paris.

Como meandros de vale em rios portugueses poderemos citar alguns troços nos rios Douro, Mondego, Alva, Ceira, Zêzere, Mira e Guadiana e, como exemplos de meandros divagantes, os rios Mondego, Tejo e Guadiana nas respectivas planícies aluviais, nos troços inferiores.

3.4.4 *Ciclo de erosão normal*

Após evolução mais ou menos prolongada, um dado curso de água, inicialmente de leito bastante irregular e com variações mais ou menos bruscas de declive, acabará por regularizar o seu perfil se o nível de base se mantiver fixo o tempo necessário para que se atinja o **perfil de equilíbrio**. Este equilíbrio, não é demais insistir, estabelece-se em especial entre dois factores principais,

o clima e a natureza geológica dos terrenos, os quais se ligam a outros factores, tais como o regime fluvial, o tipo de intensidade da cobertura vegetal, a natureza das rochas, o tipo, a densidade e a amplitude de acidentes tectónicos, etc.

A regularização do perfil faz-se de jusante para montante, as irregularidades vão-se esbatendo, os rápidos recuando, o mesmo sucedendo às **cabeceiras** que vão penetrando na montanha. Esta progressão da erosão iniciada na foz e avançando para a nascente funciona como uma vaga de erosão de sentido contrário ao rio e, por isso, também aqui dita regressiva ou remontante.

Muitas vezes, em consequência do recuo das cabeceiras um curso de água intercepta outros, capturando-lhes as águas, adicionando assim ao seu traçado todo o troço montante do curso interceptado. Diz-se, então, que houve **captura**. (fig. 3.13) Geralmente, o troço jusante do rio capturado permanece marcado por um vale abandonado ou morto.

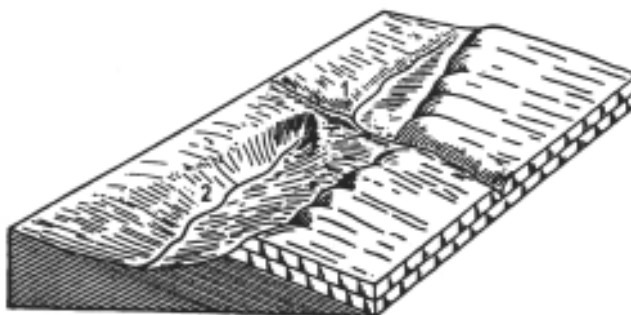


Figura 3.13 – Bloco-diagrama demonstrativo de como o recuo por erosão regressiva do vale mais vigoroso (2) está prestes a interceptar o vale que lhe passa a montante (1) e a desencadear uma captura.

Também o perfil transversal dos rios atesta o seu estadio de evolução. Com efeito, no trabalho de regularização do leito, a água corrente e os materiais que transporta escavam e aprofundam constantemente o leito, ao mesmo tempo que a escorrência e as torrentes laterais do vale vão desgastando as vertentes. Nesta fase o vale é profundo e estreito. À medida que o rio se vai aproximando do perfil de equilíbrio, o seu trabalho de erosão vertical (escavamento do leito) vai diminuindo até dar lugar à sedimentação. As vertentes, no entanto, continuam a recuar e a degradar-se, alargando continuamente o vale.

Consoante o estadio de evolução verificado nos rios, (fig. 3.14) ou em partes do seu traçado, assim se poderão reconhecer nele as fases de juventude, de maturidade e de senilidade.

Na **fase de juventude**, ou **juvenil**, há predomínio da erosão; o perfil longitudinal é irregular e o declive é acentuado e irregular (rápidos). A **fase de maturidade** tem grande capacidade de transporte; nesta fase o declive é menor e os vales são profundos e geralmente apertados; o perfil longitudinal está mais regularizado. A **fase de senilidade**, ou **senil**, caracteriza-se por vales amplos, de vertentes muito afasta-

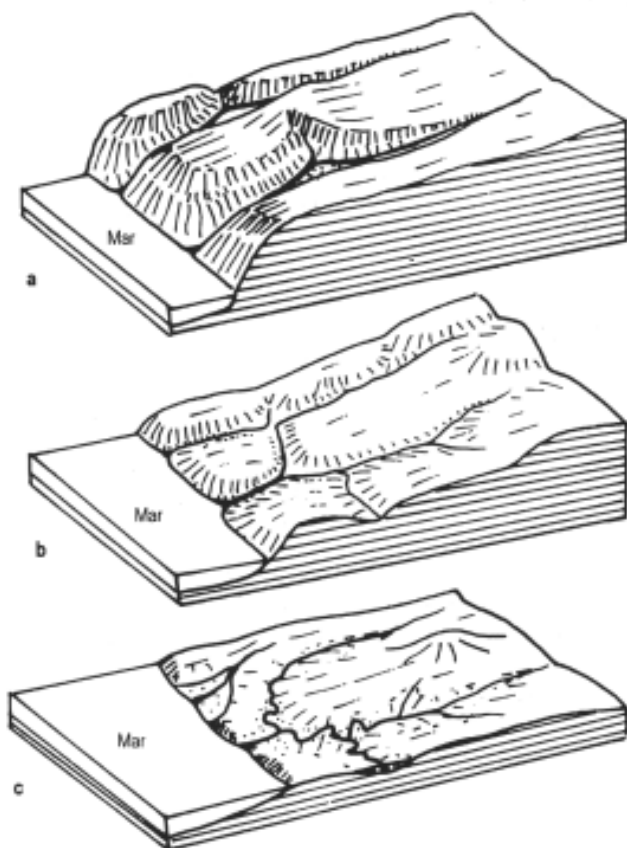


Figura 3.14 – As três fases de evolução dos rios: juvenil (a); de maturidade (b); senil (c).

das e degradadas. Predomina a sedimentação dando origem a extensas superfícies muito planas resultantes de assoreamento pelos depósitos fluviais que aí se espriam por perda de competência das águas. São as planícies aluviais, geralmente muito desenvolvidas nas zonas terminais, ou **vestibulares**, dos grandes rios, de que são exemplo, entre nós, os campos do Mondego e as lezírias do Tejo e do Sado.

Como grandes agentes modeladores do relevo, em especial nas regiões temperadas, os rios modificam a geometria e a extensão dos seus traçados, incluindo a dos respectivos afluentes. Nestes termos e para uma dada região, este trabalho constante (tendo em conta as variações litológicas e estruturais possíveis) tem como consequência o facto de certos cursos se instalarem mais vigorosamente, recuarem as cabeceiras mais rapidamente e capturarem outros de evolução mais lenta, aumentando assim a sua bacia fluvial, onde os vários cursos de água assumem graus de importância relativa. Em função desta evolução estabelecem-se cursos principais e toda uma série de afluentes de ordem inferior que lhes estão (e também entre si) sucessivamente subordinados. Este fenómeno, que é, afinal, resultante do equilíbrio entre o traçado da rede, o clima, a geologia e a morfologia da região, corresponde ao que se designa por **hierarquização da rede**. Esta é tanto mais acentuada quanto mais longa tiver sido a sua evolução.

À medida que a rede hidrográfica se expande e se hierarquiza, a erosão nas zonas montanhosas progride e acentua-se. Em consequência, as regiões vestibulares tornam-se cada vez mais amplas e planas. Assim, não é difícil conceber, para um nível de base geral, estável durante um intervalo de tempo suficientemente longo, que os rios atinjam o seu perfil de equilíbrio, que a partir daí alarguem os respectivos vales por recuo das vertentes, e que os interflúvios de bacias contíguas se esbatam à medida que se criam vastas planícies aluviais. Tal evolução tem como limite a aplanação geral, envolvendo várias bacias.

Segundo o geomorfólogo norte-americano, dos finais do século XIX, W. M. Davis, sempre que esta aplanação se generaliza a uma área suficientemente grande, o que acontece ao cabo de muitos milhões de anos, no pressuposto de uma muito longa estabilidade tectónica, atinge-se uma situação de relevo arrasado, de interflúvios suaves mais ou menos uniformes, recortado por cursos de água na fase senil, com pouca ou nenhuma capacidade erosiva. Esta quase aplanação foi designada por **penepianície** e com ela se completa o **ciclo de erosão**. Ainda segundo Davis, o tipo de evolução do relevo tendo como factor essencial a actividade dos cursos de água, segundo o esquema que foi exposto, constitui o que se designou por **erosão normal**, própria das regiões de clima temperado e, portanto, condicionada pelas características do regime fluvial dessas regiões.

Actualmente o conceito de erosão normal, que foi aceite sem discussão durante cerca de três quartos de século, é posto em causa e, até, manifestamente negado. A teoria de Davis baseava-se em modelos teóricos, e o que se verifica na prática é que, em regiões de clima temperado, consideradas protótipo do modelado de erosão normal por ele descrito, as águas correntes do tipo das habituais nestas regiões (mais ou menos permanentes e regulares) não constituem o agente fundamental responsável pelas formas de erosão que aí se encontram, sendo muito limitado o seu papel nas grandes linhas do relevo.

Os opositores de Davis consideram que o modelado das regiões temperadas, em geral, não é lenta e continuamente talhado pelos cursos de água, mas sim no decurso de crises climáticas (**crises morfogenéticas**) esporádicas, relativamente curtas e extremamente activas, durante as quais a rarefação da cobertura vegetal contribui decisivamente para incrementar a erosão. Esta visão do problema é coincidente com os conceitos de **biostasia** e **rexiestasia**, já apresentados. Com efeito, a situação comum nas regiões ditas temperadas, em geral, é mais próxima da biostasia e portanto favorável à conservação do relevo e à formação de solos (pedogénese), enquanto as crises morfogenéticas têm carácter rexiestásico.

3.4.5 *Terraços fluviais*

Imagine-se uma região aplanada, com uma rede senil, bruscamente elevada em relação ao seu nível de base geral, ou porque o continente se elevou ou porque o nível do mar baixou. Esta nova situação aumenta a energia potencial dos materiais que provocam a erosão mecânica — a água e os detritos transportados — e, assim,

toda a actividade fluvial rejuvenesce; os rios encaixam-se primeiro junto à foz, aumentam o declive e a vaga de erosão recuará até atingir toda a rede, procurando restabelecer o perfil de equilíbrio anteriormente atingido. As vertentes voltarão a recuar e aparecerão novas planícies aluviais. Em suma, repetiu-se o ciclo de erosão. Podem ver-se, a dado momento, as formas do novo ciclo embutidas nas do anterior, (fig. 3.15) quer pelo carácter plano dos interflúvios, agora na situação de **planaltos**, onde os vales se encaixam de novo, quer no perfil longitudinal dos rios, onde em certa porção do troço montante persiste parte do perfil de equilíbrio anterior, interrompido para jusante pelo novo perfil. Esta interrupção é marcada por uma ruptura de declive produzida pela vaga de erosão regressiva.

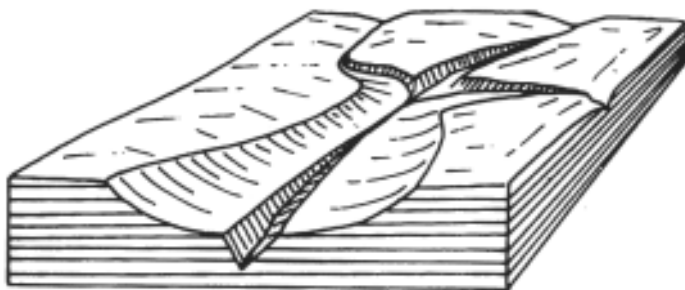


Figura 3.15 – Formas ciclicas manifestadas por sucessivos embutimentos da rede fluvial.

Nas planícies aluviais o encaixe do rio aprofunda aí um sulco, de modo que aqueles depósitos ficam elevados relativamente ao novo leito, constituindo degraus ou **terraços fluviais**. (fig. 3.16) O prosseguimento desta evolução fluvial pode criar nova planície aluvial topograficamente abaixo da anterior. A repetição de vários ciclos é a causa da existência de vários níveis de terraços fluviais, mais antigos os mais elevados e sucessivamente mais modernos os mais baixos.

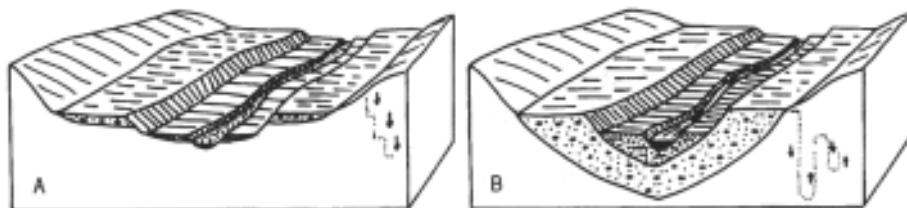


Figura 3.16 – Terraços fluviais A - A evolução do vale caracterizou-se por sucessivos rebaixamentos do leito seguidos de pausas que permitiram o alargamento do vale e a exposição de aluviões. B - Profundos rebaixamentos do vale seguidos de intenso assoreamento produzido por oscilações positivas do nível de base antes de novo embutimento. O ponteadado e as setas indicam as oscilações sofridas.

A descida rítmica do nível do mar no período Quaternário, ligada às glaciações, por essa razão dita glacioeustática, é responsável pelos vários níveis de terraços (ditos quaternários) existentes no curso inferior da maioria dos rios e de que temos muito bons exemplos no Douro, (fig. 3.17) no Tejo ou no Guadiana, para citar apenas alguns dos mais desenvolvidos.

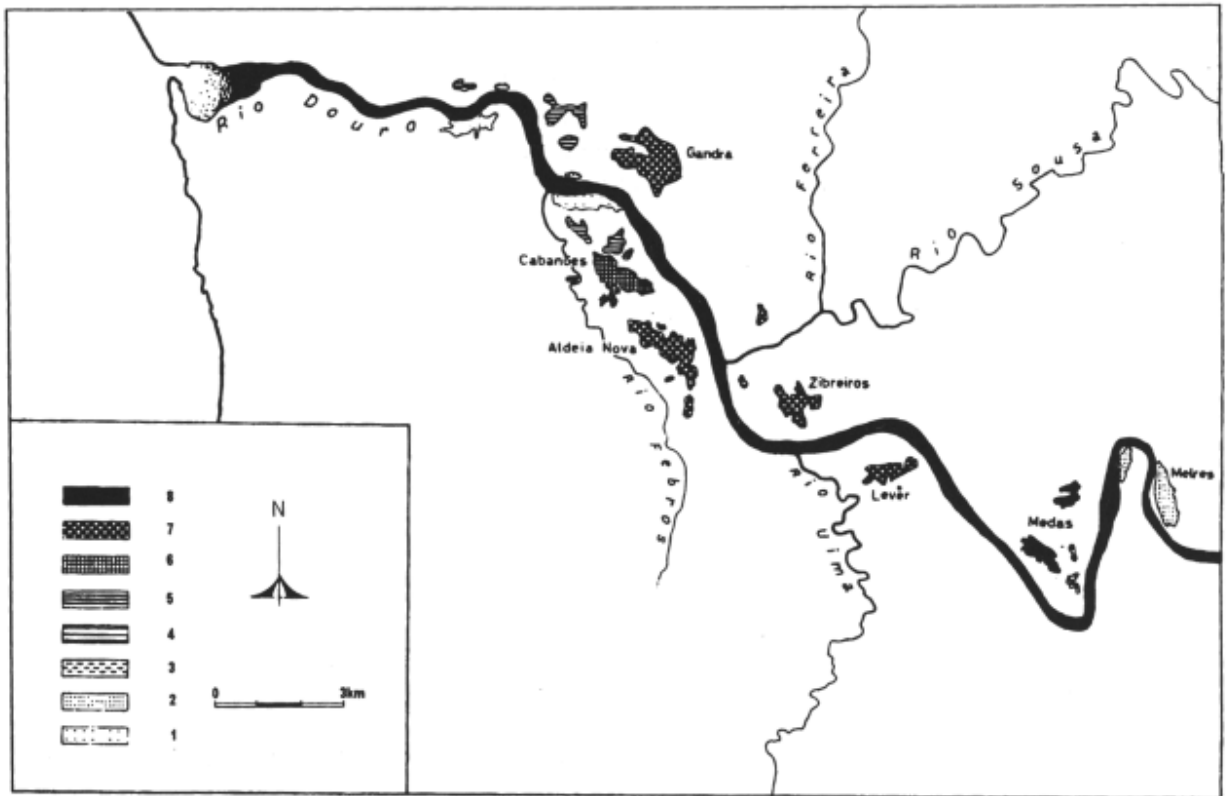


Figura 3.17 – Mapa de localização dos principais terraços do Douro. 1 - 5 a 8 m; 2 - 15 a 20 m; 3 - 30 a 40 m; 4 - 60 a 70 m; 5 - 80 a 90 m; 6 - 100 a 110 m; 7 - 120 a 130 m; 8 - 150 a 170 m.

3.4.6 Transporte e sedimentação fluviais

Os cursos de água transportam grandes quantidades de materiais sólidos e em solução na água. As modalidades normais para o transporte de detritos são: rolamento para os balastos, saltação para as areias e suspensão para os elementos mais finos, silte e argilas. Ressalve-se, porém, que variações da velocidade das correntes podem modificar localmente estes comportamentos.

As águas pluviais, que penetram no subsolo, permanecem em contacto directo com os minerais das rochas através da porosidade destas e acabam por dissolver quantidades maiores ou menores de certos produtos químicos que adicionam à sua composição salina como águas subterrâneas. Ao lançarem-se nas redes hidrográficas estas águas transportam consigo essas substâncias salinas até ao mar, onde se têm vindo a acumular desde os tempos mais recuados, podendo, no entanto, conduzi-los a uma estrutura fechada como um lago onde poderão precipitar ou incorporar outras substâncias, inclusivamente seres vivos. Por exemplo, as águas que atravessam os maciços calcários revelam concentrações apreciáveis de carbonatos de cálcio. É, com efeito, a natureza geológica dos terrenos que, no essencial, determina a composição das águas, entre as quais as chamadas **águas de mesa** ou **águas minerais**.

Entre os produtos solúveis removidos das rochas, as águas subterrâneas e fluviais contêm aniões tais como Cl^- , $SO_4^{=}$, CO_3H^- , $CO_3^{=}$, entre os mais comuns. Além destes, transportam ainda catiões como os alcalinos Na^+ e K^+ e os alcalino-terrosos Ca^{++} e Mg^{++} e ainda sílica, alumina, compostos de ferro, etc. Mas nem só os produtos originários das rochas constituem a reserva química destas águas. Com efeito, certas substâncias orgânicas resultantes da actividade biológica são igualmente comuns, bem como outras oriundas da atmosfera, adicionadas durante a queda da chuva, tais como dióxido de carbono e oxigénio molecular, com interferência relevante nos fenómenos geológicos da superfície.

Os materiais sólidos transportados promovem, por atrito, a erosão dos leitos dos cursos de água por onde circulam. Veja-se, por exemplo, o caso espectacular das chamadas **marmitas de gigante**, (fig. 3.18) que não são mais do que buracos circulares, com a forma que o nome sugere, escavados pelo redemoinhar dos seixos que ali ficam temporariamente cativos, exercendo intensa acção abrasiva, sob o efeito da corrente, e onde eles próprios se arredondam (fig. 3.19).



Figura 3.18 – Marmita de gigante.

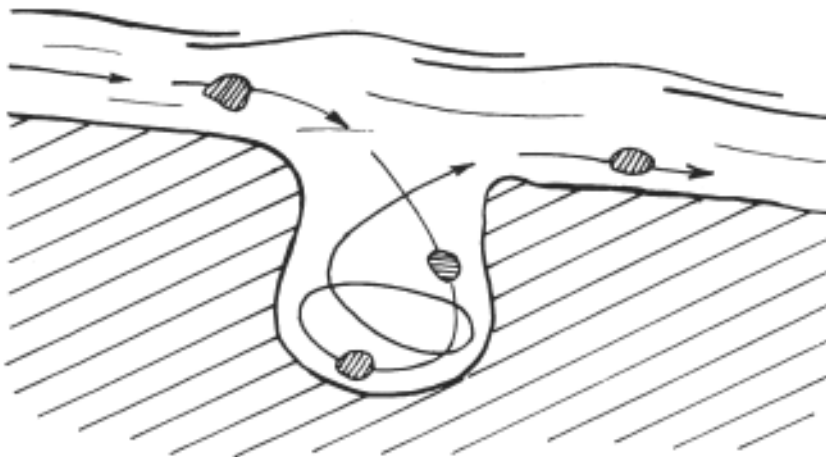


Figura 3.19 – Esquema de formação de uma marmita de gigante.

A intensidade da erosão provocada pela **carga sólida** dos rios (quantidade de detritos transportados por unidade de volume do fluido) depende do valor dessa carga e da sua **competência** (avaliada pela maior dimensão dos detritos transportados). Por sua vez estes parâmetros são função do **débito** (volume de água que passa por unidade de tempo) do declive, do perfil do leito, da natureza das rochas que o formam (mais ou menos resistentes ao desgaste), etc. As variações do débito permitem caracterizar o **regime** do curso de água.

A presença de maiores ou menores quantidades de argila em suspensão nas águas (águas mais ou menos lamacentas) alteram o comportamento do curso de água no tocante à sua capacidade de exercer erosão e transporte, visto que aumentam a viscosidade e a densidade do fluido em circulação. As grandes cheias que ocorrem esporadicamente devido a precipitações invulgares carregam-se de material argiloso, súbita e intensamente, arrancado às vertentes da bacia de alimentação e adquirem capacidade de erosão e transporte muito superiores ao habitual. Originam-se assim **mantos de lama** que extravasam o leito aparente com grande poder destruidor. Esta situação ocorreu, com efeitos catastróficos, em especial na ribeira do Trancão, na região de Loures, em Novembro de 1967.

Sabe-se, através de estudos experimentais e teóricos, que a velocidade da corrente necessária para pôr um detrito em movimento (erosão) é maior do que a necessária para o manter em movimento (transporte). Os grãos mais fáceis de remover são os de dimensão próxima de 0,2 mm; abaixo e acima desta dimensão é necessária uma maior velocidade da corrente para os pôr em movimento. As **curvas de Hjulström**, (fig. 3.20) estabelecidas experimentalmente, relacionam a velocidade da corrente com a dimensão dos detritos nos fenómenos de erosão, de transporte e de sedimentação. Por exemplo, um grão de areia com 1 mm de diâmetro é deslocado para velocidades superiores a 30 cm/s, mantém-se em movimento entre 30 e 6 cm/s e deposita-se para velocidades inferiores a 6 cm/s; uma partícula com 2 μm

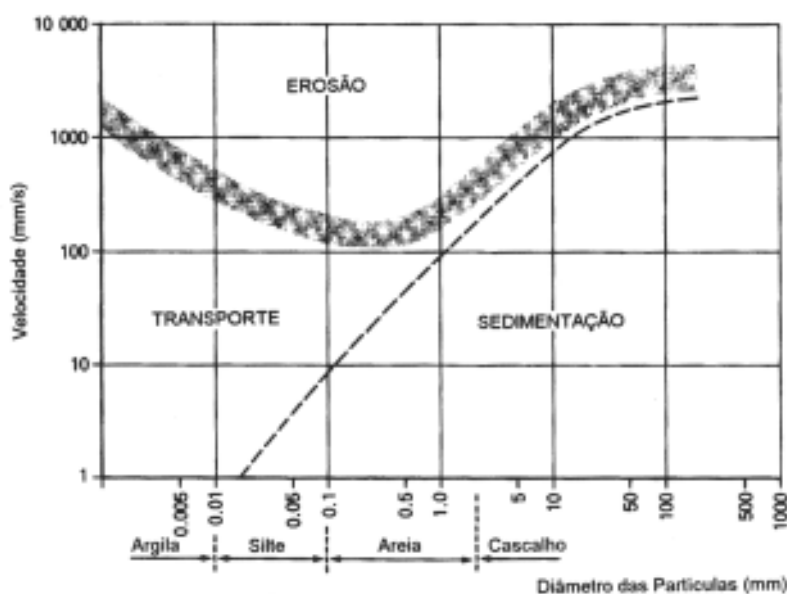


Figura 3.20 – Curvas experimentais de Hjulström.

(micrómetros) é arrancada para velocidades superiores a 150 cm/s e mantém-se em suspensão até que, praticamente, a velocidade da corrente se anule; um seixo com 10 cm de diâmetro é deslocado da posição de repouso para uma corrente com velocidade de 300 cm/s, movimenta-se entre 300 e 200 cm/s e imobiliza-se no leito desde que a velocidade desça abaixo do segundo daqueles valores.

Com base na relação entre a velocidade da corrente e a dimensão dos detritos e uma vez que o ímpeto das correntes diminui progressivamente de montante para jusante, compreende-se que os cursos de água realizem ao longo do seu trajecto uma selecção granulométrica, de que resulta o facto de os materiais em trânsito irem diminuindo de calibre no sentido da corrente. Com efeito, por um lado, os detritos de maiores dimensões vão ficando pelo caminho à medida que a competência das águas diminui e, por outro, os materiais vão-se fracturando e desgastando durante o transporte devido aos choques e ao atrito. Assim, nos troços superiores há abundante transporte de materiais grosseiros, ao passo que nas zonas vestibulares apenas circulam detritos finos. Em simultâneo com esta diminuição de calibre há tendência natural para que os mesmos se uniformizem granulometricamente em cada ponto do rio, desde que se mantenha a regularidade no regime de escoamento do curso de água. É fácil imaginar que uma cheia accidental perturbe este comportamento.

Em simultâneo com esta **selecção granulométrica** os detritos vão sendo desgastados por atrito ao rolares e saltarem sobre o leito rochoso, ou uns de encontro aos outros. Assim, ao cabo de percursos mais ou menos prolongados e em função do tamanho e da dureza dos materiais, os detritos acabam por perder o carácter anguloso original, adquirindo formas tanto mais arredondadas quanto mais longo tiver sido o percurso. A dimensão dos detritos influencia o arredondamento no sentido de, quanto maiores estes forem, mais rapidamente se arredondam. Por esta razão, enquanto que os balastros adquirem rolamento apreciável a partir da dezena de quilómetros de percurso, as areias necessitam de transporte da ordem das centenas de quilómetros para perderem o carácter anguloso.

Um outro tipo de selecção realizada no decurso da erosão e do transporte é a **selecção mineralógica**, que consiste na concentração relativa das espécies minerais mais resistentes (mais duras, mais estáveis, e menos frágeis) à medida que as restantes se vão destruindo pelo caminho, porque se desgastam mais rapidamente, porque se alteram ou porque se fracturam e deixam triturar.

As selecções granulométrica e mineralógica são as responsáveis por certos concentrados aluvionares os «**placers**», geralmente com interesse económico, pois permitem a exploração de um produto inicialmente disperso e que, mercê de um processo de selecção natural, se encontra concentrado. São conhecidos «placers» auríferos, diamantíferos e de outras espécies de elevado interesse, como ilmenite, cassiterite, magnetite, etc.

Além destas selecções as águas fluviais operam, simultaneamente, um outro tipo de selecção que é costume designar por **selecção gravítica** e que tem a ver com a densidade dos detritos. Um grão de uma espécie de elevada densidade e com um certo tamanho reage a uma dada corrente da mesma maneira do que um grão

maior de uma espécie de menor densidade. Por exemplo, um grão de ouro com 0,8 mm de diâmetro tem o mesmo comportamento hidráulico do que um grão de quartzo com cerca de 1 cm de diâmetro. Também a forma dos detritos interfere nesta selecção. Com efeito, uma palheta de mica larga e achatada reage à corrente com resposta igual à de um grão de quartzo muito mais pequeno. Nestes termos, dir-se-á que a selecção gravítica é um factor que perturba a selecção granulométrica. Esta, em rigor, só tem significado se considerarmos que os seus elementos têm aproximadamente a mesma forma e densidade.

A separação selectiva elaborada pelos cursos de água com base na dimensão, densidade, forma, estabilidade, dureza e fragilidade dos detritos é tanto mais acentuada quanto maior tiver sido a duração do percurso (transporte). Esta evolução pode referir-se em termos de **maturidade** e traduz-se em graus de calibragem granulométrica e de arredondamento dos detritos e ainda em termos de selecção gravítica e de menor ou maior concentração em espécies minerais residuais.

O quartzo é o único mineral estável susceptível de ocorrer como componente essencial e abundante na grande maioria dos sedimentos detríticos. Assim, o teor de quartzo é o mais usado na definição do grau de maturidade, estabelecendo com ela uma relação directa, ou seja, quanto maior for a percentagem de quartzo, maior é a maturidade do sedimento. Ao contrário, o teor em feldspato é inversamente proporcional ao grau de maturidade, uma vez que, menos resistente, o feldspato tende a desaparecer no decurso da evolução dos materiais, durante o transporte. As águas correntes têm tendência a seleccionar os materiais transportados, quer granulometricamente quer mineralogicamente, e que essa selecção é tanto mais perfeita quanto mais longo for o tempo de actuação do agente. Assim, nas torrentes, os materiais não chegam a ser seleccionados devido à extrema limitação do seu curso, permanecendo heterométricos e constituídos por toda a espécie de rochas e minerais acabados de arrancar à vertente, mesmo os mais frágeis. Nos rios a selecção exerce-se e a maturidade dos materiais é tanto mais acentuada quanto mais longos estes forem e mais avançada estiver a fase do ciclo de erosão.

Nos rios, além dos depósitos sedimentares possíveis nos vários troços e cujas composições e granulometrias reflectem o grau de evolução dos mesmos, desde os depósitos de aluvião dos cursos superior e médio às vastas coberturas sedimentares das grandes planícies aluviais, merecem referência os **depósitos de delta** e os **estuarinos**. Os primeiros localizam-se na foz de certos rios portadores de importantes cargas sólidas e dão origem a numerosas «ilhas» separadas por canais (Nilo, Mississipi); os **sedimentos estuarinos** são geralmente finos e acumulam-se no fundo dos estuários, por perda de competência das águas.

Merecem ainda referência certos depósitos relacionados com cursos de água temporários das regiões subáridas, onde as precipitações são particularmente bruscas, espaçadas e violentas. Nestas condições geram-se caudais impetuosos, portadores de enorme carga sólida, muitas vezes acompanhada de grande quantidade de argila. Estas línguas lamacentas de grande viscosidade progridem

sob a forma de escoadas de lama, enquanto tiverem plasticidade, imobilizando-se sempre que o teor de água baixe aquém de um dado limite. São os mantos de lama («mudflow» ou «coulée boueuse»). Caracterizam-se pela acentuada heterogeneidade granulométrica dos materiais (heterometria) coexistindo lado a lado (portanto, sem selecção) grandes blocos, calhaus, areias e argilas. Os vales temporários por onde estes derrames se escoam e que frequentemente extravasam, são os «oueds», designação árabe. O prefixo **ode** de alguns dos rios do Sul do país (Odeleite, Odeceixe, etc.) tem esta raiz.

No final do Terciário e início do Quaternário, uma boa parte da Península Ibérica, sobretudo a parte central, mais continental, esteve sujeita a condições de subaridez propícias a este tipo de derrames que desorganizaram a rede hidrográfica antiga e cobriram extensas áreas. Estes depósitos são conhecidos pela designação espanhola de «rañas» e assumem grande desenvolvimento na proximidade de relevos de quartzito que lhes forneceram o essencial dos seus constituintes grosseiros. No território nacional as «rañas» estão representadas por bastantes retalhos dispersos, dos quais os mais representativos e bem conservados são, entre outros, os de Sacões e Santa Quitéria, na região da Lousã, e Magarefa e Sarzedas, na região de Castelo Branco.

Actividades 3.3

1. Procure nos muitos barrancos existentes numa arriba litoral mais ou menos degradada (por exemplo entre a Costa da Caparica e a praia do Meco ou na costa algarvia, nas chamadas arribas da Falésia) a existência de pequenas unidades comparáveis, na morfologia e no funcionamento, às torrentes.

Identifique a existência de três zonas distintas e descreva-as do ponto de vista morfológico e das acções que nelas têm lugar.

Outros modelos reduzidos das torrentes poderão ser procurados nos taludes das estradas, em terrenos areno-argilosos, ou nas vertentes de areeiros e barreiros.

2. Obtenha amostras de areia proveniente dos troços mais recuados do nosso sistema fluvial, o que se consegue sempre em regiões interiores, mais ou menos montanhosas. Obtenha ainda amostras de areias de praia ou da área vestibular dos nossos rios, isto é, junto à foz.

Compare-as e relacione-as com o conceito de maturidade de um sedimento.

² Neste capítulo, apenas se atende aos aspectos morfosedimentares associados a estes ambientes. Outros aspectos como a sua origem, caracterização geográfica, ou outros, poderão ser consultados num bom livro de Geografia.

3.5 Lagos²

Estes acidentes praticamente não exercem acção de erosão e transporte. São sobretudo receptáculos ou locais de sedimentação.

Os lagos ou **bacias límnicas** (do grego, *limné* = lago) são geralmente pontos de convergência da drenagem e, como tal, recebem parte da carga detrítica dos cursos de água que nele convergem. Todavia, como constituem águas paradas, os detritos mais grosseiros ficam retidos na periferia, sendo principalmente os detritos passíveis de permanecer em suspensão (as argilas) que irão tombar no fundo da parte central do lago. Entre os sedimentos lacustres contam-se ainda os que resultam da precipitação elaborada a partir de substâncias dissolvidas nas águas, por excesso de concentração e por evaporação da água. Estão nestas condições certas argilas, carbonatos, (calcite, dolomite) sulfatos (gesso, anidrite) e outros sais (halite).

Algumas vezes os lagos permitem abundante sedimentação biogénica, como é o caso das acumulações de carapaças (frústulas) de diatomáceas, originando os chamados **diatomitos**, rocha siliciosa, muito leve, branda e de cor clara, bem conhecida nas regiões de Óbidos e Rio Maior.

São, ainda, lacustres e de origem orgânica alguns carvões fósseis, resultantes da acumulação de vegetais e posterior incarbonização. A bacia de Rio Maior contém, em estreita associação com os diatomitos, alguns níveis de carvão de tipo lignito (ou lenhito).

Certos lagos na dependência de regiões montanhosas ou não, susceptíveis de se cobrirem de neve durante o inverno e de a perderem por fusão no período estival, apresentam um tipo muito particular de sedimentos, os **varvitos**, formados por uma alternância de leitos finíssimos (à escala milimétrica) claros e escuros. Os leitos claros correspondem à sedimentação de Verão de materiais terrígenos carreados durante o degelo; os leitos escuros são ricos de matéria orgânica precipitada no fundo do lago durante os meses de Inverno. Cada dois destes leitos corresponde, assim, a um ano. Em certos varvitos é possível fazer geocronologia absoluta contando por anos os leitos duplos, da mesma maneira que se contam os anéis de crescimento de uma árvore (dendrocronologia).

Como lagos, são ainda referidos certos alargamentos localizados no traçado de certos rios. São os **lagos de passagem** e têm um comportamento semelhante ao dos lagos fechados, no que se refere à sedimentação detrítica, porém, diferem deles no que toca à sedimentação quimiogénica, que, praticamente, não existe.

3.6 Glaciares

No conjunto dos sistemas bioclimáticos de erosão e sedimentação, o sistema de erosão glaciária refere-se ao conjunto de regiões afectadas nos seus aspectos morfológicos e biológicos pelos efeitos de um tipo particular de clima, no qual a presença de importantes coberturas de gelo é característica fundamental.

As regiões afectadas pelos fenómenos glaciários são as regiões polares e as regiões montanhosas.

3.6.1 Regiões polares

Nestas regiões, nomeadamente no continente antártico, no Alasca e na Gronelândia, existem as maiores extensões permanentemente glaciadas, ou «**inlandsis**», que totalizam uma área com cerca de 15 000 000 km², com uma espessura média de gelo da ordem dos 2000 m. Na periferia destes continentes e onde o declive o permite formam-se importantes **línguas de gelo**, ou **glaciares de vale**, a que se fará referência pormenorizada. Algumas destas línguas atingem o mar e vão-se fragmentando em massas de gelo, por vezes de grandes dimensões, os «**icebergs**» que flutuam no oceano, à deriva, até que fundem ao atingirem latitudes mais quentes (fig. 3.21).



Figura 3.21 – Separação de icebergs na chegada do glaciário ao litoral.

Como se sabe, o gelo é pouco menos denso do que a água do mar, de modo que um «*iceberg*» com uma dada altura na parte emersa terá, na parte submersa, uma espessura oito vezes superior. No seio da massa de gelo, estas ilhas flutuantes transportam blocos e outros detritos de rocha, de dimensão e em quantidades variáveis, que vão depositando no fundo do mar à medida que fundem, constituindo níveis de elementos grosseiros, heterométricos e heterogéneos, referidos por *Heinrich layers*, em absoluto contraste com as vasas ultrafinas e ou biogénicas dos grandes fundos.

No Quaternário, durante o período de máxima expansão dos glaciares, a calote ártica cobriu grandes áreas nos continentes norte-americano e euro-asiático. No que se refere à Europa, em particular a Escandinávia, as Ilhas Britânicas, bem como o Norte da França e o da Alemanha, estiveram sob a acção desse gigantesco «*inlandsis*».

Nessa altura o glaciário alpino, bem maior do que o actual, estendia-se a altitudes mais baixas. O rigor do clima permitiu a formação de glaciares e latitudes menores, hoje desaparecidas, como acontece entre nós nas serras do Gerês e da Estrela, onde ainda são bem visíveis os traços da sua presença.

3.6.2 Regiões montanhosas

Nas montanhas, na medida em que o aumento de altitude implica a diminuição da temperatura, por um lado, e o aumento das precipitações de neve, por outro, existe um nível a partir do qual se acumula mais neve do que a que funde. É o limite das neves persistentes, acima do qual existe uma cobertura de gelo mais ou menos contínua. Este limite varia com a latitude: por exemplo, 4000 a 5000 m nas regiões intertropicais, 3000 m nos Alpes.

Desta cobertura gelada, apenas emergem pontuações rochosas agudas (os «**nunataks**») cujos declives, por íngremes, não permitem a acumulação de neve. Tais massas de gelo constituem as **calotes glaciárias de montanha** de onde divergem para a periferia, sob a acção do seu peso, línguas de gelo ou glaciares de vale, mais ou menos numerosos e importantes, que acabam por fundir ao atingirem altitudes mais baixas.

Consideram-se ainda no domínio montanhoso os chamados **glaciares de circo** ou **circos glaciários**, mais reduzidos e localizados em pequenas reentrâncias da montanha, entre paredes rochosas e a pique. Os glaciares de circo constituem geralmente bacias de alimentação de vales glaciários. À neve que aí tomba juntam-se as avalanches caídas das vertentes que lhe estão acima.

3.6.3 Glaciares de vale

Os **glaciares de vale** ou **línguas glaciárias** (fig. 3.22) são o tipo de acumulação glaciária com maior acção modeladora do relevo devido à sua maior capacidade erosiva e de transporte. Correspondem a massas de gelo em movimento, canalizadas em vales e constantemente alimentadas pelas acumulações antes referidas, ou sejam, as calotes glaciárias polares, as de montanha, ou os glaciares de circo.



Figura 3.22 – Glaciar de vale

A superfície da língua glaciária, empolada devido à fusão ser mais forte nos bordos, está intensamente fendilhada segundo linhas arqueadas transversais e convexas no sentido do movimento. Mostra alinhamentos de pedras e outros detritos — as **moreias** —, que são designadas segundo a posição que ocupam no glaciário (fig. 3.23). Junto aos bordos alonga-se a **moreia lateral**. Quando duas línguas confluem, unem-se lateralmente e a língua resultante passa a ter também uma **moreia mediana**, alinhada a meio do seu alongamento e que resulta da junção de duas moreias laterais, uma de cada margem dos troços montantes. Certos glaciares de vale resultantes da confluência de muitas línguas mostram alinhamentos longitudinais de moreias medianas, em princípio tantas quantos os afluentes que os alimentam. Chama-se **moreia interna** à carga de detritos transportados no seio da massa de gelo; **moreia de fundo** é o conjunto de blocos e de materiais triturados sob a massa do glaciário e em contacto com o fundo rochoso do vale; (fig. 3.24) finalmente, a **moreia frontal** ou **moreia terminal** é constituída por materiais transportados na frente da língua glaciária.

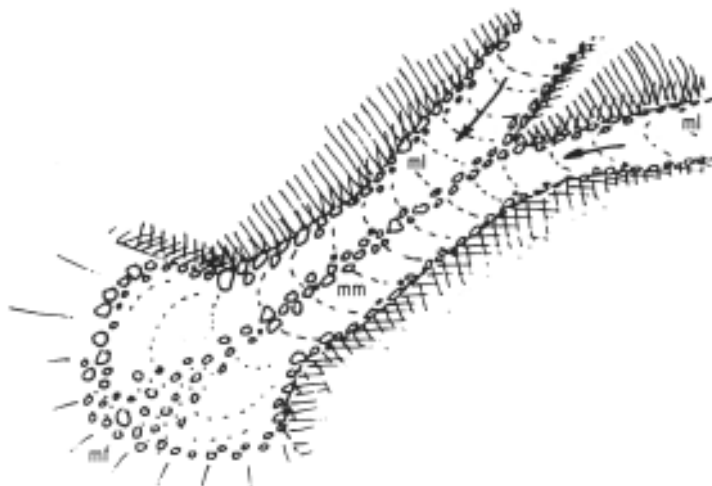


Figura 3.23 – Glaciário de vale. As duas moreias laterais (ml), uma da margem esquerda e outra da margem direita dos troços afluentes, reúnem-se na moreia mediana a partir da confluência. A moreia frontal está indicada por mf.

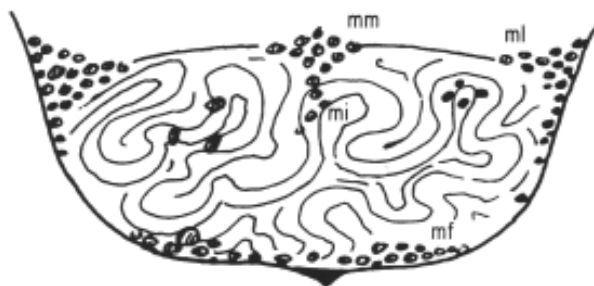


Figura 3.24 – Corte transversal, esquemático, de um glaciário de vale, com indicação da posição relativa das moreias laterais (ml), mediana (mm), interna (mi) e de fundo (mf).

O gelo dos glaciares resulta da compactação da neve. Inicialmente, após a queda, a neve contém grande quantidade de ar. Posteriormente, compacta-se, adquirindo maior coerência e densidade até que, ao fim de alguns anos, está transformada em gelo.

Embora muito lentamente o gelo desloca-se em função do seu peso, desde que tenha declive para tal. Nas línguas glaciárias as velocidades são superiores a quaisquer outras acumulações de gelo e é por essa razão que os glaciares de vale têm o principal papel modelador neste sistema de erosão. Nas línguas a velocidade varia com o declive e com a estação do ano e é maior na parte central e à superfície do que nos lados e no fundo. São estas variações de velocidade de escoamento que, ultrapassando a plasticidade do gelo, originam as fendas curvilíneas atrás referidas, as chamadas «crevasses» dos autores de língua francesa.



Figura 3.25 – Calhaus estriado de uma moreia glaciária.

A ação erosiva do glaciar e a sua capacidade de transporte dependem do fluxo de gelo, da sua espessura e da natureza litológica do leito. O glaciar desgasta o leito rochoso pela ação abrasiva, em especial da moreia de fundo, cujos materiais se vão fragmentando, estriando e pulverizando à medida que vão desgastando, polindo e estriando as rochas do leito (ablação) (fig. 3.25). As saliências rochosas ficam arredondadas (**rochas aborregadas**) ou são arrancadas em blocos que passam a constituir material das moreias.

Sempre que o glaciar desce a altitudes onde a temperatura ambiente conduz à sua fusão, a massa de gelo alimenta um curso fluvial que continua a transportar os materiais mais pequenos para os quais tem competência. Têm, assim, origem os depósitos **fluvio-glaciários**.

O perfil transversal típico dos vales glaciários é em forma de **U** (fig. 3.24) que, comparado com o perfil em **V** dos vales fluviais, mostra quão diferentes são os dois processos erosivos. Geralmente um glaciar de vale aproveitou uma antiga torrente ou vale fluvial, transformando-lhe a cabeceira em circo glaciário e modificando-lhe o perfil transversal. O perfil longitudinal (fig. 3.26) é irregular e geralmente formado por socacos largos, de fundo deprimido, que se sucedem através de troços apertados e de acentuado declive. Após a fusão do gelo estes vales dão lugar a sucessivos lagos escalonados que comunicam uns com os outros através de cascatas ou rápidos. Esta topografia resulta da dinâmica própria da massa de gelo que tende a acentuar os desníveis, aprofundando os troços deprimidos. Alguns lagos com esta origem têm sido aproveitados como barragens hidroelétricas, em virtude da sua topografia, que os torna facilmente adaptáveis a esse fim.



Figura 3.26 – Perfil longitudinal de um vale glaciário, em socacos deprimidos. As zonas deprimidas correspondem a troços que oferecem menor resistência à ação abrasiva dos materiais detriticos, ou moreias (m), arrastados pelo gelo e dão origem a lagos. Nos troços mais convexos da massa de gelo do glaciar abrem-se fendas (f).

Quando se dá a fusão do gelo, ou porque os vales de montanha atinjam zonas baixas, ou porque houve uma modificação do clima e conseqüente retração da calote glaciária, os glaciares recuam para altitudes ou latitudes mais elevadas e deixam como vestígio as moreiras, que não são mais do que sedimentos de origem glaciária. As moreias, também designadas por **tilitos**, caracterizam-se pelo carácter heterométrico e estriado dos detritos, muitas vezes envolvidos por um material de aspecto argiloso (farinha glaciária), que corresponde geralmente à pulverização das rochas sujeitas à abrasão glaciária e que pouco ou nada tem a ver com os minerais argilosos, não obstante ser frequentemente designado como **argila dos tilitos**.

Em certas circunstâncias as águas da fusão dos glaciares convergem para lagos (fig. 3.27) e originam depósitos glacio-lacustres. Estes sedimentos caracterizam-se por uma alternância de leitos finíssimos de materiais arenosos e argilosos — as **varvas** ou **varvitos**, já referidos e caracterizados na pág. 102.



Figura 3.27 – Lago glaciário.

Na serra da Estrela são ainda evidentes os traços da morfologia glaciária quaternária (Wurm). Os circos são nítidos, muitos deles postos em evidência pela toponímia local — Covões, Covão Grande, Covão do Urso. Também os vales com perfil transversal em U, as rochas polidas, estriadas e aborregadas (fig. 3.25) e, ainda, as porções conservadas das respectivas moreias, põem em evidência os efeitos das línguas glaciárias que os modelaram. Entre eles merecem destaque o magnífico vale do Zêzere, que se prolonga desde a Nave de Santo António até Manteigas, num troço rectilíneo com cerca de 13 km, e os de Loriga, Alforfa, Covão Grande e Covão do Urso.

Não faltam, para completar o quadro geomorfológico, os lagos de origem glaciária, como são as lagoas Comprida, Redonda e Escura, por exemplo.

No que se refere ao Norte de Portugal, a presença de vestígios de glaciações quaternárias (contemporâneas dos glaciares da Estrela) é de há muito suspeitada (O. Ribeiro, 1955; A. Girão, 1958). Observações recentes levadas a cabo por G. Coudé e S. Daveau (1977) revelaram a presença de vestígios glaciários

seguros, correspondentes quer a formas do relevo, quer a depósitos de moreia nas serras da Peneda, Amarela, do Gerês e da Cabreira. Nas serras do Larouco e do Marão não foram encontrados traços glaciários, porém apresentam muitos testemunhos de fenómenos de gelifracção.

3.7 Vento

O vento, ou seja, o ar em movimento, tem certa capacidade de transporte para detritos compreendidos entre determinadas dimensões, capacidade essa que varia consoante a sua velocidade. Quem não deu pela elevação de poeiras do solo em dias de vento ou não observou as areias no litoral deslocando-se sob a mesma acção? A velocidade do vento pode variar desde valores muito baixos até valores da ordem dos 180 a 200 km/h, durante certas tempestades. Além da acção de transporte, o vento provoca erosão, principalmente, através do efeito abrasivo dos materiais que transporta consigo. Estas acções do vento fazem-se sentir nas regiões ou nos locais onde existem, simultaneamente, ventos com importância e persistência suficientes e haja material detrítico solto (areia) e em quantidade que, incorporando-se na corrente de ar, lhe confira e alimente a capacidade erosiva. É o que acontece nas regiões áridas ou subáridas, quentes ou frias, e nos litorais arenosos.

Outros materiais ligados à erosão e transporte eólico são os chamados «**loess**», formados por materiais detríticos da dimensão do silte e essencialmente constituídos por poeiras de quartzo, de calcário e argila. O «**loess**» é frequente nas regiões actualmente, ou no passado, sujeitas a condições periglaciárias. São exemplo as grandes extensões de «**loess**» da Europa Central e da Ásia Central.

Os autores franceses designam por «**limon**» este tipo de depósito eólico, geralmente já descalcificado, proveniente das poeiras das moreiras glaciárias quaternárias, quando se deu a retracção da vasta calote polar. Os campos das regiões de Paris, da Picardia, da Flandres e outros estão parcialmente cobertos por estes «**limons**» e, como tal, aproveitados em campos de trigo.

3.7.1 Desertos

Nas regiões áridas e subáridas a vegetação é inexistente ou rara. Assim, o solo, desnudado e frequentemente desagregado, sem coerência por falta de humidade, está constantemente à mercê do vento. É o que acontece não só nas regiões desérticas quentes, onde o fenómeno tem proporções grandiosas, mas também nas desérticas frias, próprias do domínio **periglaciário**. Nos litorais arenosos, os ventos soprados do lado do mar, com uma certa constância e intensidade, encontram um areal solto e a descoberto, pronto a ser varrido, pelo que o factor aridez é aqui perfeitamente dispensável.

A acção erosiva do vento manifesta-se por dois processos que convém distinguir: a deflacção e a corrasão. A **deflacção** é a remoção das areias e poeiras soltas, sopradas e varridas pelo vento. A superfície rochosa acaba por ficar a nu e sujeita quer a outras acções erosivas, quer à desagregação. A **corrasão** é a abrasão exercida pelos materiais arrastados pelo vento.(fig. 3.28)

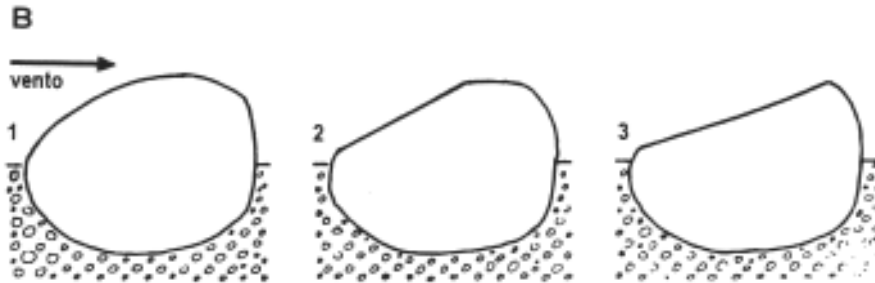


Figura 3.28 – Esquema de facetamento de um calhau sujeito à corrasão eólica.

Quando a acção do vento se exerce sobre depósitos heterogéneos, limpa-os das poeiras e areias, deixando um resíduo pedregoso esparsos, constituído pelos fragmentos maiores, e que ocupam áreas às vezes consideráveis. São os desertos pedregosos ou «regs». Estes fragmentos acabam por ficar facetados por efeito da corrasão apresentando formas curiosas — os **ventifactus**.(fig. 3.29)

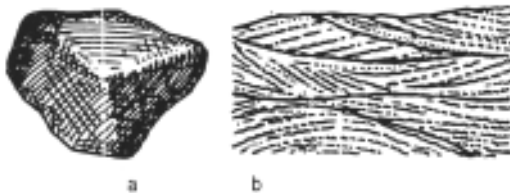


Figura 3.29 – Acções do vento: a - ventifactus; b - estratificação entrecruzada.

A maioria dos tão conhecidos oásis existem em depressões originadas por deflacção, a qual progride em profundidade até encontrar níveis com humidade constante e suficiente para travar o processo e permitir a fixação da vegetação. A conhecida depressão de Katara, no deserto da Líbia, é o resultado de deflacção eólica.

As areias eólicas adquirem forma arredondada, geralmente muito perfeita, mas a sua superfície fica despolida devido a múltiplos ferimentos microscópicos resultantes dos choques entre si e com os obstáculos da superfície. As areias dos grandes desertos têm evolução longa e percorrem distâncias enormes e, assim, mesmo os grãos irregulares e angulosos resultantes da desagregação das rochas, acabam por se arredondar. Nos litorais arenosos o transporte eólico é geralmente curto. No entanto, bastam umas centenas de metros de percurso para que os grãos de areia da praia (rolados e de superfície polida e brilhante), em especial os maiores, sejam despolidos.

Outra característica das areias eólicas é o seu carácter muito bem calibrado devido ao grande poder selectivo do vento. Com efeito, as dimensões dos grãos de areia arrastados num mesmo fluxo de vento são muito semelhantes.

O vento confere à areia uma dada velocidade, função da sua energia e do diâmetro das partículas, factores que, em conjugação com a acção da gravidade, têm como resultado imprimir aos grãos trajectórias parabólicas mais ou menos longas (fig. 3.30). A areia tomba, então, para voltar a saltar, até que, quando a velocidade do vento diminui ou algum obstáculo a protege, ela se deposita constituindo acumulações designadas, no conjunto, por **dunas**.

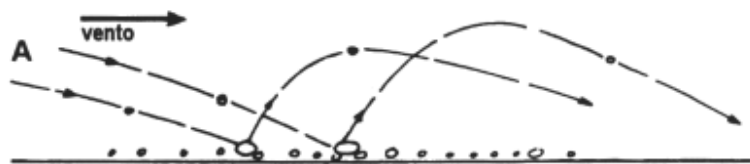


Figura 3.30 – Progressão dos grãos de areia sob acção do vento.

Nas regiões desérticas distinguem-se dois tipos de acumulações dunares: as **dunas elementares**, embrionárias, as «**barkhanes**» ou «**barchans**» (fig. 3.31) e os grandes sistemas dunares mais ou menos complexos, os **mares de areia** ou «**ergs**».

As «**barkhanes**», nome por que são designadas estas formas de construção eólica no Turquestão, são dunas simples em forma de crescente que se deslocam sobre uma superfície nua. Têm a convexidade virada para o lado de onde sopra o vento e os dois ramos laterais são agudos e progridem mais rapidamente do que o centro da duna. O flanco anterior da duna é suave e corresponde à superfície por onde a areia avança e sobe; o flanco superior é abrupto, está abrigado do vento e corresponde ao plano de escorregamento da areia.(fig. 3.32)

Nos «**ergs**» as dunas são complexas e definem formas alongadas mais ou menos paralelas e orientadas na direcção do vento. Estas dunas longitudinais, que chegam a atingir 500 m de altura, estão separadas por longos e profundos corredores frequentemente varridos de areia.

As dunas pequenas deslocam-se a velocidades próximas dos 10 m/ano, ao passo que as que constituem os grandes ergs são praticamente imóveis.

3.7.2 Dunas litorais

Estas edificações eólicas existem sempre que a extensão do areal da praia seja suficiente, que a areia possa ficar a seco, e que não haja obstáculos importantes no relevo. Os ventos dominantes, soprados do lado do mar, aumentam constantemente estas acumulações dunares e fazem-nas progredir para o interior (fig. 3.33).



Figura 3.31 – «Barkhanes».

No sentido de impedir esta invasão de areia sobre as terras de cultura, o Homem recorre à implantação de arbustos e a arborização adequada. Foi com esta intenção que ao tempo do rei D. Dinis se fez a plantação do célebre pinhal de Leiria. As dunas litorais, desde que a morfologia o consinta, assumem grandes extensões paralelas à costa³ constituindo cordões que avançam até alguns quilómetros para o

³ Referidas entre nós e localmente por **medos**.

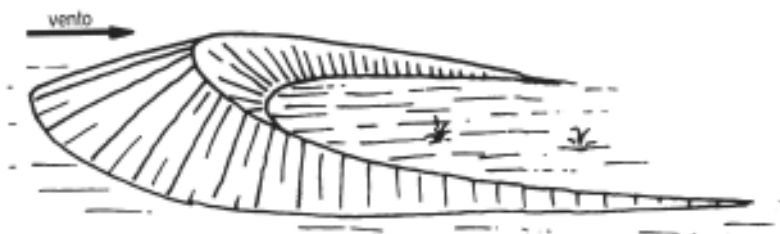


Figura 3.32 – «Barkhane».



Figura 3.33 – Progressão das dunas para o interior, por acção dos ventos dominantes, soprados do lado do mar.

interior. No que se refere à velocidade de progressão das dunas, são conhecidos valores da ordem de 25 m/ano. Algumas destas dunas têm alturas consideráveis, da ordem dos 60 a 80 m. Na costa portuguesa abunda este tipo de acumulação eólica litoral, nomeadamente a sul de Espinho até cerca de Vila Nova de Milfontes, interrompendo-se, aqui e acolá, sempre que o relevo da costa lhes é desfavorável.

As dunas litorais fixam-se por efeito da vegetação que se lhe impõe natural ou artificialmente. Com efeito, trava-se um confronto constante entre a movimentação da areia e a vegetação, acabando por acontecer o efeito resultante do interveniente que se impuser ao outro. Normalmente, para o interior, sempre que a velocidade do vento abranda e, portanto, a sua capacidade de transporte diminui, a vegetação pode iniciar a sua fixação, o que constitui um entrave à deflacção, incrementando-se a ocupação vegetal, até que a duna fica **fixada**. Pelo contrário, nas áreas mais expostas às acções do vento, a constante movimentação da areia não permite a fixação das plantas e a duna progride. Nestes termos estabelece-se uma fronteira natural, onde as acções se neutralizam, e que oscila em função de variações ocasionais. O Homem pode intervir na deslocação deste limite, a seu favor, através de artifícios vários.

As dunas litorais, uma vez que são alimentadas pelas areias das praias, têm, em princípio, composição muito semelhante à destas, apresentando, todavia, melhor calibragem. Também a composição mineralógica evidencia certa selecção, pois, no acto de deflacção, vão ficando para trás as espécies mais densas, que permanecem na praia como concentrados residuais. É o que acontece em algumas praias (São Torpes, por exemplo), localmente enriquecidas em ilmenite e magnetite.

Acompanhando a areia, geralmente quartzosa, persiste uma certa percentagem de bioclastos (grãos rolados de conchas fragmentadas) de natureza calcária. Em dunas relativamente antigas estes bioclastos são mais ou menos dissolvidos por acção das águas das chuvas, podendo vir a precipitar noutros locais, contribuindo, juntamente com outros factores, para a cimentação dos grãos de areia. Formam-se, assim, as chamadas **dunas consolidadas**, em que os grãos se encontram colados uns aos outros através de uma película calcária que os envolve, conservando, contudo, acentuada porosidade. Perto de Lisboa, em Oitavos, entre Cascais e o Guincho, encontra-se uma esplêndida duna consolidada; outros exemplos podem ser observados na costa, no Magoito, ou entre Sines e Porto Covo. A ilha do Pessegueiro é formada por dunas consolidadas (o forte que lhe fica em frente é construído com blocos desta rocha).

Actividade 3.4

1. Procure num bom livro de Geografia, de Geomorfologia ou do que os autores de língua inglesa chamam de Geologia Física informação sobre a caracterização dos diversos tipos de lagos, quer quanto à sua génese, quer no que respeita à sua morfologia e à da região envolvente.

Faça uma síntese da informação obtida, concretizando com exemplos de alguns lagos (mesmo que sejam pequenas lagoas) em Portugal e ou no mundo.

3.8 Litoral

A erosão e transporte litorais fazem-se, essencialmente, sob a acção das vagas. As correntes de marés e as correntes marinhas têm um papel subordinado.

As vagas, desencadeadas por acção do vento, transmitem até ao litoral a energia acumulada e exercem aí erosão e transporte. A erosão do litoral é grandemente aumentada devido ao efeito abrasivo dos materiais arrastados pelas vagas — areias, seixos e blocos. Para além desta acção mecânica são ainda importantes os efeitos da alteração química e da dissolução que a água do mar exerce sobre as rochas, mais ou menos acentuados em função das respectivas susceptibilidades a esses mecanismos.

Em resultado da acção erosiva das vagas forma-se ou intensifica-se a arriba, que vai recuando à medida que aumenta a extensão da plataforma litoral, (fig. 3.34) por esta razão chamada de **abrasão marinha**, muito regular e de fraco pendor no sentido do mar. Deste recuo restam, muitas vezes, promontórios escarpados prolongados mar adentro por prontuações rochosas, (fig. 3.35) como acontece, por exemplo, no Cabo da Roca ou com a chamada Nau dos Corvos, em Peniche (Cabo Carvoeiro). Quando, por uma razão qualquer, o litoral recua, a arriba fica liberta da



Figura 3.34 – Acção da vaga sobre o litoral. A arriba (Ar) recua, desmantelada pelas vagas, à medida que se modela a plataforma de abrasão marinha (Pam). No caso do exemplo esquematizado, os detritos resultantes, blocos (B), calhaus e cascalho (C) e areias (A), seleccionam-se por calibres, em função do seu comportamento face à energia da vaga. Pm - preia-mar; Bm - baixa-mar.



Figura 3.35 – No recuo do litoral de arribas é frequente a existência de promontórios prolongados mar adentro por pontuações rochosas insuladas.

acção marinha, passa a evolucionar em função das condições subaéreas locais e degrada-se, até adquirir um perfil de equilíbrio compatível com a sua natureza e com as condições ambientais. Facilmente reconhecível na paisagem litoral, são referidas por **arribas fósseis** (fig. 3.36). Estes abruptos delimitam pelo lado interior as superfícies litorais actuais, alongadas segundo a linha de costa, definida pelo areal da praia e tantas vezes das dunas associadas. O litoral da Costa de Caparica, Fonte da Telha até à lagoa de Albufeira exhibe uma **arriba fóssil** razoavelmente bem conservada entre os muitos exemplos existentes ao longo da costa portuguesa.

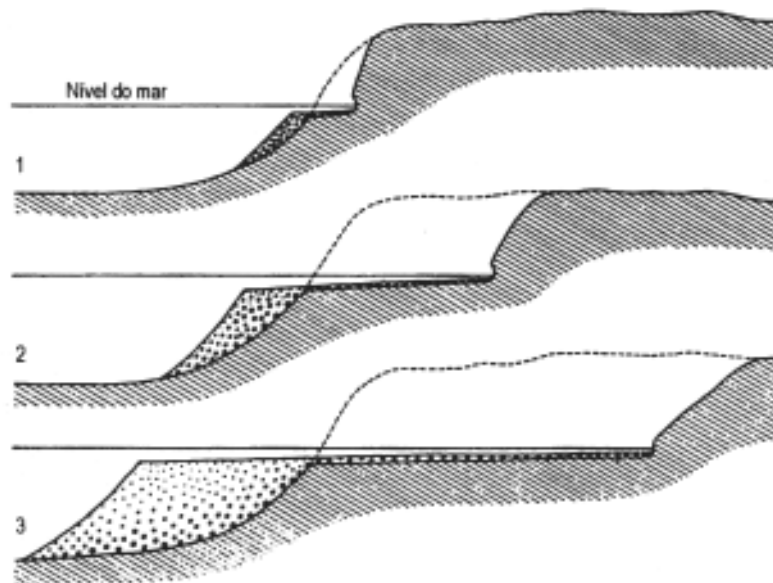


Figura 3.36 – Recuo da linha de costa esquematizada na sequência 1 a 3. Notar o aumento da plataforma marinha e a degradação da arriba que vai perdendo o carácter abrupto.

As correntes litorais resultantes da vaga das marés têm uma acção importante no transporte dos materiais erodidos, que vão migrando ao longo do litoral e no sentido dessas correntes, num ininterrupto vaivém, ziguezagueado, ao sabor da rebentação da vaga.

Em função do trabalho despendido neste transporte, as areias litorais adquirem arredondamento acentuado e ficam polidas e brilhantes. São geralmente bem calibradas; o seu carácter mais ou menos grosseiro depende da energia da vaga. Do mesmo modo, os seixos distinguem-se, no geral, pelo seu acentuado grau de arredondamento. Os seixos dos litorais rochosos são mais esferoidais do que os dos litorais arenosos, onde predominam seixos achatados. Estas diferenças têm que ver com o modo como estes revolvem entre si ou juntamente com a areia. De um modo geral, o litoral imprime novas características aos materiais que entram no seu domínio, apagando as que eventualmente adquiriram em outros ambientes como, por exemplo, os rios.

As acções conjuntas da erosão, transporte e sedimentação litorais tendem a tornar a linha de costa rectilínea, no que interfere, também e de modo significativo, a natureza e a estrutura das rochas (homogeneidade, fracturas, inclinação das camadas, etc.). O litoral estabiliza quando entra em equilíbrio com a energia e orientação da vaga. As saliências são atenuadas por se sujeitarem a um ataque maior e as reentrâncias, por se encontrarem mais protegidas, são colmatadas.

Entre as formas de deposição litoral contam-se as **praias**, os **cordões litorais** (fig. 3.37) ou **restingas** e os **tômbolos**.

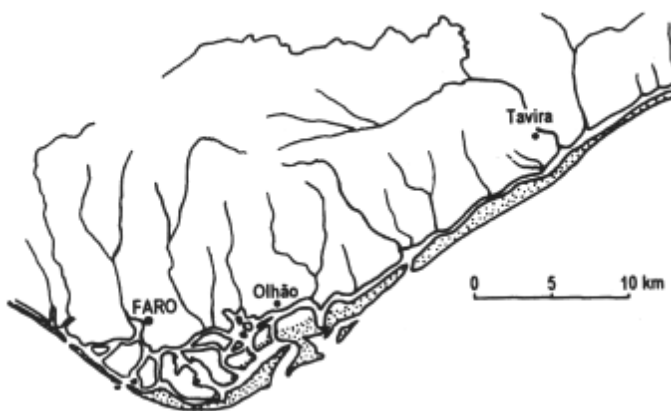


Figura 3.37 – Cordões litorais da laguna de Faro-Olhão, impropriamente designada «ria de Faro».

As *praias* são acumulações de areia e, às vezes, de cascalho, em situação de equilíbrio face à morfologia da costa e à dinâmica e orientação da vaga. Neste equilíbrio, sempre instável, a areia é constantemente retirada e reposta pela rebentação, quando a incidência da vaga é perpendicular à costa; neste caso a linha de rebentação é paralela ao litoral, não resultando daí migração ao longo da linha de costa. No caso da vaga ser oblíqua ao litoral, toda a areia que

migra ao sabor da corrente é compensada por areia que lhe chega, por efeito da mesma corrente, ou por via fluvial.(fig. 3.38)

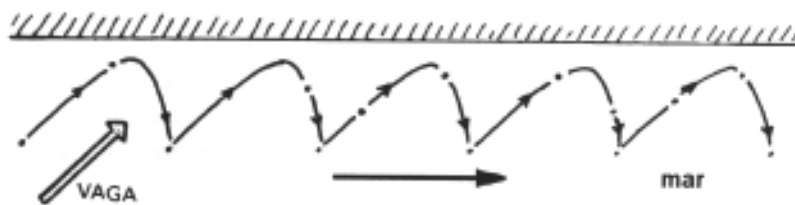


Figura 3.38 – Movimento das areias ao longo do litoral. A seta a negro indica o sentido da deriva resultante dos sucessivos avanços das vagas (ressaca) para uma incidência oblíqua das mesmas.

À semelhança dos terraços fluviais, também em certos locais do litoral podem ver-se níveis de praia elevados que correspondem a vestígios de antigas praias relacionadas com anteriores níveis do mar, mais elevados do que o actual. São os **terraços marinhos** ou **praias levantadas**, bem representados na nossa costa, (fig. 3.39) que testemunham as oscilações do nível do mar provocadas pelas glaciações durante o Quaternário.

São conhecidos vários níveis de praias levantadas, sendo habitualmente referidos por intervalos de altitudes (mínima e máxima) mais frequentes: 5-8 m, 15-20 m, 30-40 m, 60-70 m, 80-90 m, 100-110 m, 120-130 m e, mesmo, mais altos, até cerca de 200 m. Na zona vestibular dos principais rios existe correspondência altimétrica entre os terraços fluviais e as praias levantadas vizinhas, à semelhança da que actualmente existe entre as planícies aluviais e as praias.

Durante algum tempo, na primeira metade deste século, sobretudo por influência da escola francesa, pretendeu-se encarar a altitude destes níveis de terraços (fluviais ou marinhos) como critério cronológico. Assim surgiram termos com significado simultaneamente altimétrico e de localização no tempo. Dos mais baixos (os mais modernos) para os mais elevados (os mais antigos) muito se falou, entre outros, de Flandreano, Grimaldeano, Tirreniano, Milaziano e Siciliano, alguns com subdivisões. Por outro lado, a tentação de correlacionar estes níveis com as glaciações alpinas (Wurm, Riss, Mindel e Gunz) e outras mais antigas (Donau, Biber) ou a de dar excessivo valor cronológico a determinadas tipologias das indústrias líticas deixadas pelos nossos antepassados humanos, não trouxe grandes progressos à geologia do Quaternário, tendo sido, em alguns casos, factores prejudiciais ao normal avanço dos conhecimentos neste domínio.

A utilização deste esquema altimétrico padrão, relacionado sobretudo com as variações glacio-eustáticas do nível do mar, não tinha em conta as deformações recentes ao nível das terras emersas (subidas e descidas) hoje bem explicada pela disciplina que as estuda — a **Neotectónica**.

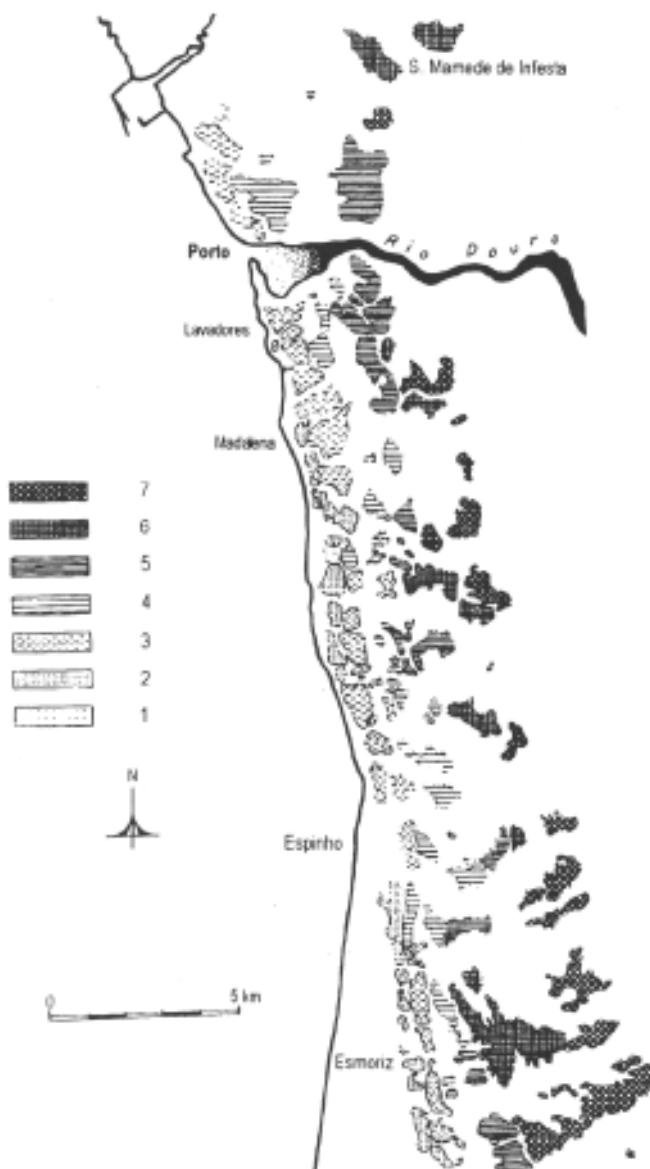


Figura 3.39 – Mapa de localização das principais praias levantadas dos arredores do Porto. 1 - 5 a 8m; 2 - 15 a 20m; 3 - 30 a 40m; 4 - 60 a 70m; 5 - 80 a 90m; 6 - 100 a 110m; 7 - 120 a 130m.

Igualmente ficavam de fora, em especial no caso dos terraços fluviais, os efeitos das modificações climáticas na definição desses níveis.

Os **cordões litorais** ou **restingas** (fig. 3.40) são barras ou lombas de areia, paralelas à linha geral do litoral. Muitas vezes estes cordões fecham lagunas que acabam por ser assoreadas. São exemplos destes cordões os que limitam o «haff» de Aveiro (fig. 3.41) (tipo particular de laguna impropriamente chamada de ria) bem como as restingas existentes na foz de alguns dos nossos rios (por exemplo, no Douro ou no Sado, em Tróia).

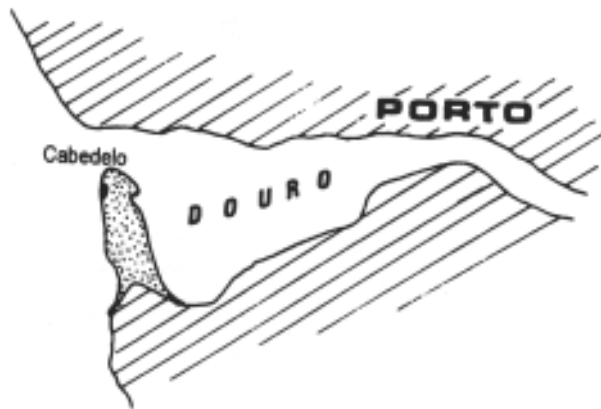


Figura 3.40 – A restinga ou cabelado da foz do Douro.



Figura 3.41 – «Haff-delta» de Aveiro, impropriamente conhecido por «ria de Aveiro». Notar a existência de um extenso cordão litoral que fecha esta laguna.

Os **tômbolos** (fig. 3.42) são línguas de areia que ligam uma ilha ao continente, como sucede em Peniche, transformando-a numa península.

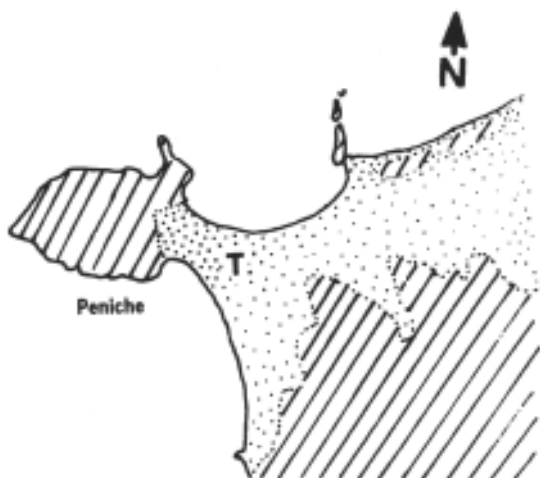


Figura 3.42 – Tómbolo (T) de Peniche

O equilíbrio dos depósitos litorais pode ser drasticamente perturbado pela implantação de obras de engenharia, se não forem tomadas as necessárias precauções. Há numerosos exemplos de praias desaparecidas ou parcialmente destruídas pela intervenção, não devidamente acautelada, do homem. Muitas vezes tem-se procurado, através da implantação de esporões, refazer estas praias repondo aí artificialmente a areia perdida. Porém, se não se anulam as causas do desequilíbrio, essa areia, mais tarde ou mais cedo, levará o mesmo destino.

No sentido de minimizar estes inconvenientes, deve recorrer-se a ensaios realizados em tanques especiais onde, em modelos reduzidos, se procuram simular as condições naturais e as alterações a introduzir, a fim de estudar os seus efeitos. O Laboratório Nacional de Engenharia Civil tem longa experiência neste tipo de trabalhos. Modernamente, com o desenvolvimento dos meios informáticos, estão a utilizar-se os chamados **modelos matemáticos**.

No litoral são muito frequentes os ambientes de transição entre o continental e o marinho, como é natural que aconteça, dado que o litoral define a fronteira entre os dois domínios. Entre eles merecem referência as **lagunas**, os **deltas**, e os **estuários** (fig. 3.43). Todos eles conjugam simultaneamente acções continentais, normalmente fluviais, e acções nitidamente marinhas. Cabe-lhes, por isso, a designação de ambientes fluvio-marinhos. Também resumidamente referem-se aqui apenas as lagunas, uma vez que já se aludiu atrás aos deltas e aos estuários.

As lagunas, ou **bacias parálicas**, são frequentemente invadidas pelo mar, aumentando consideravelmente a salinidade. Se a temperatura e a secura destes ambientes forem de molde à rápida evaporação destas águas e se não houver alimentação fluvial que lhes diminua a concentração, estes acidentes geográficos funcionam como gigantescas salinas naturais, permitindo a precipitação dos sais inicialmente dissolvidos. Os sedimentos assim gerados, com especial incidência nos sulfatos e nos cloretos, são, por isso, chamados **evaporitos** (fig. 3.44).



Figura 3.43 – Estuários do Tejo e do Sado. A chamada lagoa de Albufeira (L.A.) está temporariamente isolada do mar por uma barra de areia. Notar a extensão do cordão litoral (c.l.) que forma a restinga de Tróia.

As lagoas mantêm também estreito contacto com as terras emersas e, por essa razão, testemunham na sedimentação a correspondente influência terrígena, através de depósitos que frequentemente alternam com os sedimentos de precipitação química. Também a actividade biológica própria destes ambientes é factor importante na sedimentação, como é o caso da formação de carvões e de hidrocarbonetos, entre os quais, o petróleo e o gás natural.

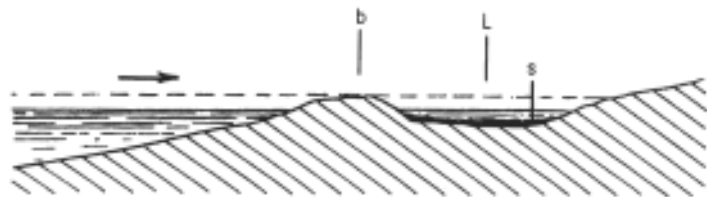


Figura 3.44 – Formação de evaporitos numa lagoa. Em ocasiões de maré excepioanlmente alta, a água do mar galga a barra (b) e penetra na lagoa (L) onde, por evaporação, precipita os sais (s).

⁴ A permanência de uma bacia oceânica como local último de sedimentação também tem um fim. Tal acontece quando, na sequência da evolução geotectónica global, um oceano se fecha numa colisão entre blocos continentais, como aconteceu nos Himalaias ou está em curso no Mediterrâneo.

Os oceanos constituem o último reduto da sedimentação. Com efeito, sendo os oceanos considerados como entidades relativamente permanentes⁴, mesmo

os sedimentos que se depositam nos continentes estão sujeitos mais tarde ou mais cedo a ser erodidos e a continuar a sua caminhada na direcção de locais cada vez mais próximos do mar, até finalmente o atingirem.

Os sedimentos marinhos são sempre predominantemente oriundos dos continentes, quer por via directa, como é o caso dos sedimentos detríticos, ou partículas minerais, carregadas pelos rios (**sedimentos terrígenos**), quer indirectamente, como é o caso dos sedimentos resultantes da precipitação química ou os de origem biológica, quaisquer deles elaborados também a partir de produtos dos continentes levados em solução para o mar.

Exceptuam-se à origem continental os sedimentos detríticos oriundos das ilhas oceânicas e outros relevos submersos e as poeiras e outros corpos extraterrestres caídos do espaço, como é o caso dos meteoritos e, sobretudo, dos micrometeoritos.

Além do **ambiente litoral** já referido, e que se refere mais ou menos à zona da costa limitada pelas marés, podem considerar-se ainda outros: o **ambiente nerítico**, correspondente ao domínio da plataforma continental, o **ambiente batial**, referente ao talude ou vertente continental e o **ambiente abissal**, correspondente aos grandes fundos das bacias oceânicas.

No ambiente nerítico depositam-se sobretudo sedimentos terrígenos e orgânicos **bentónicos** (seres que vivem na dependência do fundo⁵; por exemplo, os recifes de corais), **nectónicos** (representados por esqueletos de animais que nadam; por exemplo, os peixes) e **planctónicos** (restos de organismos arrastados ao sabor das correntes). No ambiente batial predominam sedimentos detríticos finos e argilosos. Nos grandes fundos a influência terrígena continental é mínima e está limitada a sedimentos muitíssimos finos — as **argilas vermelhas** — e a certas vasas organogénicas resultantes da acumulação de restos de organismos planctónicos de natureza calcária (foraminíferos e nanoplancton) e siliciosa (radiolários e diatomáceas).

⁵ Os fixos, ou **sésseis**, e os **vágeis** que, embora vivam no fundo, se podem deslocar livremente.

3.9 Águas subterrâneas

Como já foi referido, ao atingir o solo uma parte da água das precipitações atmosféricas evapora, regressando à atmosfera, outra parte penetra no solo, infiltrando-se para zonas mais ou menos profundas e outra, a restante, escorre à superfície, produzindo erosão.

O subsolo encerra, pois, maiores ou menores quantidades da água que nele se infiltra e que mantém uma circulação subterrânea complexa que é função, em especial, do clima, do tipo e estrutura das rochas e da topografia. O clima não só regula a quantidade das precipitações, como a evaporação e, na medida em que condiciona a vegetação, influencia a escorrência e, conseqüentemente, a infiltração. Por outro lado, a vegetação é um factor de desumidificação do solo pela transpiração que permite através das folhas.

A permeabilidade das rochas, não só a que diz respeito à infiltração como também a devida à circulação subterrânea, depende em grande parte da sua porosidade, do grau de fracturação que apresenta e de outros condicionantes ligados à estrutura, como são, por exemplo, a inclinação das camadas, a existência de juntas de estratificação (zonas planares de separação entre as camadas rochosas) e seu estado de alargamento, a presença de diaclases e de outros vazios, etc. A porosidade é função do volume de espaços vazios, intersticiais, relativamente ao volume da massa rochosa e depende, em grande parte, do tamanho, da forma e do arranjo dos grãos minerais, isto é, da **textura**.

As rochas arenosas, sendo bastante porosas, são particularmente favoráveis à infiltração da água, como acontece nas regiões dunares, ditas arreicas, assim designadas por não permitirem escorrência em superfície, dado que aí só não se infiltra a água que se evapora.

A topografia do terreno condiciona, e muito, a infiltração. É evidente que uma encosta íngreme facilita a escorrência e, por isso, infiltra menos água, ao contrário do que acontece numa área aplanada e horizontal.

A água infiltra-se por gravidade, parcialmente contrariada por acção do fenómeno de capilaridade, até atingir uma zona mais impermeável, acima da qual constitui os **aquíferos**.

As **fontes** são pequenas nascentes situadas geralmente em pontos da intercepção da superfície topográfica com estes níveis aquíferos. Os **poços** são escavações no solo feitas com o intuito de atingir e captar os aquíferos superiores. A captação de aquíferos profundos é feita por meio de perfuração (sondagens) designadas na linguagem técnica, habitualmente, por **furos**.

Em certas situações em que a natureza e estrutura do terreno o permitem, o aquífero fica cativo entre as camadas impermeáveis. Assim, quando um furo atinge o aquífero, sobe neste por efeito de fenómenos em parte relacionados com o princípio dos vasos comunicantes. Em certas circunstâncias estes furos podem mesmo repuxar naturalmente acima da superfície do terreno, dando-se a esta situação o nome de **artesianismo repuxante**.

Ao circularem entre as rochas, as águas dissolvem maiores ou menores quantidades de certos sais que incorporam na sua composição. Nestes termos, as águas subterrâneas exercem importante acção de dissolução subterrânea, cujos produtos arrastam em solução, debitando-os, em geral, na rede hidrográfica superficial, que os conduz, na maior parte dos casos, para o mar e numa pequena parte também para os lagos. O poder dissolvente das águas é particularmente sensível em rochas como calcários, gesso e sal-gema. As salinas de Rio Maior extraem o sal por evaporação, em tanques de águas salgadas retiradas de poços alimentados por águas subterrâneas que circulam em terrenos ricos de sal-gema.

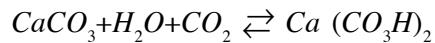
As águas subterrâneas podem, indirectamente, provocar escorregamentos e avalanches pelo facto de, impregnando os terrenos, lhes aumentarem a plasticidade, diminuindo-lhes a estabilidade. Estas acções são incrementadas quando no rególito existem argilas susceptíveis de variar de volume por absorção

de água (argilas expansivas). Por outro lado, estas águas arrastam partículas do interior dos materiais instáveis que constituem algumas vertentes, diminuindo-lhes a estabilidade.

Existem situações complexas, gerais e locais, como, por exemplo, a ocorrência de vários aquíferos sobrepostos, cujo estudo constitui domínio de uma disciplina da Geologia, hoje altamente especializada — a **Hidrogeologia** — cada vez mais solicitada face aos problemas postos pelo desenvolvimento da actividade humana, nomeadamente no que se refere à prospecção, captação e, com particular aquidade, à gestão dos recursos subterrâneos.

3.9.1 *Modelado Cársico*

O carbonato de cálcio, como já foi referido, é mais facilmente solubilizado pelas águas pluviais contendo dióxido de carbono em solução, o que pode esquematizar-se pela reacção química:



Forma-se, assim, bicarbonato de cálcio, que é muito mais solúvel do que o carbonato, de facto, muitíssimo pouco solúvel.

Nestas condições as águas pluviais, portadoras de quantidades apreciáveis de CO_2 , dissolvem os calcários, principalmente ao longo de fendas ou de quaisquer outras aberturas onde se infiltram e circulam com grande facilidade, alargando-as constantemente. Este comportamento contribui para o aumento da circulação subterrânea, o que tem como consequência a contínua intensificação do processo de dissolução. Este tipo de erosão química dos maciços calcários está bem patente nos aspectos particulares da sua morfologia superficial e subterrânea. Em termos gerais, chama-se **morfologia cársica** (ou cárstica) ao modelado próprio das regiões cujas rochas são susceptíveis de sofrer erosão por dissolução. Porém, este modelado só é frequente e apenas tem expressão nos maciços calcários que, de facto, representam extensões e espessuras com significado nas paisagens regionais. São conhecidos exemplos de erosão por dissolução em formações geológicas gipsíferas (gesso) e salíferas (sal-gema), porém, resumem-se a episódios muito localizados e pouco comuns.

Como consequência deste processo particular de erosão, um dos primeiros aspectos a considerar é o carácter pobre da vegetação nos maciços calcários, dado que, praticamente, toda a água se infiltra em profundidade, não permitindo ou dificultando a evolução de um solo favorável ao desenvolvimento da cobertura vegetal. A rocha está quase sempre exposta a nu e a sua superfície é intensamente retalhada por uma rede mais ou menos densa e profunda de sulcos, em virtude do alargamento das diaclases e outras fendas por dissolução. No fundo destes sulcos existe habitualmente um depósito argiloso, vermelho, resultante da acumulação de certos componentes (argila, areia fina e óxidos de ferro,

geralmente existentes no seio dos calcários) e que ficam ali retidos como um solo residual, após a dissolução da rocha mãe e a que se dá o nome de **terra rossa**.

Estas formas de superfície são designadas por **lapiás**. (fig. 3.45) Podem apresentar estadios de evolução avançados, em que as fendas iniciais deram origem a corredores de um labirinto complicado escavado na rocha. Os campos de lapiás da Pedra Furada, Negrals e Maceira, na região de Pêro Pinheiro (Sintra) são magníficos exemplos destes aspectos. Mais desenvolvidos nuns sítios, menos desenvolvidos noutros, a paisagem lapiezada é particularmente comum sobre os maciços calcários das nossas orlas mesocenozóicas ocidental (Sicó, Aire, Candeeiros, Montejunto, Arrábida, etc.) e meridional, ou algarvia, de que o chamado Barrocal é bem elucidativo. Como exemplo espectacular de campo de lapiás na região algarvia, merece referência o do Cerro da Cabeça, Moncarapacho. Ainda no que se refere aos campos de lapiás, cite-se o exemplo da plataforma litoral entre Cascais e o Guincho, onde aos fenómenos de erosão cársica, por efeito das águas pluviais, se juntam os efeitos da água do mar. E estes efeitos resultam quer directamente pelas vagas nos locais onde tal é possível, quer através das gotículas arrastadas pela brisa.

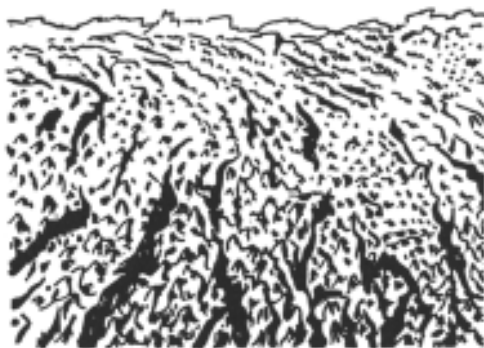


Figura 3.45 – Lapiás

As **dolinas** (fig. 3.46) são outro aspecto externo da morfologia cársica. Correspondem a pequenas depressões mais ou menos circulares, de dimensões habitualmente compreendidas entre a dezena e a centena de metros de diâmetro. De paredes rochosas e muitas vezes abruptas, estas depressões têm o fundo plano e atapetado de terra rossa mais ou menos pedregosa. Nas formas mais evoluídas estas pedras vão sendo dissolvidas e acabam por desaparecer. Quando duas ou mais dolinas próximas ao alargarem acabam por coalescer, forma-se uma **uvala**. (fig. 3.46) Nas regiões carsificadas, os fundos de terra rossa das dolinas e uvalas constituem praticamente os únicos locais que os habitantes da região utilizam para instalar algumas culturas.

São muitos os exemplos de depressões deste tipo, por exemplo — no maciço calcário estremenho onde a conhecida Cova da Iria, em Fátima, é uma vasta dolina entre as muitas existentes na região.

Os «**poljes**» (fig. 3.47) são extensas planícies cársicas fechadas, rebaixadas no interior dos maciços calcários, de origem complexa, em que, muitas vezes, a tectónica joga um papel importante. Estas depressões de fundo plano, geralmente

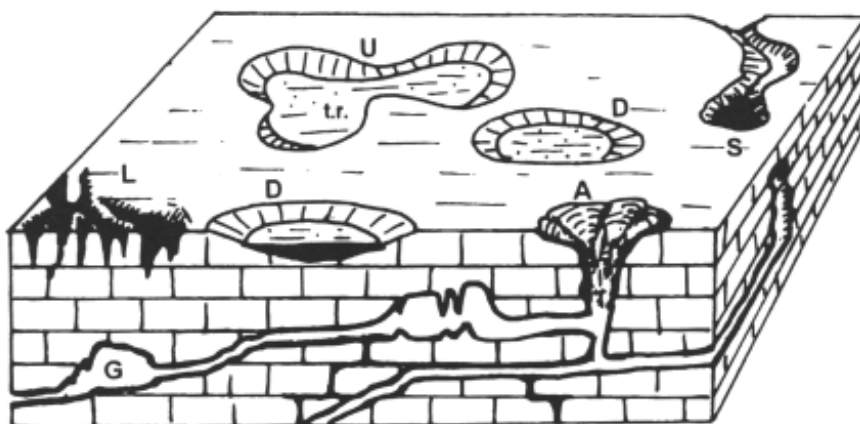


Figura 3.46 – Esquema representativo de alguns acidentes cársticos: A - algar; D - dolina; U - uvala; G - galerias e grutas; L - lapíais; tr - terra rossa.

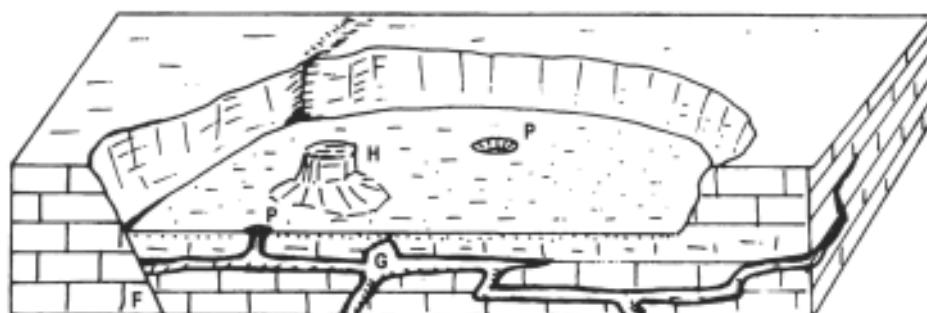


Figura 3.47 – Representação muito esquemática de um «polje»: F - Falha; G - Galerias e grutas; H - «hum»; P - «ponor».

cultivável, podem atingir alguns quilómetros de extensão e são limitadas por vertentes abruptas. No interior do «polje» são frequentes pequenos relevos abruptos isolados e dispersos — os «hums» (fig. 3.47). Quando na estação pluviosa o nível das águas subterrâneas no maciço sobe acima da superfície do «polje» este transforma-se num lago temporário, alimentado lateralmente, ou pelo fundo, através de fendas e orifícios, os **sumidouros** ou «ponors» (fig. 3.47). Na estação seca, quando o nível das águas baixa, o «polje» esvazia-se pelos mesmos umidouros que o haviam alimentado.

A vasta depressão de Mira-Minde, na vizinhança da serra de Aire, com o seu lago temporário, é um bom exemplo de uma estrutura cárstica do tipo dos «poljes», (fig. 3.48) do mesmo modo que outra afim, conhecida por Nave do Barão, a norte de Loulé, no Algarve, também ela temporariamente exibindo uma pequena lagoa.



Figura 3.48 – Corte esquemático transversal do «polje» de Mira-Minde. 1 - calcários margosos; 2 e 3 - calcários compactos; a - algar; p - «ponor»; l - lapiais e terra rossa; g - galerias; F - falha.

Outro aspecto particular da morfologia das regiões calcárias é a abundância de **vales secos**, sem continuidade, não organizados em rede e frequentemente interrompidos. A água que episodicamente aí circula em superfície perde-se em profundidade, ou por um sumidouro único ou por uma série complexa de fendas em comunicação com o interior do maciço.

Nas regiões calcárias são frequentes os **algares**, (fig. 3.49 e 3.50) isto é, poços naturais, às vezes muito profundos, na ordem da centena de metros, que estabelecem ligação entre a superfície e a complexa rede cavernosa do maciço, com grutas, salas e outros grandes espaços abobadados, poços etc., num vasto e complicado conjunto de formas características do seu interior, sempre mais ou menos cavernoso, por efeito da já referida dissolução cársica.



Figura 3.49 – Algar da Cheira. Maciço calcário estremenho: tr - terra rossa; esp. - espeleolitos; esc. - escombreira.

Não faltam entre nós bons exemplos destas ocorrências, bem conhecidas dos espeleólogos e onde estão patentes os mais variados aspectos da morfologia cársica subterrânea.

Alguns destes aspectos e outros estão patentes nas Grutas de Santo António, no mesmo maciço calcário estremenho, sendo visitáveis pela generalidade do público.

Assim, nestas regiões a maior parte da drenagem é interior e através da rede de poços e galerias onde se instalam autênticos rios subterrâneos, temporários ou permanentes. Quando estes cursos de água atingem a periferia do maciço calcário constituem grandiosas nascentes, que são designadas por **exurgências**. O termo **ressurgência** emprega-se para referir o reaparecimento de um curso de água, que a dada altura penetra no maciço, onde percorre um certo trajecto subterrâneo, até que ressurgue.

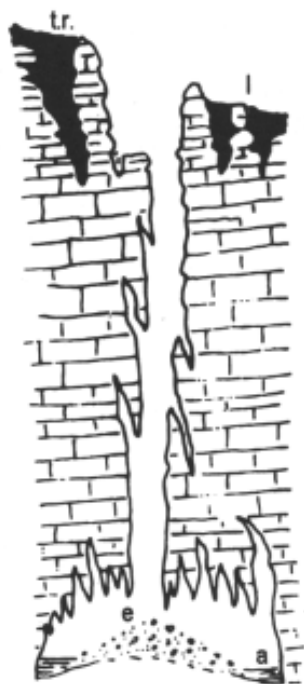


Figura 3.50 – Algar Alto. Planalto de Santo António, maciço calcário estremenho:
l - lapiás; tr - terra rossa; e - escombeira; a - argila.

Os rios Alviela e Almonda, afluentes da margem direita do Tejo, brotam do maciço calcário estremenho, constituindo exemplos demonstrativos de exsurgências. Como ressurgência refere-se a da ribeira de Amiais, perto da nascente do Alviela.

Em oposição ao carácter predominantemente erosivo das águas, tanto à superfície como em profundidade, estão patentes alguns aspectos construtivos representados por depósitos de precipitação química (**espeleólitos**) ou por acumulações detríticas. Sempre que as condições físico-químicas, como, por exemplo, variações de pressão e de temperatura, proporcionam a precipitação dos carbonatos, assiste-se à deposição de capas de calcário forrando as paredes e o chão das galerias e outras cavernas, bem como à edificação de estruturas, às vezes de grande beleza — as **estalactites**, suspensas do tecto, e as **estalagmites**, crescendo a partir do solo (fig. 3.51). Uma e outras, desde muito pequenas e delicadas às maiores, unem-se frequentemente, formando colunas, muitas vezes de grandes dimensões, ligando o tecto das salas ao pavimento atapetado de calcite (fig. 3.52).

Além destas edificações maiores são numerosos os tipos e as formas das construções carbonatadas nestes interiores propícios à acumulação. Entre essa imensa variedade do glossário comum dos espeleólogos, merecem destaque as estruturas conhecidas por **excêntricas**, pequenas excrescências calcíticas, retorcidas, enroladas, serpentiformes, sem qualquer regularidade no crescimento, cuja explicação não é certamente a da queda por gravidade das gotas de água mineralizada (como é o caso das estalactites e estalagmites). Talvez as correntes de ar, por vezes intensas, possam ajudar estes enigmáticos crescimentos calcíticos.



Figura 3.51 – Estalagmites.

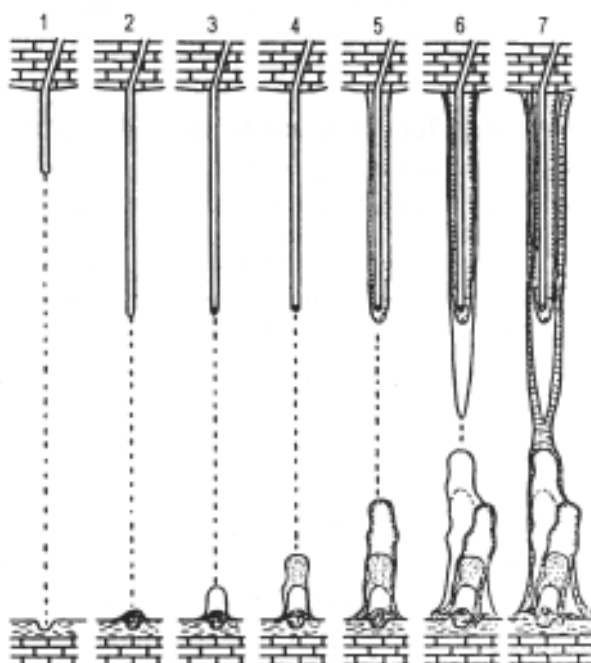


Figura 3.52 – Em oposição à estalactite, no tecto, delgada e percorrida por um canalculo que permite a circulação da água, opõe-se, no chão, a estalagmite, que cresce à custa do carbonato contido nas gotas de água caídas de cima. Ao fim de um certo tempo estes espeleolitos unem-se, formando uma coluna.

No fundo das galerias circulam e acumulam-se depósitos detríticos constituídos, no geral, por terra rossa e por outros materiais resultantes de desmoronamentos interiores, formando escomboreiras. São igualmente frequentes amontoados des-

prendidos do tecto ou das paredes, muitas das vezes na sequência de sismos, ou, o que é frequente nos nossos dias, na vizinhança de pedreiras em actividade. Com efeito, nestes locais os rebentamentos usados no desmonte da pedra originam danos irreparáveis no interior das grutas que lhes ficam perto, algumas de grande interesse científico e espectacular beleza. É o que está a acontecer, por exemplo, na gruta do Zambujal, entre Sesimbra e o cabo Espichel.

As águas saídas das exurgências e ressurgências, ricas de bicarbonato de cálcio, podem originar, por precipitação, extensos depósitos calcários, subaéreos, nomeadamente **tufos calcários e travertinos**, bastante desenvolvidos na região de Condeixa.

O prosseguimento ao longo do tempo da evolução cársica de um maciço conduz à sua erosão mais ou menos completa que, numa fase final, tende para uma aplanção de onde emergem relevos residuais, individualizados e destacados, mais ou menos proeminentes, os já referidos «**hums**».

A superfície abaixo da qual se não verificam os processos de erosão cársica chama-se nível de base cársico e pode variar ao longo do tempo geológico.

3.10 Seres vivos

A acção dos seres vivos, embora menos espectacular como factor da morfogénese, tem contudo importância considerável ao nível da formação de certos sedimentos, como o testemunham amplamente a variedade e quantidade de sedimentos organogénicos.

Deixando de parte o papel fundamental da actividade bioquímica relacionada com as plantas, incluindo as plantas inferiores, o que interfere, como já se viu, na meteorização, no que se refere às acções modeladoras do relevo, é por demais conhecida a acção mecânica das raízes como factor eficaz no alargamento das fendas das rochas, sendo, muitas vezes, causa de desmonte dos materiais das vertentes.

Também os animais contribuem para os fenómenos erosivos, sobretudo ao nível do solo e de rochas pouco coerentes, escavando orifícios, galerias e pequenas grutas. É, nomeadamente, o caso das formigas, das toupeiras, dos coelhos, etc. Certos moluscos perfuram as rochas criando cavidades onde se instalam, favorecendo assim a erosão.

O homem é, de todos os seres vivos, o que mais tem contribuído para acelerar os fenómenos erosivos, às vezes com consequências irreparáveis. Ao destruir a floresta, ao explorar minas e pedreiras, ao construir obras, muitas vezes, sem ter em conta as respectivas consequências, o homem contribui para o desencadear ou acelerar da erosão. A retenção de sedimentos terrígenos pela implantação das grandes barragens hidroeléctricas impede a chegada desses inertes (areias, em especial) ao mar e, conseqüentemente, o reabastecimento que mantinham face

à deriva desses detritos no litoral. A extração de areias nas dunas litorais ou a edificação que abusivamente sobre elas se tem implantado são outros tantos motivos de erosão dos litorais arenosos, que o homem procura resolver com a construção de esporões, enrocamentos e outras soluções de engenharia, soluções que se limitam, provisoriamente, a transferir o problema para um pouco mais longe. De esporão em esporão, de problema em problema, a costa arenosa portuguesa está a transformar-se num litoral de esporões, novo tipo de paisagem da civilização desenvolvimentista.

No interior, por exemplo, o abate sistemático da floresta e as consequências na desertificação de extensas áreas são aspectos que só também nos últimos anos começam a ser encarados mercê de uma consciencialização generalizada sobre a problemática da conservação do ambiente e dos recursos naturais.

4. Sedimentogénese e rochas sedimentares

Objectivos de aprendizagem

- Justificar o binómio sedimentogénese/morfogénese.
- Reconstituir paleoambientes através do estudo dos depósitos sedimentares correlativos.
- Descrever a evolução geomorfológica de uma região a partir do estudo sedimentológico das sequências deposicionais com ela relacionadas.
- Classificar, tendo em conta a origem e as características físico-químicas, os constituintes fundamentais das rochas sedimentares.
- Caracterizar as rochas sedimentares no que respeita os seus aspectos composicionais, texturais, estruturais e genéticos.
- Explicitar o conceito de diagénese.



Como se aludiu atrás a propósito do ciclo geoquímico da litosfera, sempre que as rochas, em especial as originadas em profundidade, atingem a superfície do Globo, ficam em situação de instabilidade, não só porque as novas condições de pressão e de temperatura são muito mais baixas do que as que caracterizam os seus ambientes de origem, mas também porque ficam sujeitas às acções físicas e químicas (oxidação, hidratação, hidrólise) próprias do contacto com a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, reflectindo assim as interacções mais ou menos complexas da água, dos gases atmosféricos (em particular, O_2 e CO_2) e dos seres vivos com todo o seu bioquimismo muito próprio. Tais condições definem o que se designou por ambiente sedimentar.

A génese dos sedimentos, ou **sedimentogénese**, situa-se no âmbito da supergénese, isto é, de um processo mais vasto decorrente na parte externa do ciclo geoquímico da litosfera, da qual fazem parte a **pedogénese**, a **biogénese** e a **morfogénese** encarada aqui como modelação do relevo. Sob certas condições, os sedimentos podem ser litificados em resultado de um conjunto de fenómenos próprios da **diagénese**.

No quadro descrito, as rochas da superfície da Terra estão constantemente a ser alteradas por agentes naturais, como a água das chuvas, o oxigénio do ar, as variações de temperatura, etc., numa palavra, os agentes atmosféricos. Os produtos dessa alteração são detriticos (as pedras soltas, a areia e a fracção fina dos solos e da vulgar terra que pisamos) ou passam a soluções nas águas. Tais produtos, uma vez desagregados e libertados das respectivas rochas-mãe, são transportados pelos diversos agentes, entre eles o vento e as águas dos rios, e acumulam-se em locais favoráveis, onde acabam por sedimentar. Simultaneamente com estas acumulações detriticas podem depositar-se, por precipitação química, as substâncias dissolvidas nas águas e, também, restos de organismos vivos (em geral as partes esqueléticas) contemporâneos da sedimentação. Assim, na sedimentogénese podem concorrer, isolada ou conjuntamente, detritos ou clastos arrancados a rochas preexistentes, substâncias dissolvidas nas águas e produtos de origem biológica. Nestes termos e em função do componente predominante, as rochas sedimentares são habitualmente referidas como essencialmente detriticas (clásticas ou terrígenas), essencialmente quimiogénicas e essencialmente biogénicas (ou organogénicas).

As rochas sedimentares ocupam posição muito reduzida (cerca de 5%) quando encaradas relativamente ao volume da litosfera. Porém, em termos de extensão superficial, elas representam mais de três quartos da área dos continentes, sendo diminuto o valor médio das respectivas espessuras, da ordem dos 2 km. As espessuras, ou possanças máximas conhecidas não ultrapassam os 13 km.

São rochas sedimentares, por exemplo, tanto os **arenitos**, constituídos por areias mais ou menos consolidadas, como os **calcários conquíferos**, resultantes da deposição de conchas de moluscos (estas de natureza calcária). São também rochas sedimentares o **sal-gema** ou o **gesso**, produtos naturais da precipitação de sais por evaporação das águas salgadas de certos lagos e lagunas actuais ou do passado. Com pouca aparência de material rochoso, o chamado **carvão de pedra** ou **carvão mineral**, de entre os quais a bem conhecida **hulha**, bem

como o **petróleo bruto** e o **gás natural**, que em nada lembram as pedras, são ainda consideradas rochas sedimentares, por meras razões de arrumo na sistemática dos produtos naturais da Terra.

Via de regra os sedimentos reflectem sempre, de maneira mais ou menos evidente, a natureza das rochas de onde provêm, isto é, a sua filiação, as características do relevo e do clima existentes à altura da sua formação, os agentes de erosão e transporte que os actuaram, bem como o ambiente onde, finalmente, se depositaram. Nestes termos é muitas vezes possível correlacionar os sedimentos com a geologia, a morfologia e o clima seus contemporâneos e procurar, na sucessão dos depósitos sedimentares de uma dada região, a respectiva sequência dos acontecimentos geológicos, neste caso, a evolução morfoclimática correspondente.

Conhecem-se perfeitamente as características dos sedimentos actuais, evolucionados nas mais diversas condições morfológicas e climáticas do Globo, posto que essa sedimentação decorre sob os nossos olhos, estando também à vista o respectivo quadro geodinâmico. Assim, tendo em conta que, tanto hoje como no passado, as mesmas causas, sob as mesmas condições, conduziram a efeitos idênticos (**Princípio do Actualismo**), torna-se possível investigar a correlação entre a paisagem natural e a sedimentogénese a ela associada, ou correlativa, e extrapolá-la aos ambientes ocorridos no passado.

O que se expôs basta para justificar o interesse do estudo das rochas sedimentares. Há ainda outros aspectos em que este domínio se reveste da maior importância, como são, por exemplo, todos os relacionados com a prospecção e exploração de certas matérias-primas fundamentais à civilização, como o petróleo, os carvões, os calcários, as argilas, o sal ou os fosfatos.

O facto de as rochas sedimentares constituírem, frequentemente, deposições extensas e, ainda, a circunstância de, muitas vezes, conterem restos de seres vivos contemporâneos da sedimentação (fósseis) confere-lhes importância particular no estabelecimento da seriação cronológica dos acontecimentos geológicos a elas associados, na sua inter-relação à escala global, na reconstituição de ambientes passados, etc., numa palavra, na busca de informação que nos permita conhecer a história da Terra.

4.1 Consequências da sedimentação e seus reflexos nas rochas sedimentares

Na medida em que a sedimentação é uma consequência da gravidade, que se exerce sobre as partículas sedimentares detríticas ou neoformadas, esta ocorre sempre que as características topográficas e dinâmicas locais não permitam a continuidade das acções de transporte. Nestas condições os materiais em trânsito depositam-se por acção do seu próprio peso e imobilizam-se, isto é, sedimentam e, assim permanecem por intervalos de tempo de duração muitíssimo variável, desde muito pequenos até longos períodos geológicos. Com efeito, um banco de areia deixado no leito de estiagem de um curso de água será inevitavelmente remobilizado

pela primeira cheia que o atinja, ao passo que os depósitos de uma grande bacia sedimentar ali permanecerão milhões e milhões de anos até que, por efeitos de uma orogenia ou de outra causa geodinâmica fiquem de novo à mercê da erosão.

A acção da gravidade na sedimentação e, conseqüentemente, nas rochas sedimentares reflecte-se, entre outros, no seu carácter quase sempre estratificado.

4.1.1 *Estruturas das rochas sedimentares*

O aspecto estrutural mais característico da grande maioria das rochas sedimentares é a existência de estratificação resultante do processo natural da deposição da maioria dos seus constituintes. As **camadas** ou **estratos** sedimentares representam conjuntos tabulares de sedimento uniforme, vastos, em termos de área, e de espessura muito variável.

A **estratificação** é uma das características mais marcantes das rochas sedimentares, não obstante existirem situações em que essa disposição não é evidente, ou não existe. Porém, a estratificação não é exclusiva destas rochas. Por exemplo, a deposição de materiais vulcânicos extrusivos, como lavas e piroclastos, assume igualmente disposição em camadas ou estratos.

Em princípio, salvo raras excepções, a estratificação, na medida em que corresponde a uma deposição de materiais por acção da gravidade, é horizontal ou sub-horizontal e resulta das próprias leis físicas que regulam a sedimentação.

Sempre que o material sedimentado difere bruscamente do que o antecede, individualiza-se, em geral, um novo estrato e a descontinuidade entre eles marca a respectiva separação através de um plano de fraqueza a que se dá o nome de **junta de estratificação**. A relativa homogeneidade litológica da camada, segundo a sua espessura, resulta de um processo sedimentar regular e contínuo, em que se mantêm constantes as características ambientais e o tipo de materiais em deposição. Quaisquer perturbações do regime uniforme apontado, como sejam, por exemplo, uma pausa de sedimentação, variações das características físicas ou químicas no local de deposição, ou do tipo dos materiais ali chegados, ficam assinaladas por um contacto materializado por uma superfície que separa dois conjuntos distintos. As juntas de estratificação põem em evidência estas superfícies de descontinuidade.

A espessura dos estratos é, como se disse, muito variável, podendo ir de valores da ordem do milímetro às dezenas de metros. As unidades mais finas revelam, ao contrário das espessas bancadas homogêneas, grande instabilidade do meio de sedimentação.

As camadas sedimentares podem ter grande desenvolvimento em extensão lateral, sobretudo as formadas em águas profundas, ou, pelo contrário, terem reduzidas dimensões, correspondendo a episódios localizados e de curta duração. Neste caso, a camada termina, muitas vezes em cunha, assumindo forma lenticular.

À superfície dos estratos, ou seja, ao nível das juntas de estratificação, ocorrem frequentemente testemunhos que provam a existência de pausas ou interrupções na sedimentação. São, por exemplo, as **marcas de ondulação** («**ripple marks**») deixadas na areia ou na vasa pelas correntes, as **fendas de dessecação**, **marcas de gotas de chuva**, **pistas de animais**, etc. Estes elementos têm, não só, valor para reconstituir o quadro natural contemporâneo da sedimentação, mas permitem, também, reconhecer o topo e a base das camadas (**polaridade**), sempre que estas se encontram pregueadas, como acontece nas cadeias orogénicas, onde são frequentes os troços em que as séries se encontram invertidas.

Na grande maioria dos casos, a sobreposição das camadas sucede-se por ordem cronológica, pelo que, no geral (salvo excepções conhecidas), é válido o chamado **princípio da sobreposição**, que diz que qualquer camada é mais moderna do que a que lhe serve de base e mais antiga do que as que lhe ficam por cima.

A estratificação é geralmente paralela, todavia são muito frequentes os casos de **estratificação entrecruzada** (fig. 4.1), sobretudo em sedimentos detríticos fluviais, fluvio-marinhos e eólicos, em que o agente de transporte varia de intensidade e ou de direcção, deixando essas variações impressas na arquitectura do depósito.

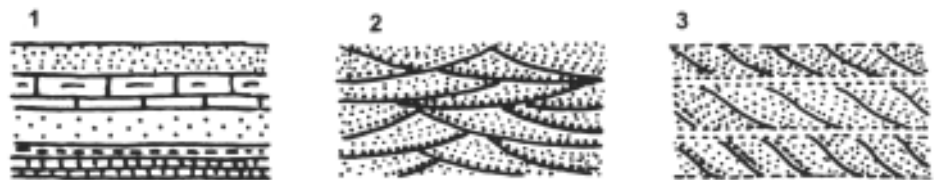


Figura 4.1 – Estratificação paralela (1) e entrecruzada (2 e 3).

A observação minuciosa dos aspectos estruturais em relação com o tipo, intensidade e orientação dos agentes de transporte tem conduzido à reconstituição de **paleocorrentes**, isto é, ao reconhecimento dos trajectos percorridos pelos materiais detríticos e das características dos agentes de transporte que os actuaram em épocas passadas.

4.1.2 *Noção de fácies*

Entende-se por **fácies** de uma rocha sedimentar o conjunto de características texturais, mineralógicas, químicas, paleontológicas e outras que permitem definir o ambiente de sedimentação ou de formação dessa rocha. Isto, porque a cada local de sedimentação correspondem determinados tipos litológicos com características próprias. Nestes termos, há tantos tipos de fácies quantos os ambientes sedimentares. Assim, numa primeira grande divisão, consideram-se **fácies continental**, **fácies marinha** (fig. 4.2) e **fácies de transição**, estas últimas assim chamadas por corresponderem às zonas de sobreposição das influências continental e marinha.

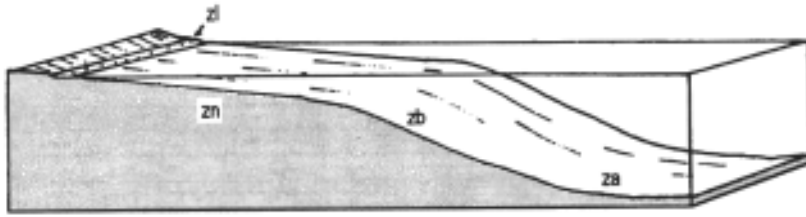


Figura 4.2 – Bloco-diagrama figurativo dos vários ambientes marinhos: zona litoral (zl); zona nerítica (zn); zona batial (zb); zona abissal (za).

Dentro destes três grandes grupos podem estabelecer-se as seguintes subdivisões principais:

Fácies continental:

- fluvial
- torrencial
- fluvio-glaciária
- glaciária
- límnic ou lacustre
- eólica

Fácies de transição:

- estuarina
- deltaica
- lagunar ou parálica

Fácies marinha:

- litoral
- recifal
- nerítica
- batial
- abissal

Se considerarmos um certo intervalo de tempo durante o qual se está a processar um determinado depósito, num dado ambiente, é evidente que, simultaneamente, se estão a formar outros sedimentos noutros locais que lhes imprimem outras características. Chama-se **variação lateral de fácies** (fig. 4.3) à progressiva modificação das características da rocha ao longo de uma mesma camada (ou conjunto de camadas) que denunciam as variações laterais entre os respectivos ambientes. Por exemplo, no mesmo intervalo de tempo estão a depositar-se aluviões

numa dada planície aluvial, que para jusante passam lateral e progressivamente a depósitos de estuário e, para lá da foz, a sedimentos marinhos contemporâneos.

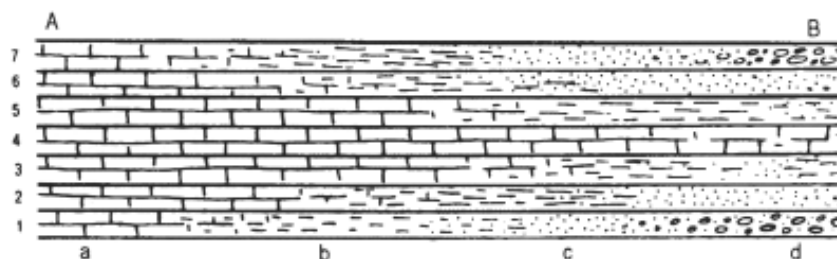


Figura 4.3 – Variação lateral de fácies (entre A e B). Em cada estrato existe passagem gradual entre os diversos tipos litológicos esquematizados calcários (a); argilas (b); arenitos (c); conglomerados (d). Na sequência 1a 7, nomeadamente em B, verifica-se variação lateral de fácies; pelo contrário, em A não há variação vertical.

Por **variação vertical de fácies** entende-se a modificação das características dos sedimentos à medida que estes se sucedem no tempo, isto é, se sobrepõem. Por exemplo, no decurso de uma transgressão marinha, a invasão progressiva das terras pelo mar testemunhará uma sequência em que primeiro (em baixo) se formaram depósitos fluviais, em seguida e sobre eles, depósitos de transição, por exemplo lagunares, e, finalmente, quando essas terras ficam definitivamente submersas, depósitos francamente marinhos.

Nas séries detríticas é frequente assistir-se, num mesmo estrato, a uma variação gradual, na vertical, do calibre dos clastos, aspecto este que é conhecido por **granulotriagem** (fig. 4.4).

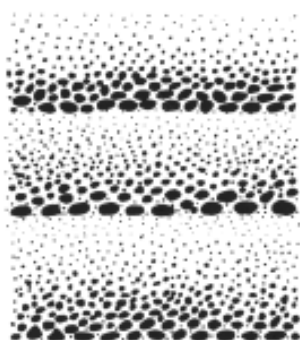


Figura 4.4 – Granulotriagem.

4.1.3 Séries sedimentares

Uma **série sedimentar** é uma sucessão de várias unidades litológicas que se encadeiam umas nas outras e em que cada uma tem significado em função das que a precedem e das que se lhe sucedem. Tal sucessão vertical é o reflexo da evolução do ambiente de sedimentação, em especial no que se refere aos aspectos morfológico, tectónico, paleoclimático e paleoecológico.

As séries sedimentares registam sucessivas fases de acontecimentos ocorridos no decurso da sedimentação, expressas por unidades litológicas mais restritas - as **sequências**. Nestes termos, as séries sedimentares são sucessões de sequências. Distinguem-se vários tipos de sequências (fig. 4.5):

Sequência positiva ou normal — correspondente a um episódio transgressivo, expressa, por exemplo, por uma passagem gradual de sedimentos detríticos a sedimentos quimiogénicos ou de sedimentos detríticos grosseiros a detríticos finos;

Sequência negativa ou inversa — correspondente a um episódio regressivo e caracteriza-se por sucessões inversas das anteriores:

Sequência cíclica ou bissequência — formada pela reunião ininterrupta das duas anteriores.

Há séries espessas caracterizadas por extrema monotonia litológica, isto é, sem sequências. O significado destas séries é o de revelarem a invariabilidade dos respectivos ambientes de sedimentação durante períodos suficientemente longos.

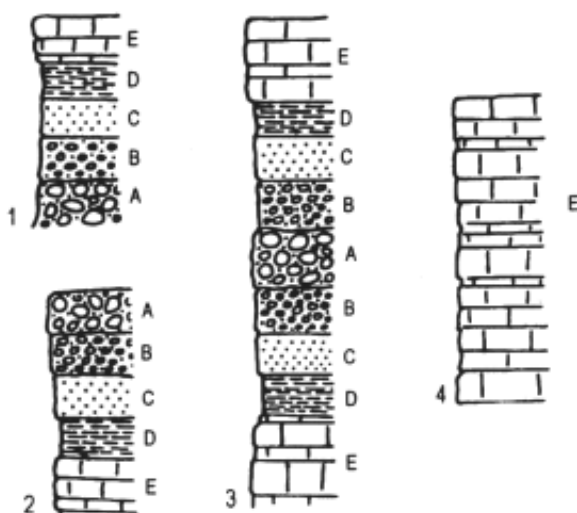


Figura 4.5 – Sequências sedimentares: 1 - positiva (A-B-C-D - E); 2 - negativa (E-D-C-B-A); 3 - cíclica (E-D-C-B-A-B-C-D-E). A coluna 4 representa uma série invariável, sem sequências (monótona). A a D - detritos sucessivamente mais finos; E - calcários.

4.2 Composição das rochas sedimentares

O problema da composição das rochas sedimentares, entre outros ângulos, pode ser encarado através da composição química global ou em termos genéticos, isto é, com base na composição fundamental expressa nos seus constituintes detríticos, quimiogénicos e biogénicos.

4.2.1 Composição química

Do ponto de vista químico é curioso assinalar a grande semelhança existente entre as composições químicas médias dos conjuntos das rochas magmáticas e das rochas sedimentares. O quadro I põe em evidência tal proximidade de composições.

Quadro I

	Rochas magmáticas	Rochas sedimentares
SiO_2	59,1%	58,0%
Al_2O_3	15,3	13,4
Fe_2O_3	3,1	3,5
FeO	3,8	2,1
MgO	3,5	2,6
CaO	5,1	5,9
Na_2O	3,8	1,1
K_2O	3,1	2,8
TiO_2	1,1	0,6
H_2O	1,2	3,2
SO_2	–	0,5
CO_2	–	1,7

¹ Se se tiver em conta que a grande maioria das rochas metamórficas não é mais do que o resultado da profunda transformação de outras rochas, sem grande modificação da composição química global, pode alargar-se a referida participação também a estas rochas.

Tal semelhança global indica, em primeira análise, a importante participação das rochas magmáticas na formação das rochas sedimentares¹, todavia, certas diferenças de pormenor sugerem algumas considerações. Assim, o aumento de Fe_2O_3 (ferro férrico) e a diminuição de FeO (ferro ferroso) nos sedimentos testemunha o carácter oxidante das transformações supergénicas. De igual modo, o aumento considerável de H_2O põe em evidência a importância dos fenómenos de hidratação à superfície do Globo.

Por outro lado, o aumento de CaO , CO_2 e SO_2 é consequência da actividade da biosfera (acções bioquimiogénicas) que tem papel relevante na génese dos sedimentos. Poderá ainda acrescentar-se que a diminuição, relativamente mais acentuada, dos teores de MgO e de Na_2O é função da maior solubilidade destes elementos face aos restantes. Por exemplo, enquanto o cálcio precipita facilmente sob a forma de carbonatos, formando calcários, parte importante do sódio permanece em solução, ficando retido na água dos oceanos.

Há, com efeito, uma relação sensível entre os minerais das rochas eruptivas e os produtos que estas debitam para os sedimentos. Os minerais primários, que passam intactos para as rochas sedimentares, correspondem a espécies com grande estabilidade química e física, que lhes permite resistir ao ataque dos agentes externos. Tais minerais constituem os chamados **resistatos** e formam a maior parte dos detritos. Existem, porém, outras espécies que, face aos mesmos agentes, dão origem a produtos transformados (os **hidrolisatos** e os **oxidatos**), consoante resultam das acções em que predomina, respectivamente, a hidrólise (decomposição iónica pela água) ou a oxidação. Há ainda a considerar que,

na sequência das transformações indicadas, alguns produtos são dissolvidos nas águas e, consoante a sua menor ou maior solubilidade, ou precipitam mais facilmente (os **precipitados**), ou se mantêm em solução até que, finalmente, acabam por precipitar em locais propícios à evaporação da água (lagos e lagoas em regiões suficientemente secas e quentes), pelo que são designados por **evaporatos** (ou evaporitos), (fig. 4.6).

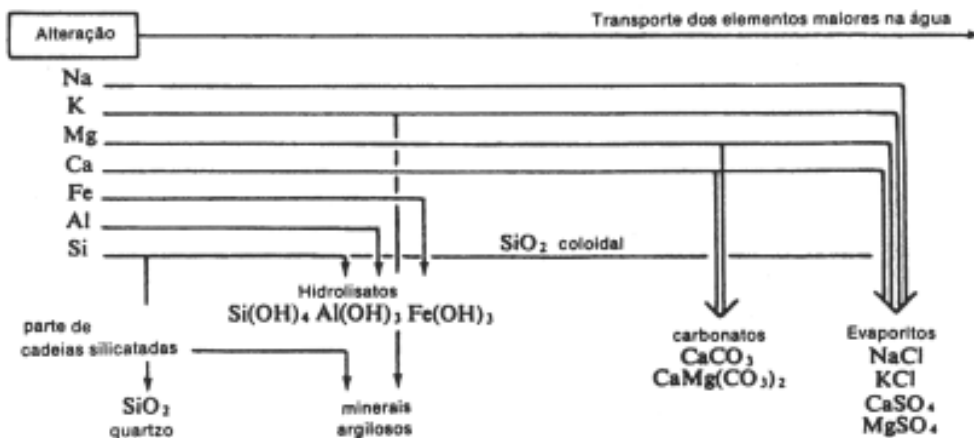


Figura 4.6 – Destino de alguns elementos após o seu transporte.

Oxidatos, hidrolisatos, precipitados e evaporatos correspondem a minerais de formação supergénica e por isso são ditos **secundários** ou de **neoformação**.

4.2.1.1 Classificação das rochas sedimentares com base na composição química global

Este critério não permite, numa boa parte dos casos, distinguir rochas geneticamente muito diferentes. Por exemplo, uma rocha detrítica predominantemente formada por grãos de quartzo (SiO_2) é, em termos de composição química, quase exclusivamente formada por sílica, da mesma maneira que uma rocha gerada por precipitação química de sílica, ou de outra resultante da acumulação de restos esqueléticos de natureza siliciosa elaborados por seres vivos (radiolários, por exemplo). Outro tanto se poderá dizer no que toca à semelhança de composição química relativamente a certos calcários, quer a sua origem seja detrítica, quimiogénica ou biogénica.

Sem perder de vista os inconvenientes aludidos, esta maneira de arrumar as rochas sedimentares tem aspectos positivos, como se verá, e reúne os seguintes grupos principais:

Rochas siliciosas — com sílica predominante, independentemente da origem.

Rochas aluminosas — ricas de alumina (Al_2O_3), como é o caso das argilas, geralmente detríticas, embora possam ocorrer argilas de neoformação.

Rochas carbonatadas — representadas por rochas formadas por carbonatos de cálcio (calcário) e de cálcio e magnésio (dolomitos); geralmente quimiogénicas e biogénicas.

Rochas ferríferas — com predomínio de compostos oxidados de ferro; na maior parte dos casos de origem bioquimiogénica.

Rochas fosfatadas — assim designadas desde que tenham certa percentagem de fosfatos (de precipitação e orgânicos) que as tornem interessantes como matéria-prima.

Rochas cloretadas — ricas de cloretos, em geral de sódio ou de potássio; de origem quimiogénica por precipitação resultante da evaporação das águas.

Rochas sulfatadas — geralmente constituídas por sulfatos de cálcio, depositados por precipitação semelhante à aludida no grupo anterior.

Rochas carbonáceas — ricas de carbono de origem orgânica, como é o caso dos carvões fósseis e dos hidrocarbonetos naturais (petróleo e gás natural).

A **origem dos componentes químicos das rochas sedimentares** deve procurar-se nos constituintes da litosfera, da hidrosfera, da atmosfera e da biosfera. Numa análise mais profunda, todos estes constituintes provêm da crosta e do manto, na medida em que as geosferas referidas constituem conjuntos que se individualizaram, na sequência da diferenciação destas zonas superiores do Globo, em tempos muito remotos, não necessariamente sincrónicos, da história da Terra e sem perder de vista a complexidade das relações e trocas de produtos a que estão, e sempre estiveram, sujeitas.

A **sílica** (SiO_2) é, na quase totalidade dos casos, oriunda do quartzo (ou seus polimorfos) e dos silicatos das rochas preexistentes, quer através de detritos arenosos (geralmente de quartzo), os quais figuram como resistatos nas rochas clásticas, quer através de soluções ou suspensões coloidais que passam directamente aos sedimentos por precipitação da própria sílica e entrando na constituição de minerais silicatados (hidrolisatos, como são as argilas), ou indirectamente, após passagem efémera pela biosfera como substância de partes esqueléticas de alguns organismos (radiolários, esponjas, diatomáceas). A sílica é muito pouco solúvel na água às temperaturas normais da superfície do Globo. Para pequenas concentrações (0,01%) existem verdadeiras soluções moleculares, tanto mais facilitadas quanto maior for o *pH* (águas mais básicas, com *pH* 9). O excesso de sílica conduz à formação de moléculas aglomeradas em agregados maiores que originam suspensões coloidais.

A **alumina** (Al_2O_3) é praticamente insolúvel nas águas naturais à temperatura ambiente e a valores de *pH* próximos da neutralidade. Contudo, a sua solubilidade

aumenta em meios francamente ácidos e francamente básicos, o que só acontece na natureza em casos excepcionais. Assim, este componente abundante, por exemplo, nos feldspatos, é o mais insolúvel no decurso da alteração das rochas.

A maior parte da alumina dos sedimentos figura ao lado da sílica na composição das argilas resultantes da meteorização e, em parte, nos aluminossilicatos (feldspatos e feldspatóides) e outros silicatos primários de alumínio que sobreviveram a este processo, constituindo componentes detríticos. Em condições de extrema alteração química, em climas tropicais-húmidos, todos os componentes da rocha primitiva são solubilizados e evacuados, à excepção da alumina, que persiste como produto residual, sob a forma de hidróxidos como, por exemplo, a gibbsite, originando concentrações naturais de grande interesse económico — as **bauxitas**.

O **ferro** tem um comportamento muito próximo do alumínio. Tanto o óxido (hematite) como o óxido hidratado (goethite) são muito insolúveis, sendo a sua mobilidade grandemente condicionada pela actividade de organismos vivos, especialmente vegetais. O ferro ferroso (Fe^{2+}), resultante da decomposição dos silicatos ferromagnesianos, passa facilmente a ferro férrico (Fe^{3+}) e precipita sob a forma daqueles minerais. São muito importantes as concentrações residuais ou sedimentares ricas em óxidos de ferro — as **laterites** — que originam extensas couraças, particularmente importantes nas regiões quentes marcadas por uma estação húmida alternante com uma estação seca.

Os **metais alcalinos**, sódio e potássio, têm a sua principal origem nos feldspatos das rochas endógenas. Parte destes alcalinos são solubilizados, e a menor estabilidade das plagioclases relativamente aos feldspatos potássicos faz com que o sódio seja mais rápida e intensamente solubilizado do que o potássio. Uma vez que nas rochas ígneas o teor de sódio é geralmente maior ou igual ao do potássio, o diferente comportamento destes dois alcalinos face à alteração conduz ao aumento relativo (nos sedimentos) de potássio, expresso pela abundância relativa de feldspatos potássicos sobre as plagioclases, na fracção detrítica. Por outro lado, o potássio figura, ainda, em muitos minerais das argilas, ao passo que o sódio tende a permanecer em solução, encaminhando-se constantemente para os oceanos. A abundância de cloreto de sódio na água do mar não é alheia a esta maior mobilidade do sódio.

Os **metais alcalino-terrosos**, cálcio e magnésio, têm comportamentos afins; são ambos solubilizados no decurso da alteração supergénica, pelo que têm pouca representatividade nas fracções residuais detríticas (resistatos). Em contrapartida, vão saturar as águas, onde precipitam, sempre que se realizem certas condições físico-químicas do meio, originando carbonatos (precipitados) e sulfatos (evaporatos). Por outro lado, é sabido que alguns seres vivos retiram das águas elevada quantidade de carbonato de cálcio com que edificam os respectivos esqueletos (conchas, carapaças, suportes), como é o caso dos moluscos e dos corais, entre outros. O magnésio acompanha de perto, mas em menor escala, o comportamento do cálcio.

A **água** está presente nos sedimentos, sobretudo nos minerais supergénicos, muitos dos quais são hidratados, como é o caso dos minerais das argilas, e

resulta essencialmente de uma contribuição de água quer por parte da atmosfera quer da hidrosfera.

O **dióxido de carbono** é constituinte essencial de todas as rochas sedimentares carbonatadas. Com efeito, a expressão química $CaCO_3 \rightleftharpoons CO_2 + CaO$ mostra que para se formar uma molécula de calcite são necessárias uma molécula de cal (CaO) e uma de dióxido de carbono (CO_2). O dióxido de carbono, inicialmente atmosférico, não só intensifica os processos de alteração das rochas, activando as águas pluviais, subterrâneas ou outras (que o contêm em dissolução), como também participa na sedimentação como componente dos carbonatos.

4.2.2 *Constituintes fundamentais das rochas sedimentares*

São constituintes fundamentais das rochas sedimentares: os elementos detríticos, os minerais de neoformação e os produtos de origem orgânica.

4.2.2.1 Elementos detríticos

A maioria das rochas sedimentares é constituída por fragmentos provenientes de outras rochas, razão por que podem também ser referidos por **clásticos** ou, também, por **alógénicos**. Estes elementos são classificados em função das respectivas dimensões e naturezas, aspectos que, de certo modo, se relacionam entre si.

Uma das classificações dos elementos detríticos, relativamente às dimensões, é a de Wentworth:

Balastros (> 2 mm)	{	blocos	(> 256 mm)
		seixos, calhaus, burgaus, godos	(256 - 64 mm)
		cascalho	(64 - 8 mm)
		areão	(8 - 2 mm)
Areia (2 - 1/16 mm)	{	areia grosseira	(2 - 1/2 mm)
		areia média	(1/2 - 1/8 mm)
		areia fina	(1/8 - 1/16 mm)

Silte, ou limo (1/16 - 1/256 mm)

Argila (< 1/256 mm)

Os **balastros** (também referidos por **psefitos** ou **ruditos**) são, em geral, formados por fragmentos de rochas e daí o nome de elementos líticos ou **litoclastos**. O seu transporte pelas correntes faz-se normalmente por rolamento sobre o fundo,

pelo que tendem a adquirir formas arredondadas, ou boleadas, tanto mais evidentes quanto mais longo tiver sido o respectivo transporte. Os balastros conferem aos depósitos que os contêm grande porosidade.

Entre os tipos petrográficos mais frequentes nos balastros têm lugar de relevo os quartzitos devido à sua grande estabilidade e dureza. Todavia, são ainda frequentes os litoclastos de granito, de grauaque, de xisto, de calcário, etc. Embora não seja considerado rocha, o quartzo filoniano é, a par dos quartzitos, um dos componentes mais comuns nos balastros. A presença ou ausência de certos tipos litológicos na fracção grosseira dos sedimentos é função da geologia da região, das condições climáticas, do tipo e intensidade dos agentes de transporte, da vulnerabilidade da rocha à alteração, do tempo decorrido e da dimensão dos detritos. Nestes termos, o estudo dos elementos pefíticos (ou rudíticos) permite a abordagem das reconstituições paleoambientais correlativas dos respectivos sedimentos.

As **areias** (ou **psamitos**) são, via de regra, constituídas por grãos monominerais. Nesta dimensão os litoclastos são, naturalmente, menos frequentes do que nos balastros. Os grãos minerais correspondem às espécies que resistiram à alteração das rochas, de que eram constituintes primários, posteriormente carregados para os locais de sedimentação. Entre elas, o quartzo é largamente predominante. Com excepção do que acontece nas ilhas vulcânicas, são raros os sedimentos detríticos arenosos em que o quartzo não assuma carácter de componente essencial. São ainda frequentes nas areias feldspatos, mica branca e todo um conjunto de espécies, de alguma ou elevada estabilidade, que figuram como minerais acessórios, entre os quais, zircão, turmalina, magnetite, ilmenite, rútilo e apatite. Nas áreas continentais os minerais ferromagnesianos figuram nas areias, geralmente em posição subordinada. Em casos particulares, como são as areias fluviais e de praia, das ilhas ou regiões vulcânicas, os minerais ferromagnesianos assumem o papel de componentes essenciais.

No domínio da fracção granulométrica em que se convencionou situar as areias, consideram-se ainda os fragmentos de conchas, de carapaças ou de outras estruturas esqueléticas que participam na sedimentação como detritos, pois foram erodidos, transportados e, só depois, acumulados. São designados por **bioclastos**.

As areias permitem alguma adesão quando molhadas (recorde-se os castelos de areia feitos na praia) e permitem fácil infiltração e circulação das águas dada a sua grande porosidade. O seu transporte pela água é feito por saltação nas correntes fortes e por rolamento sobre o fundo nas de menor velocidade. Pelo seu pequeno tamanho, as areias podem ser transportadas pelo vento, num processo a que se dá o nome de deflação.

À semelhança dos balastros, também as areias adquirem formas arredondadas, tanto mais perfeitas quanto mais longa tenha sido a acção dos agentes de transporte. A forma dos grãos e o grau de polimento que adquirem permitem muitas vezes reconhecer o tipo e avaliar a intensidade do agente.

O **silte** é formado por fragmentos muito finos dos mesmos minerais que entram na composição das areias, embora em outras proporções resultantes do diferente

comportamento destas partículas no decurso do transporte e da sedimentação. No silte participam, em geral, quartzo finamente pulverizado, palhetas de mica e agregados argilosos. O transporte destas partículas faz-se em suspensão quer na água, quer no ar (quando o agente é o vento). Têm porosidade inferior à das areias, pelo que são menos permeáveis, e já apresentam alguma adesão a seco.

A argila, no sentido granulométrico, isto é, o conjunto de detritos de dimensão inferior ao limite convencionado (1/256 mm), é constituída, como no silte, por várias espécies minerais, entre as quais predominam largamente os **minerais argilosos**, que são filossilicatos supergénicos (hidrolisatos) gerados no decurso da alteração das rochas e da evolução dos solos e que, posteriormente, foram carregados para os locais onde se depositaram.

O transporte das argilas é feito em suspensão nas águas correntes, situação que persiste mais ou menos prolongadamente mesmo nas águas imobilizadas, onde acabam por decantar. As argilas, ao contrário das areias, são bastante impermeáveis.

Quimicamente os minerais argilosos são silicatos hidratados de alumínio, podendo conter outros elementos em menor quantidade, entre os quais os mais vulgares são potássio, magnésio e cálcio. Os minerais argilosos mais comuns nos sedimentos são caulinite, illite, montmorilonite (esmectite), atapulgite e sepiolite.

As argilas adquirem grande plasticidade quando misturadas com a água e possuem elevada coerência quando secas. Tais comportamentos, entre outros muito próprios destes minerais, tornam-nas utilizáveis na indústria cerâmica.

4.2.2.2 *Minerais de neoformação*

A propósito destes minerais convém, antes de mais, arrumar os conceitos expressos pelas múltiplas designações por que aparecem referidos, tais como, **supergénicos**, de **neoformação**, **secundários**, **autigénicos**. Supergénicos, porque são formados no decurso do trânsito externo, ou superficial, do ciclo da litosfera, em oposição aos minerais endógenos, gerados em profundidade; de neoformação, porque se consideram de formação recente, em contraste com a muito maior antiguidade dos minerais oriundos das rochas preexistentes; secundários, em oposição à expressão de primários, atribuída aos minerais das rochas eruptivas e metamórficas; autigénicos, por se oporem aos alogénicos, na medida em que são gerados no local de sedimentação; este termo é, porém, mais frequentemente utilizado para referir os minerais gerados no decurso da diagénese.

Todavia, há casos susceptíveis de gerar confusão e que podem ser esclarecidos através de exemplos. Uma argila gerada no decurso da alteração de uma rocha, ou num solo, é sempre um mineral supergénico ou secundário. Se esta argila for transportada para outro local e aí sedimentar, as partículas argilosas, que são, com efeito, de neoformação na rocha alterada ou no solo, não podem

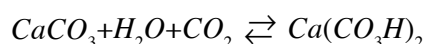
deixar de ser consideradas detríticas ou alogénicas no sedimento onde se imobilizaram. Há, ainda, casos em que (a partir de substâncias em dissolução nas águas e, atingido que seja um certo nível de saturação e determinadas condições ambientais) podem gerar-se minerais argilosos, idênticos aos anteriores, que precipitam, originando um sedimento que nada tem de detrítico. Nestas circunstâncias, estas argilas são, de facto, de neoformação no próprio sedimento.

Conviria ainda referir um outro caso em que as expressões primário e secundário fogem ao conceito exposto. É, nomeadamente, o caso da sedimentação dolomítica (a dolomite é o carbonato de cálcio e magnésio). Em determinadas circunstâncias este carbonato duplo pode precipitar directamente a partir dos seus componentes dissolvidos na água. Se bem que se trate de um processo supergénico e, como tal, esta dolomite devesse ser referida como secundária, o facto é que é costume designá-la por primária (expressão habitualmente reservada aos minerais das rochas endógenas) para a distinguir da dolomite dita secundária, resultante de um fenómeno corrente na natureza e que consiste na substituição de parte do cálcio da calcite por magnésio. Este fenómeno, conhecido por **dolomitização**, transforma os calcários calcíticos em calcários dolomíticos (ou dolomias) e ocorre posteriormente à sedimentação, já no decurso da diagénese.

Não desejaríamos que os leitores a quem nos dirigimos vissem nesta explanação, ou noutras, que envolvem numerosos vocábulos, para a grande maioria, novos, um acumular exaustivo de temas para memorizar. É porque sabemos que o avolumar dos conhecimentos pesa menos quando suficientemente compreendido e arrumado que julgamos haver vantagem em convidar quem nos lê a acompanhar o desenrolar da meditação sobre estes temas, convictos de que os «neologismos» deixam de o ser, na medida em que constituem expressões curtas, evidentes e correctas, necessárias à boa compreensão dos fenómenos abordados. Julgamos, pois, ser mais vantajoso este procedimento do que limitarmo-nos a fornecer uns tantos conceitos abreviados, certamente desarticulados. Optamos por esta via, ainda, porque sabemos que o acesso à bibliografia não é fácil para os residentes fora dos principais centros urbanos. Nestes termos, parece-nos oportuno pormenorizar para esclarecer, usando uma linguagem acessível.

Entre os minerais de neoformação nos sedimentos merecem realce os seguintes:

Calcite — Carbonato de cálcio ($CaCO_3$), mineral branco de dureza fraca (3) e com clivagem bastante fácil, originando os característicos poliedros de clivagem de forma romboédrica, tão frequente e erroneamente designados como cristais. É solúvel em ácido clorídrico diluído e a frio, produzindo efervescência franca, com libertação de CO_2 . Na presença de água e de dióxido de carbono, a calcite é solubilizada sob a forma de bicarbonato de cálcio, segundo a expressão



O bicarbonato de cálcio é mais solúvel do que o carbonato e é, por isso, mais abundante nas águas. Sempre que hajam certas modificações no meio, como por exemplo as que conduzam a uma diminuição do teor de CO_2 , o equilíbrio desloca-se no sentido da precipitação da calcite.

Aragonite — Corresponde a outra forma estrutural de carbonato de cálcio, também de fórmula $CaCO_3$. É frequente como constituinte de certas conchas de moluscos. É mais rara e instável do que a calcite, e tende a transformar-se espontaneamente nesta.

Dolomite — É o carbonato de cálcio e magnésio, de fórmula $Ca Mg (CO_3)_2$. Embora não seja tão abundante como a calcite, pode considerar-se bastante frequente. As suas propriedades e comportamentos na natureza são muito próximos dos da calcite, da qual se distingue pela muito menor efervescência (libertação de CO_2) produzida pelo ácido clorídrico a frio, reacção que se intensifica a quente.

Minerais de sílica — Merece referência a **calcedonite** que frequentemente aparece referida como variedade criptocristalina de sílica (SiO_2). Na realidade a calcedonite não é mais do que um agregado de minúsculos elementos de quartzo, com textura granular e outras vezes fibrosa.

Outra variedade de sílica é a **opala**, também erroneamente referida como sílica amorfa. Este mineral corresponde a sílica hidratada ($SiO_2 \cdot nH_2O$) e é constituído por agregados sub-microscópicos de cristobalite (uma variedade cristalina de sílica) contendo água nos interstícios. Tanto ocorre em condições abióticas, como é o caso das opalas (gemas ou não) como é resultado da actividade de certos seres vivos.

Gesso — Sulfato de cálcio hidratado de fórmula $Ca SO_4 \cdot 2H_2O$. É mineral de fraca dureza ($D = 2$), incolor, com clivagens fáceis e muito perfeitas, uma das quais permite a obtenção de lamelas semelhantes às das micas, porém menos flexíveis. A anidrite é o sulfato de cálcio anidro.

Halite e silvite, respectivamente cloreto de sódio ($NaCl$) e cloreto de potássio (KCl) sendo o primeiro, (sal-gema), muito mais frequente do que o segundo. São minerais bastante solúveis.

Hematite — Óxido férrico (Fe_2O_3), muito frequente nos sedimentos, na sua variedade terrosa vermelha. A variedade dita especularite tem brilho metálico.

Goethite — Óxido de ferro de fórmula $FeO.OH$, de cor acastanhada a negra, opaco e geralmente fibroso.

A **limonite**, ao contrário do que ainda se lê em alguns livros de ensino, nem é matéria amorfa, nem constitui uma espécie mineral. A substância assim designada corresponde a um produto natural muito frequente, de aspecto geralmente terroso e de cor amarela e acastanhada. Na maior parte dos casos resulta da alteração de minerais primários ricos de ferro e é constituída por misturas de óxidos e hidróxidos de ferro (cristalinos) com minerais argilosos.

Colofanite — Fosfato de cálcio resultante da alteração da apatite (fosfato de cálcio primário) ou neoformado a partir de substâncias orgânicas fosforadas (esqueletos ou excrementos de aves).

Finalmente tornam a referir-se os **minerais das argilas** neste grupo de minerais neoformados nos sedimentos, pelas razões indicadas no início deste capítulo, relembrando a identidade química e estrutural entre estes assim gerados e os que são herdados das rochas alteradas ou dos solos.

A separação entre os produtos de precipitação química e os que resultam da actividade biológica é extremamente difícil de estabelecer se não mesmo impossível. Não há dúvida quanto ao carácter preponderantemente físico-químico (inorgânico) de uma estalactite ou da precipitação de sal a partir da evaporação da água de um lago salgado. No polo oposto, também não é difícil aceitar a origem essencialmente biogénica do calcário correspondente a um recife de coral. Estes são casos extremos e de fácil arrumo. Porém, na maior parte dos casos é difícil saber até que ponto houve interferência dos dois processos. É, sem dúvida, quimiogénico um calcário que precipita por perda de CO_2 da água, se esta perda resulta de uma causa físico-química inorgânica (elevação da temperatura, diminuição da pressão atmosférica, agitação da água). Porém, se a perda de CO_2 resultar da acção fotossintética de algas verdes, a calcite precipitada é idêntica à anterior mas resultou de actividade biológica. Se o carbonato de cálcio for retirado da água do mar na sequência do metabolismo de um ser vivo ao construir uma parte integrante do seu corpo (a concha, a carapaça ou o esqueleto interno), este carbonato, na medida em que fez parte de um organismo, diz-se organogénico ou biogénico.

Acontece, porém, que os processos orgânicos e inorgânicos interferem muitas vezes com intensidades que desconhecemos, e mesmo quando actuam separados os seus produtos misturam-se. Relativamente a esta dualidade de processos, passa-se praticamente o mesmo com as diversas formas de sílica, com os sulfatos, os fosfatos e os óxidos e hidróxidos de ferro.

4.2.2.3 Constituintes biogénicos

A actividade dos seres vivos, quer animais quer vegetais, conduz à fixação de quantidades significativas de certas substâncias que, em muitos casos, acabam por participar como constituintes zoogénicos ou fitogénicos dos sedimentos. No que toca à natureza, eles são sobretudo carbonatados (aragonite, calcite, dolomite) siliciosos (opala), fosfatados e carbonáceos.

Entre os primeiros figuram as construções recifais (corais, briozoários), as conchas e carapaças de moluscos, braquiópodes, equinodermes, crustáceos, foraminíferos e certas estruturas relacionadas com a actividade de algas marinhas (estromatolitos).

Os constituintes de natureza siliciosa reúnem as carapaças ou as estruturas esqueléticas de diatomáceas (algas verdes), radiolários e espongiários.

Os componentes fosfatados estão normalmente representados por ossos de animais superiores.

Os componentes carbonáceos, representados sobretudo pelos carvões e hidrocarbonetos fósseis (petróleo e gás natural) resultam de fenómenos de incarbonização e de outras transformações sobre restos de seres vivos.

Não deve esquecer-se que são biogénicos os fragmentos designados por bioclastos, mas que, por motivo do seu comportamento como detritos alogénicos na sedimentação detrítica, foram incluídos nesse grupo de constituintes. Na natureza os acontecimentos são muitas vezes interdependentes, sendo grande a complexidade de factores intervenientes. Nestes termos, é sempre difícil estabelecer normas simples e rígidas, pelo que as classificações, sempre artificiais, se confrontam constantemente com a realidade.

4.3 **Diagéne**se

A sedimentogénese considera-se terminada com a deposição. No caso das rochas detríticas o primitivo depósito é formado por materiais soltos, cascalheiras, areias, vasas, lodos, etc. São as chamadas **rochas móveis**. Outras rochas adquirem, logo com a sedimentação, carácter coeso e rígido, como é o caso dos calcários eslastíticos, por exemplo.

A menos que não sejam destruídos prematuramente, todos os sedimentos acabam por sofrer transformações posteriores, mais ou menos acentuadas que, no conjunto, constituem um processo físico-químico complexo designado por **litificação** ou **diagénese**. A diagénese, como já foi referido, decorre num ambiente termodinâmico que a coloca a meio caminho entre a sedimentação e o metamorfismo, portanto, no limiar dos processos exógenos e endógenos. As transformações referidas são a **compacção**, a **cimentação**, a **metassomatose** e a **recristalização**. A ordem por que são enunciados não representa qualquer sequência nos fenómenos, podendo haver concomitância entre eles ou qualquer deles anteceder ou preceder os restantes. Por outro lado, alguns destes fenómenos podem repetir-se em qualquer fase do processo, não sendo ainda necessário que todos tenham lugar para que haja diagénese.

A **compacção** consiste na redução de volume do sedimento sujeito à compressão provocada pelo peso dos sedimentos que se lhe sobrepõem, com eliminação maior ou menor da água contida nos poros que ficam, assim, mais reduzidos. A compacção é o fenómeno responsável pela fissilidade de certas rochas sedimentares.

A **cimentação** consiste no preenchimento dos vazios ou espaços sempre existentes entre os detritos, mesmo que compactados. Este preenchimento é feito por substâncias em suspensão ou dissolvidas nas águas e que circulam através desses interstícios e aí se depositam, reduzindo-os até os colmatarem. Os cimentos mais comuns são argilas, óxidos de ferro, sílica e carbonatos (calcite ou dolomite). Na sequência deste processo, e consoante o tipo de cimento, uma areia pode transformar-se num arenito de cimento argiloso, ferruginoso, silicioso ou carbonatado.

A **metassomatose** é o fenómeno que consiste na troca de substâncias químicas, em qualquer fase da diagénese, realizada entre os componentes iniciais

da rocha e eventuais soluções que nela penetram. Não é raro a rocha ser cimentada por uma dada substância e esta ser posteriormente substituída por outro cimento (calcite substituída por sílica ou por dolomite). Outros exemplos são as rochas que, pelo seu conteúdo de fósseis (conchas ou outros restos de natureza calcária), se sabe terem sido, na origem, calcários, ocorrerem completamente silicificadas, incluindo os fósseis. Metassomatose é ainda a substituição de estruturas vegetais por sílica, tão comum nas madeiras silicificadas, ou o aparecimento de novos minerais (ditos autigênicos) no seio das rochas sedimentares, posteriormente à sedimentação.

A **recristalização**, como o nome indica, consiste num rearranjo cristalino dos componentes da rocha, realizado por dissoluções locais seguidas de precipitação, ou na sequência de adaptação das estruturas cristalinas dos minerais sedimentares às novas condições termodinâmicas da diagénese.

Actividades 4.1

1. Justifique o carácter estratificado de grande número de rochas sedimentares.
2. Desagregue vários tipos de rochas alteradas e de solos. Procure identificar e caracterizar os respectivos componentes detríticos. Pode aproveitar o material das experiências 2.1.1 e 2.2.3.
3. Relacione as acções das águas subterrâneas com os minerais de neoformação das rochas sedimentares.

Página intencionalmente em branco

5. Classificação e estudo das rochas sedimentares

Objectivos de aprendizagem

- . Caracterizar os diferentes tipos de rochas sedimentares.
- . Justificar a importância do estudo das rochas sedimentares.
- . Referir a ocorrência e distribuição das rochas sedimentares no território nacional.

A composição das rochas sedimentares poderá ser referida em termos meramente químicos ou em termos genéticos, com recurso aos componentes fundamentais, detríticos, quimiogénicos e biogénicos (zoogénicos e fitogénicos).

Na sistemática das rochas sedimentares tem vindo a adoptar-se uma conjugação não rígida destes dois critérios, conseguindo-se, assim, um arrumo que, por artificial, encerra dificuldades e, às vezes, contradições. Esta modalidade de arrumo, ou classificação, é aquela que parece adaptar-se melhor a uma apresentação didáctica do problema, a nível de um conhecimento geral, sem perder de vista o encadeamento dos processos naturais e certas afinidades entre alguns tipos de rochas no que toca à sua utilização.

Nesta base, consideram-se oito classes fundamentais de rochas sedimentares, adoptando-se para cada uma a designação que refere o componente predominante ou essencial.

- 1 - Rochas detríticas
- 2 - Rochas argilosas, ou argilitos
- 3 - Rochas carbonatadas
- 4 - Rochas siliciosas, ou silicitos
- 5 - Rochas ferríferas
- 6 - Rochas salinas, ou evaporíticas
- 7 - Rochas fosforadas, ou fosforitos
- 8 - Rochas carbonáceas, ou caustobiólitos

Uma análise ainda que superficial desta classificação revela alguns dos defeitos que encerra. Assim, por exemplo, as rochas essencialmente argilosas, embora detríticas na maior parte dos casos, estão colocadas numa classe à parte, o que, de certo modo, se justifica pela grande diferença que existe entre o comportamento e as propriedades das argilas face aos outros elementos detríticos e, também, pela importância que assumem no conjunto das rochas sedimentares, tanto em termos quantitativos como no que se refere à sua utilização como matéria-prima. Rochas sedimentares como os bauxitos, tão importantes do ponto de vista económico, não têm cabimento nesta classificação. Por outro lado, a diminuta extensão destas rochas à escala global, não obstante a sua elevada importância económica como matéria-prima na extracção do alumínio, não levou os sedimentologistas a criar um grupo à parte, que seria o das rochas essencialmente aluminosas, que reuniria praticamente apenas um tipo petrográfico — o bauxito. Em termos de arrumo sistemático esta rocha é vulgarmente reunida, por razões de semelhança, de génese e de afinidade geoquímica, com os lateritos, os quais, por seu turno, estão incluídos nas rochas ferríferas. Importa contudo que se saiba que os defeitos desta classificação, de que se apontam apenas dois aspectos, não são superiores aos patententes noutras propostas.

5.1 Rochas detríticas

Nesta classe, que inclui as rochas essencialmente constituídas por detritos ou clastos de outras preexistentes, consideram-se três grupos consoante os elementos predominantes pertencem, granulometricamente, aos balastos, às areias ou aos siltes. As rochas detríticas, independentemente da granularidade dos detritos, podem apresentar-se consolidadas, isto é, com os seus componentes aglutinados por um cimento, ou ainda num estado em que os elementos estão soltos, isto é, incoerentes, facilmente remobilizáveis pelos agentes de erosão e, daí, a expressão de **rochas móveis**, que frequentemente as refere.

Este aspecto tem interesse na classificação e afecta particularmente os materiais grosseiros e médios (areias), dado que nos siltitos e argilitos o próprio material argiloso apresenta elevado poder de aglutinação, conferindo à rocha certo grau de consolidação.

Há autores que incluem nas rochas detríticas as acumulações de piroclastos vulcânicos. Porém, esta actividade é mais endógena do que supergénica e como tal, tais acumulações, que de sedimentar apenas têm a deposição por gravidade, devem ser consideradas no âmbito das rochas vulcânicas e, portanto, eruptivas.

5.1.1 Rochas conglomeráticas (*psefitos* ou *ruditos*)

- . Móveis ou incoerentes:
 - cascalheiras de elementos angulosos
 - cascalheiras de elementos rolados
- . Consolidadas ou coesas:
 - conglomerados
 - brechas

As cascalheiras de elementos detríticos angulosos são concentrações de litoclastos, não cimentados e, portanto, soltos. São frequentes em certos depósitos escorregados ao longo de vertentes ou acumulados na sua base, sempre com muito pequeno transporte que, quando cimentados, originam brechas.

Na sequência de transporte mais prolongado, as arestas dos elementos clásticos grosseiros, de início vivas (cortantes), adquirem boleamento ou arredondamento por desgaste mecânico (e, às vezes, químico), tanto mais acentuado quanto mais prolongado tiver sido o transporte (fig. 5.1).

As cascalheiras de elementos detríticos rolados resultam assim de concentrações de materiais que sofreram algum transporte, geralmente pela água (dos rios ou do mar, no litoral). São, portanto, particularmente frequentes nas aluviões dos rios, em certos locais das praias e em terraços fluviais e marinhos.

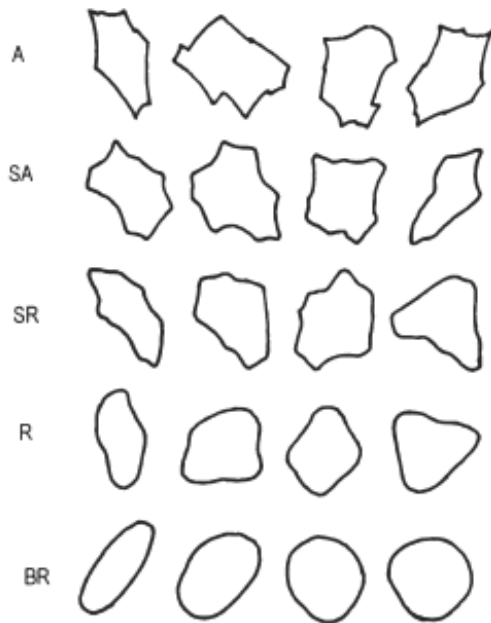


Figura 5.1 – Formas de detritos, mostrando estádios sucessivos de arredondamento adquirido durante o transporte: angulosos (A), subangulosos (SA), sub-rolados (SR), rolados (R) e bem rolados (BR).

Também as **moreias glaciárias**, isto é, concentrações de materiais clásticos, granulometricamente muito heterogêneos (heterométricos), arrastados na massa de gelo dos glaciares, estão neste grupo de rochas conglomeráticas, bem como os **tilitos** (expressão que para uns autores é sinónimo de moreias e que, para outros, se refere a moreias antigas, de certo modo, consolidadas).

Os **conglomerados** (fig. 5.2) correspondem a rochas coesas resultantes da consolidação de cascalheiras roladas. O termo pudim tão divulgado ao nível dos textos liceais não é praticamente utilizado na terminologia geológica portuguesa, pelo menos, ao nível dos profissionais.



Figura 5.2 – Conglomerado

Os conglomerados, bem como as **brechas**, além dos detritos grosseiros contêm, em geral, uma **matriz** formada por detritos mais finos e, sempre, um **cimento** que aglutina o conjunto. Consoante a natureza do cimento assim se consideram:

Conglomerado (ou brechas) de cimento:

argiloso;

calcário;

margoso (calcário + argila);

silicioso;

ferruginoso, etc.

No que se refere aos detritos grosseiros, os conglomerados podem conter apenas um tipo petrográfico (no geral, quartzo, quartzito ou calcário) e são, por isso, designados **monogénicos**, ou estarem simultaneamente representados por vários tipos e, por esse motivo, ditos **poligénicos**. Em termos de evolução, os conglomerados monogénicos são rochas reveladoras de certo grau de maturidade, em oposição às brechas poligénicas que, pelo contrário, denunciam grande imaturidade.

Merecem referência particular os chamados **conglomerados de base**, assim designados por se encontrarem na base das sequências marinhas positivas, isto é, na base das sequências sedimentares correspondentes a uma transgressão marinha.

5.1.2 Rochas areníticas (*psamitos*)

Correspondem às rochas essencialmente detríticas formadas por elementos clásticos de dimensões compreendidas entre 2 mm e 1/16 mm. Certos autores referem-nas pela designação de **rochas psamíticas** ou, simplesmente, por **psamitos**.

Areias

Técnicas laboratoriais como as que visam o conhecimento das dimensões dos grãos e sua distribuição no conjunto (**granulometria**), ou as que permitem identificar a forma e o estado da superfície dos grãos (**morfoscopia**) levam à distinção de vários tipos de areias:

Areias fluviais — constituídas por grãos angulosos a sub-rolados, consoante o grau de evolução sofrido por transporte. A granularidade (mais grosseira ou mais fina) bem como a calibragem (maior ou menor dispersão de calibres) são função das condições locais que, como se sabe, variam de ponto para ponto. No que se refere à natureza mineralógica, as areias fluviais reflectem a litologia da bacia hidrográfica, havendo contudo que ter em conta que umas espécies são mais estáveis e outras mais instáveis (alteráveis, frágeis, menos duras, etc.) de que resulta a concentração de umas relativamente a outras, tudo dependendo ainda, em especial, da intensidade do transporte (distância percorrida, duração)

e do clima. Podem ver-se nos leitos secos dos rios e ao longo das margens, sobretudo nos períodos de menor caudal.

Areias marinhas — quase sempre quártzicas são mais arredondadas e polidas do que as areias fluviais, atingindo muitas vezes formas ovóides muito perfeitas. Mesmo os grãos pouco rolados têm um brilho característico. São geralmente mais bem calibrados do que os das areias fluviais. Constituem os sedimentos das praias actuais e antigas, e grande parte dos neríticos, isto é, da cobertura móvel das plataformas continentais.

Areias eólicas — também essencialmente quártzicas são quase sempre muito bem arredondadas e despolidas (baças) em virtude dos choques sofridos durante o transporte por acção do vento, tornando-se, por isso, bastante fáceis de identificar. No que se refere à granulometria, são sempre muito bem calibradas. Próprias dos desertos de areia, quentes e áridos, podem ser observadas nas nossas latitudes ao longo do litoral, para o interior do limite da praia, onde se acumulam em dunas de relevo bem conhecido pelos que habitam ou visitam estes locais.

Areias glaciárias — são muito angulosas e mal calibradas, de aspecto triturado; constituem a matriz das moreias ou tilitos. As areias classificam-se, além dos aspectos granulométricos e morfoscópicos referidos, pela sua natureza mineralógica.

O quartzo é sem dúvida o elemento mais abundante e característico das areias. Embora raras, há areias constituídas por outros minerais como é o caso das areias dos rios ou das praias das ilhas e regiões vulcânicas, de que temos exemplos nos Açores e na Madeira, formadas essencialmente por minerais ferromagnesianos (anfíbolos, piroxenas e olivinas) e por bioclastos vários.

As areias têm grande importância como matéria-prima. As areias quártzicas constituem a matéria-prima essencial para a indústria do vidro, desde as menos puras, utilizadas em garrafaria, até às mais puras, exigidas em chapas de vidro e em cristalaria. Rio Maior é o centro mais importante de extracção de areias especiais, que abastece não só a indústria vidreira como também a fundição (moldes), a cerâmica e outras. Em Coia existem importantes reservas deste valioso tipo de areias.

Não deve esquecer-se a importância das areias, mesmo as impuras, na construção civil. Não há aglomerado populacional que não tenha, por experiência própria, o conhecimento das suas fontes de areias, das suas qualidades e aplicações locais.

Arenitos

Os arenitos não são mais do que as areias, na grande maioria quártzicas, consolidadas por um cimento, em função do qual se classificam em:

- arenitos argilosos
- arenitos calcários
- arenitos margosos
- arenitos siliciosos (ortoquartzitos)
- arenitos ferruginosos
- arenitos betuminosos

¹ Ver nota 2, pág. 161.

É frequente a referência ao termo francês «grés» como sinónimo de arenito. Porém, na terminologia original, grés significa arenito bem consolidado e refere habitualmente o ortoquartzito¹. Na terminologia geológica portuguesa, sobretudo nos autores clássicos é muito frequente a utilização do termo francês (grés de Silves, grés do Buçaco, grés de Almagem, etc.).

A presença de certas espécies minerais determina, às vezes, designações que visam dar conhecimento da composição da rocha, no que se refere a outras espécies presentes para além do componente essencial. É o caso dos **arenitos micáceos** (com mica) e dos **arenitos feldspáticos** (com feldspato). As **arcoses** são rochas muito imaturas, ricas de feldspato, formadas por minerais oriundos de rochas granitóides e ou gnáissicas que sofreram fraca evolução, ao contrário dos arenitos apenas quártzicos, que representam o máximo de maturidade.

As arcoses são rochas de fácies continental, correlativas de períodos de grande actividade erosiva e fraca alteração, relacionando-se quer com fases de intensa movimentação orogénica quer com situações rexistásicas.

Um outro tipo muito particular de rochas areníticas são os **grauvaques**. Trata-se de rochas muito antigas, de fácies marinha, muito imaturas e bem consolidadas. São constituídas por detritos muito angulosos (microbrechas) de quartzo e feldspato, envolvidos numa matriz argilosa e micácea, contendo ainda litoclastos finos de várias naturezas, cinzas vulcânicas etc., com sílica e calcite no cimento. São rochas normalmente escuras, acerca das quais as definições variaram tanto, a ponto de haver hoje uma definição acordada em convénio. Por serem rochas muito antigas e por terem sofrido os efeitos da pressão e da temperatura próprias da evolução diagenética (e até metamórfica) por que passaram, encontram-se altamente modificadas.

Quadro II – Composição química média de algumas rochas areníticas mais significativas:

	Arcose	Grauvaque	Ortoquartzito
<i>SiO₂</i>	77,1	66,7	95,4
<i>Al₂O₃</i>	8,7	13,5	1,1
<i>Fe₂O₃</i>	1,5	1,6	0,4
<i>FeO</i>	0,7	3,5	0,2
<i>MgO</i>	0,5	2,1	0,1
<i>CaO</i>	2,7	2,5	1,6
<i>Na₂O</i>	1,5	2,9	0,1
<i>K₂O</i>	2,8	2,0	0,2
<i>H₂O</i>	0,9	3,0	0,3
<i>TiO₂</i>	0,3	0,6	0,2

A expressão química da maior maturidade do ortoquartzito² face às outras duas rochas areníticas é revelada pelo franco predomínio da sílica (quartzo) sobre os restantes componentes que, nas outras, denunciam presença dos restantes silicatos (feldspatos, micas, minerais ferromagnesianos, etc.) das rochas de onde são oriundas.

5.1.3 Rochas siltíticas

As rochas siltíticas, também chamadas **rochas aleuríticas, aleuritos** ou **siltitos**, são, por definição, essencialmente constituídas por detritos de dimensões compreendidas entre 1/16 mm e 1/256 mm, isto é, por partículas da classe do **silte** ou **limo**.

Os siltitos resultam da sedimentação de poeiras transportadas pelo vento ou em suspensão nas águas e depositadas por decantação em meios relativamente calmos. Contêm, em geral, finas partículas de quartzo, de feldspato e certa percentagem, significativa, de minerais argilosos.

O trabalho de erosão dos glaciares e a sua acção de pulverização das rochas arrancadas ao leito é uma das fontes deste tipo de detritos, que podem, mais tarde e após desaparecimento do gelo, ser remobilizados pelo vento ou pelas águas fluviais a partir das moreias abandonadas.

O «**loess**» já referido a propósito das acções eólicas nas regiões periglaciárias, é exemplo de rocha siltítica com este tipo de origem.

5.2 Rochas argilosas

Também chamadas **rochas pelíticas, pelitos** ou **lutitos**, são essencialmente constituídas por argila, isto é, em termos granulométricos, por partículas de dimensões inferiores a 1/256 mm.

As propriedades dos argilitos estão intimamente relacionadas com as propriedades das argilas, a que já se fez referência atrás. Entre elas sobressai a de adquirirem xistosidade quando sujeitas a compressão. Esta característica que se revela pela aparência lamelar da rocha, pela facilidade com que se deixa abrir segundo esses planos e pelo paralelismo e regularidade dos mesmos, vem-lhe da própria natureza e forma lamelar das partículas argilosas.

Os minerais das argilas, não é demais repetir, são filossilicatos hidratados, na grande maioria resultantes da alteração de rochas primárias por hidrólise de alguns dos seus minerais, em particular os feldspatos, e daí o nome de hidrolisatos. Entre as argilas mais comuns, a caulinite, a ilite, as esmectites e a atapulgite (paligorskite), face ao que se conhece sobre a génese destes minerais nos diferentes sistemas bioclimáticos, permitem, como nenhum outro componente dos sedimentos, reconstituições paleoambientais do maior interesse em geologia.

² O prefixo **orto**, ligado à expressão quartzito, aplica-se à rocha sedimentar em que os grãos detríticos de quartzo conservam a sua individualidade, distinguindo-se da sílica do cimento. O termo **quartzito**, quando isolado, refere uma rocha metamórfica derivada daquela, na qual a recristalização apagou (ou quase) os limites entre os grãos e o cimento, exibindo textura granular, também referida por **meta-quartzito**.

³ Ver 2.º # do ponto 4.2.2.2 p. 146.

Na maior parte dos casos, tal como foi referido atrás, as rochas argilosas resultam de uma deposição detrítica de minerais das argilas geradas noutros locais e posteriormente transportadas até ao local de sedimentação; nestes termos, são consideradas rochas detríticas³. Todavia existem outras acumulações do mesmo tipo de minerais, mas cuja origem tem lugar no próprio local de sedimentação, por síntese a partir de substâncias em solução nas águas. São as argilas de neoformação no sedimento, a que já se fez referência.

Pela importância que assumem, pela particularidade das suas características e porque nem todas têm origem detrítica, as rochas argilosas constituem, assim, um grupo que deve ser mantido separado das restantes rochas detríticas.

As rochas argilosas correspondem a cerca de 80% do conjunto dos sedimentos, e entre elas distinguem-se, sobretudo, argilitos e xistos argilosos, quaisquer destes tipos passíveis de sub-divisões tanto mais pormenorizadas quanto mais especializado for o nível do estudo que se lhes dedique.

Argilitos

Os argilitos correspondem a acumulações de argilas que não sofreram diagénese nem, tão pouco, compressão que lhes confira xistosidade. São rochas com certa coesão (a coesão a seco é uma característica das argilas), brandas (deixam-se riscar pela unha) e adquirem plasticidade por adição de água, passando facilmente a suspensão em excesso de água.

Na linguagem corrente e até em muitos textos científicos e didáticos o termo **argila** é usado como sinónimo de argilito.

As argilas ou argilitos têm grande interesse económico e as suas aplicações são múltiplas. Sobressaem a cerâmica, a fundição, a purificação de óleos, vinhos e águas, a construção civil, a indústria farmacêutica e a de cosméticos, etc.

Os termos correntes de **argilas plásticas, gordas e magras** referem-se às suas propriedades face à adição de água com vista à sua utilização em cerâmica. A sua maior ou menor plasticidade e até o grau de finura da pasta estão bem definidos pelas imagens que os termos gorda e magra sugerem.

As **argilas esmécticas** — são muito finas, de aspecto saponáceo e têm grande poder absorvente das gorduras, sendo por isso utilizadas, desde há muito, na indústria artesanal da lavagem das lãs para lavar e desengordurar a lã, e conhecidas por isso como argila ou terra de pizeiro. Outras propriedades destas argilas, tais como, expansibilidade, propriedades tixotrópicas⁴, tornam-nas utilizáveis, por exemplo, como lamas de sondagem, pois lubrificam a sonda durante a perfuração e suportam as paredes do furo, uma vez retirada a sonda. Também as tintas ditas tixotrópicas utilizam esta propriedade na pintura de paredes e tectos.

Na indústria cerâmica de porcelanas utiliza-se uma argila muito pura, com a propriedade de se manter branca depois de cozida. Esta argila merece o nome industrial de **caulino** (termo tecnológico e oficialmente bem definido pelas

⁴ Em linhas gerais, consistem na possibilidade de uma suspensão argilosa em água adquirir grande viscosidade, em repouso, e fluidez quando agitada.

propriedades da referida matéria-prima). Do ponto de vista mineralógico os caulinos são formados essencialmente pelo mineral argiloso caulinite (silicato hidratado de alumínio). Merecem referência especial os caulinos da Senhora da Hora, a norte do Porto, resultantes da alteração do granito da região.

Uma grande parte da indústria cerâmica não exige tais requisitos e utiliza outros tipos de argilitos, menos puros (geralmente com óxido e hidróxidos de ferro associados) e que, uma vez submetidos às elevadas temperaturas da cozedura, mantêm ou adquirem cor vermelha ou avermelhada. Estes argilitos são tratados a nível industrial como **barros vermelhos**. Estes barros existem em grande quantidade por todo o país e alimentam a volumosa indústria de tijolos, telhas e afins, bem como toda a série de artesanato de loiças de barro espalhadas do Minho ao Algarve. Muitos dos barros vermelhos não são sedimentos, mas sim, produtos de alteração das rochas aí existentes.

Merecem ainda breve referência as chamadas **argilas refractárias**, utilizadas no fabrico de tijolos refractários e outras peças cerâmicas resistentes ao calor, de que há explorações em Aguada, Barracão e Pombal.

Xistos argilosos

São rochas essencialmente argilosas que adquiriram xistosidade (fig. 5.3). São no geral rochas antigas, paleozóicas e antepaleozóicas. São por essa razão próprias e abundantes das regiões formadas por terrenos dessas idades. Existem por quase todo o país à excepção das orlas mesocenozóicas ocidental e meridional e das bacias cenozóicas, onde, pelo contrário, abundam os argilitos, geralmente mais recentes.

No que se refere ao território nacional, todos os xistos argilosos do chamado Maciço Antigo, desde os do Complexo Xisto Grauváquico (Precâmbrico e Câmbrico) aos mais modernos do «Culm» da Zona Sul-Portuguesa (Devónico Superior e Carbónico), são já, na realidade, rochas metamórficas, ainda que de muito baixo grau, ditas, por isso, **epimetamórficas** em consequência da orogenia hercínica que as afectou há cerca de três centenas de milhões de anos. Com efeito, quaisquer destes xistos sofrem, no mínimo, as pressões e as temperaturas, por definição, consideradas do domínio do metamorfismo, como o indicam os seus minerais argilosos transformados.



Figura 5.3 – Xisto argiloso.

A **ardósia** pode considerar-se como um tipo particular de xisto argiloso. São bem conhecidas as ardósias de Valongo e de Foz Côa.

O uso da ardósia tem vindo a perder-se com a introdução de outros materiais sintéticos. Tem sido o caso dos quadros-pretos nas escolas ou dos tampos das bancadas dos laboratórios.

No final do século passado e início do século XX, Portugal exportava para Inglaterra quantidades apreciáveis de lousa para a cobertura dos telhados. A designação, então corrente, de «soletos» dessas placas quadrangulares deve ser entendida como uma corruptela do termo inglês «slate», que quer dizer ardósia. Os xistos têm sido utilizados, sobretudo no passado, em construções simples, em paredes e muros, como lajes de chão e como cobertura de casas. O avanço da tecnologia da construção foi relegando estes materiais para segundo plano.

Começam a aparecer materiais de construção obtidos por transformações dos xistos em materiais expandidos, tornados vesiculares (*leca*) por efeito de calor intenso, constituindo componentes de grande leveza e resistência nas argamassas.

Actividades 5.1

1. Recolha várias amostras de areia e de calhaus em praias, nas aluviões dos rios, nas dunas, na vertente de uma montanha, etc.
 - a) Observe, usando em alguns casos uma lupa, e descreva cada um daqueles materiais.
 - b) Compare-os com os resultados obtidos no ponto 2 da actividade 4.1.
2. Procure obter, num barreiro ou numa cerâmica, amostras de argila (ou barro).
 - a) Observe e descreva as suas propriedades a seco e quando adicionadas de quantidades variáveis de água.
 - b) Procure explicar a diferença de comportamento de uma amostra de barro humedecido e de um tijolo quando sujeitas a uma compressão ou a uma percussão.
3. Adicione a uma porção de areia (com ou sem cascalho) algum gesso e água. Misture e deixe secar. Observe e, por analogia, extrapole para os conceitos de rochas móveis e consolidadas, de cimento e de diagénese.

5.3 Rocha carbonatadas⁵

São rochas essencialmente constituídas por carbonato de cálcio (geralmente calcite) e por carbonato de cálcio e magnésio (dolomite). Consoante a proporção relativa destes dois componentes maiores, assim se consideram:

calcários calcíticos;

calcários dolomíticos ou **dolomitos.**

O critério que reúne este grupo de rochas é essencialmente químico, pois que engloba rochas detríticas (por exemplo, areias calcárias cimentadas por calcite), organogénicas (por exemplo, maciços de calcários edificadas por corais) e quimiogénicas (por exemplo, calcários estalactíticos). Todavia este critério falha, por exemplo, na medida em que deveria reunir, e geralmente não o faz, os conglomerados e as brechas formados por elementos de calcário cimentados por calcite, que continuam a estar arrumados nas rochas detríticas (conglomeráticas).

5.3.1 *Calcários calcíticos*⁶

Com base nas condições genéticas preponderantes, assim se subdividem os calcários em **organogénicos, detríticos e de precipitação.**

a) **Calcários organogénicos** (ou **biogénicos**)

Resultam quer da fixação dos carbonatos por certos organismos ao edificarem os seus próprios esqueletos, ou da precipitação que desencadeiam e favorecem, em consequência da sua actividade fisiológica. Neste último caso os produtos precipitados confundem-se muitas vezes com os de precipitação química.

No primeiro caso os organismos ou edificam volumes consideráveis de estruturas calcárias, construindo directamente as massas rígidas que serão, mais tarde, a rocha calcária, ou fixam pequenas porções de calcário na construção dos seus próprios esqueletos individuais internos e externos e é a acumulação destes restos que, após a morte, constituem concentrações, posteriormente cimentadas e transformadas em rochas. Assim, os calcários organogénicos podem subdividir-se em:

- **calcários organogénicos de edificação**, de que são exemplo os **calcários recifais**;
- **calcários organogénicos de acumulação** (fig. 5.4), que podem resultar da deposição de conchas de moluscos (**lumachelas**) de foraminíferos, de crinóides, etc. Muitas vezes estas conchas estão partidas e trituradas o que revela o seu carácter de acumulação após a morte do animal e posterior transporte dos seus restos esqueléticos.

⁵ O estudo microscópico das rochas carbonatadas utiliza a classificação de FOLK (1959) que se baseia na observação dos componentes herdados (partículas detríticas, bioclastos, oólitos, etc.), que refere como aloquímicos, e do material carbonatado neoformado (ortoquímico), no qual distingue a chamada **esparite** («sprry calcite») como cimento recristalizado, granular, e a **micrite** (calcite microcristalina) resultante de uma precipitação *in situ* de partículas microscópicas de carbonato de cálcio. Assim, nesta classificação, distinguem-se tipos petrográficos tais como, a título de exemplo, **biomicrite, biosparite, oomicrite, oosparite**, etc. FOLK considera ainda um tipo particular, próprio dos calcários bioedificados (recifais), referido como **biolítico**.

⁶ No geral apenas referidos por **calcários**. O termo **calcaritos**, utilizado entre nós por alguns autores, não se tem imposto. Pelo contrário, tem vindo a cair em desuso.

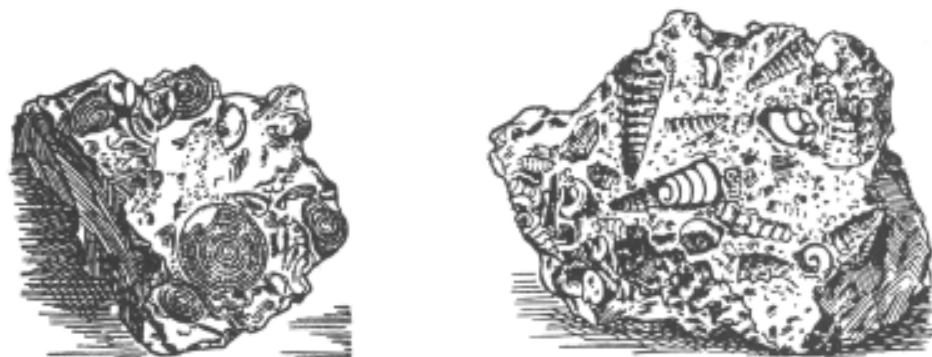


Figura 5.4 – Calcário com foraminíferos (Nummulites) e calcário conquífero (com gasterópodes).

b) Calcários detríticos (ou calcarenitos)

São calcários formados pela aglutinação de clastos de natureza calcária por um cimento calcítico.

Entre os calcarenitos são frequentes os chamados **calcarenitos oolíticos** constituídos por grãos esferoidais com diâmetro da ordem do milímetro e que se assemelham a pequenos ovos. Estas estruturas são geralmente formadas por um núcleo detrítico (grão de areia ou um fragmento de concha) envolvido concentricamente por sucessivas capas de calcite de precipitação. Quando estas estruturas atingem dimensões maiores, os calcários que os contêm são designados por **calcarenitos pisolíticos**.

Estas estruturas esferoidais são conhecidas sob a forma de areias oolíticas em mares actuais, pouco profundos e de águas quentes e agitadas características do domínio tropical, em particular nas áreas recifais.

c) Calcários de precipitação (ou quimiogénicos)

Resultam fundamentalmente da precipitação do carbonato em solução nas águas através de mecanismos físico-químicos, em que a participação biológica pode assumir papel mais ou menos importante.

Alguns calcários de aspecto compacto e homogêneo, de grão muitíssimo fino, têm esta origem. São os **calcários afaníticos**, alguns foram muito usados em litografia e, por isso, chamados **litográficos**.

Os **alabastros**, as **estalactites** e as **estalagmites** resultantes da reprecipitação de calcite em grutas e galerias dos maciços calcários, ou seja, os **espeleolitos**, são bons exemplos de calcários quimiogénicos, do mesmo modo que os **tufos calcários** e os **travertinos**. Estas últimas rochas, frequentes nas zonas alagadiças envolventes dos mesmos maciços, são depositadas por águas ricas em bicarbonato de cálcio.

Certos calcários contêm na sua massa quantidades, às vezes importantes, de substâncias betuminosas resultantes de transformações de matéria orgânica associada à sedimentação dos carbonatos. São designados por **calcários betuminosos**, de cor geralmente escura, identificando-se facilmente por deixarem um resíduo oleoso após dissolução da rocha em ácido clorídrico.

5.3.2 Dolomitos

Estas rochas, em que a dolomite é o carbonato predominante, são menos abundantes do que os calcários calcíticos.

Os dolomitos podem ser primários, quando o carbonato que os forma é contemporâneo da sedimentação, isto é, a precipitação da dolomite dá origem ao sedimento, ou secundários, quando resultam da metassomatose magnesiana de calcários inicialmente calcíticos.

Os mecanismos que conduzem à formação dos dolomitos primários podem considerar-se paralelos aos que conduzem à formação dos calcários.

5.3.3 Margas

Cabe aqui uma referência a estas rochas tão importantes na economia moderna, pois constituem a principal matéria-prima do cimento.

As margas são rochas sedimentares constituídas por carbonatos (essencialmente de cálcio) e por argilas, em proporções mais ou menos iguais. Estas rochas formam-se em ambientes onde seja possível a sedimentação de partículas argilosas em simultâneo com a deposição de carbonatos. Conhecem-se todos os termos de passagem entre os calcários puros e os argilitos puros, os quais são designados em função da importância relativa dos dois componentes, desde os **calcários**, **calcários argilosos**, passando pelos **calcários margosos**, **margas** e **argilitos margosos** até aos **argilitos**.

Quadro III – Composição química média de algumas rochas carbonatadas

	Calcário	Dolomito	Marga
SiO_2	1,15%	3,24%	13,80%
Al_2O_3	0,45	0,17%	7,00%
$Fe_2O_3 + FeO$	0,26%	0,23%	4,55%
MgO	0,56%	20,84%	1,32%
CaO	53,80%	29,58%	38,35%
$Na_2O + K_2O$	0,07%	–	3,47%
CO_2	42,69%	45,54%	31,31%

A diferença para 100% é constituída por muito pequenas quantidades de TiO_2 , MnO , H_2O , SO_3 , P_2O_5 , BaO , SrO , matéria orgânica, etc.

Notar os valores elevados de CO_2 nas duas primeiras colunas em conjugação com a preponderância de CaO , na primeira, (calcite) e $CaO + MgO$, na segunda (dolomite). A terceira coluna mostra uma acentuada diminuição dos carbonatos compensada por um aumento relativo, principalmente de SiO_2 e Al_2O_3 , os quais reflectem a presença das argilas (silicatos de alumínio).

5.3.4 *Importância económica das rochas carbonatadas*

Para além das margas, já referidas, que dão lugar a importantes indústrias cimenteiras em Alhandra, Maceira (Leiria), Outão (Setúbal), Figueira da Foz e Loulé (Algarve), há ainda a considerar a utilização dos calcários como pedra industrial de múltiplas aplicações, desde a cal hidráulica à cal de caiação, passando por outras, tais como, em fungicidas, na correcção de solos, em adubos, na preparação de rações animais, nas indústrias do vidro, óptica e farmacêutica, em metalurgia e fundição, etc.

Não é menos importante o seu significado como pedra ornamental na construção civil ou em estatuária, ou como brita para o betão, para pavimentos de rodovias e para balastros das vias férreas. Os principais centros de exploração encontram-se nos distritos de Lisboa, Coimbra, Leiria, Santarém, Setúbal e Faro, o que corresponde às chamadas orlas mesocenozóicas ocidental e meridional.

5.4 **Rochas siliciosas (ou silicitos)**

Ao contrário do critério adoptado para as rochas carbonatadas, não são incluídas neste grupo as rochas detríticas de composição siliciosa, isto é, os arenitos com quartzo.

Com efeito, convencionou-se definir os silicitos como rochas essencialmente constituídas por sílica de neoformação, quer de precipitação química quer de origem orgânica.

Nestes termos são considerados dois subgrupos fundamentais — **silicitos biogénicos e silicitos de precipitação**.

5.4.1 *Silicitos biogénicos*

Os silicitos biogénicos ou organogénicos são acumulações de restos de organismos de natureza siliciosa (opala), sendo uns de origem animal (zoogénicos) — os

radiolaritos e os **espongolitos** — e outros de origem vegetal (fitogénicos) — os **diatomitos**.

Os **espongolitos** consistem em acumulações de certas estruturas esqueléticas (opala) de espongiários, designadas por espículas, que se libertam das partes orgânicas após o desaparecimento destas. São rochas claras, pouco densas, com cimento geralmente de opala ou calcedonite, pouco abundante. Em S. Martinho do Bispo, Coimbra, foi descrito um pequeno afloramento de espongolito. Mais recentemente, o mesmo tipo de estruturas foi identificado num afloramento de idade miocénica, em Mem Moniz, no Algarve.

Os **radiolaritos** são essencialmente formados pelas estruturas siliciosas (opala) de radiolários acumulados inicialmente sob a forma de vasas nos grandes fundos marinhos (provavelmente semelhantes às actuais vasas de radiolários dos mares quentes e temperados) e posteriormente litificados na sequência não só de diagénese como até de metamorfismo, ainda que pouco acentuado. São muitas vezes avermelhados devido à impregnação de óxidos de ferro constituindo **jaspes** radiolaríticos. Alguns **liditos** e **ftanitos** são variedades de radiolaritos com impregnação de grafite, maior nos primeiros (negros) do que nos segundos.

Estas rochas têm cimento silicioso (geralmente calcedonite) que tem tendência a recristalizar em quartzo, facto que é mais evidente nos ftanitos. Os ftanitos são rochas muito frequentes em Portugal, integrados na velha cadeia hercínica, sobretudo nos terrenos de idade silúrica. Encontram-se, por exemplo, em São Gens do Cidai (Serra do Bougado, Santo Tirso) São Miguel do Anjo e Lagoa Negra (Rates), Galinheiros (Arouca), Cruz do Morto (Laúndos, Póvoa de Varzim), Cerca das Almas (Barrancos), etc.

Os **diatomitos** são rochas muito leves, brandas e de aspecto argiloso. São fundamentalmente formadas por acumulação de frústulas de diatomáceas de mistura com alguma argila. Estas estruturas siliciosas (opala) constituem o esqueleto externo protector destas minúsculas algas verdes. Em associação com as frústulas de diatomáceas ocorrem restos de silicoflagelados (também siliciosos) às vezes muito abundantes, argilas e carbonato de cálcio.

As vasas de diatomáceas dos fundos marinhos localizam-se nos mares frios onde estas algas abundam no plâncton. Também existem diatomáceas lacustres: os diatomitos conhecidos em Portugal em Abum (Rio Maior), Quinta do Jardim, (Óbidos) e Alfarim (Setúbal) têm esta origem e correspondem a sedimentos do final da era terciária, início do Quaternário. Têm sido explorados com vista a várias utilizações, entre as quais o fabrico de tijolos refractários.

5.4.2 *Silicitos de precipitação*

Os **silicitos de precipitação** ou quimiogénicos são rochas essencialmente formadas por sílica de precipitação, embora não raramente tenham apreciável

⁷ Estas características foram amplamente aproveitadas pelas civilizações primitivas no talhe de indústrias líticas tais como bifaces, raspadores, pontas de seta e de lança, algumas de extraordinária perfeição.

participação de restos siliciosos de origem orgânica. Distinguem-se como mais importantes os silixitos.

O **silixito**, ou **sílex**, é uma rocha dura, muito compacta, frágil e de fractura conchoidal⁷, constituída por calcedonite e opala. Ocorre geralmente em nódulos inclusos em calcários e outras rochas (gesso, argilitos) e também em leitos paralelos à estratificação ou em veios atravessando outras rochas. O sílex é muito frequente na região de Lisboa em inclusões nos calcários do Cretácico. São conhecidos locais onde estas rochas foram exploradas pelo homem pré-histórico, como matéria-prima.

O **gaiserito** (do inglês, «geyser») é um depósito de sílica precipitada junto de certas fontes hidrotermais, como as conhecidas do «Yellowstone Park», nos EUA.

O termo «chert», de origem inglesa, tem sido utilizado entre nós pela adaptação em **cherte** e procura reunir um grupo de silicitos, entre os quais ftanitos, liditos, jaspes e rochas afins, onde a participação biogénica é escassa ou foi apagada pela diagénese. Alguns chertes não são mais do que produtos resultantes de metassomatose siliciosa realizada sobre outras rochas sedimentares, como calcários, dolomitos ou argilitos. São conhecidas silicificações deste tipo (chertificação) na maioria das rochas sedimentares, porém, são ocorrências raras, dispersas e só observáveis em estudos de pormenor. Cita-se, por exemplo, na região de Leiria a existência de calcários silicificados a ponto de os próprios fósseis estarem epigenizados por sílica.

A sistemática dos silicitos é complexa, não está entre nós estabelecida e a nomenclatura não está uniformizada. Termos como «**flint**», da nomenclatura anglo-saxónica, ou «**graise**» e «**meulière**» da literatura geológica francesa, correntes na bibliografia, referem-se a rochas siliciosas afins dos chertes.

Recentemente foram descritas em Portugal crostas siliciosas, ou **silcretos**, em Rio Frio (Setúbal), Moura (Bacia de Marmelar, Alentejo), bem como em diversos locais da bacia do Sado e de Sarzedas.

5.5 Rochas ferríferas (ou ferritos)

Estas rochas assumem particular importância como minérios de ferro. Entre os seus minerais essenciais constam os óxidos e hidróxidos de ferro, já mencionados, carbonato de ferro (siderite) e alguns silicatos. Costumam separar-se em **ferritos biogénicos e de precipitação**. Porém, é extremamente difícil distinguir uma e outra causa, dado que o corrente é a interveniência simultânea e complexa dos dois factores.

Certas bactérias têm papel determinante na precipitação do ferro, assim como é decisiva a participação da matéria orgânica na mobilização e fixação do ferro ao nível do solo. Nestes termos, é mais correcto considerar apenas **rochas ferríferas bioquimiogénicas**.

No que se refere ao ambiente de origem, estas rochas podem ser continentais e marinhas. Entre as de fácies continental, merecem referência especial os **lateritos** ou couraças ferruginosas, ricas de óxidos e hidróxidos de ferro, próprios de zonas climáticas quentes com estações alternadamente secas e húmidas. Trata-se de concentrações ferruginosas que culminam um processo complexo de evolução pedológica (do solo) desde a libertação do ferro dos silicatos das rochas primárias, sua mobilização e posterior fixação em extensas couraças. Em associação com os compostos de ferro, e dada a semelhança de comportamento geoquímico, os lateritos podem enriquecer-se localmente de manganês, de níquel ou de alumínio. Neste último caso, mais frequente nas regiões quentes e húmidas, a presença de hidróxidos de alumínio pode assumir proporções predominantes, sendo então a rocha designada por **bauxito**, muito importante como principal minério de alumínio.

Em Portugal e em relação com épocas geológicas passadas, em especial no final do Terciário e no início do Quaternário, houve condições climáticas propícias a este tipo de encouraçamento ferruginoso, que, nalguns locais, assume o aspecto de verdadeiras couraças lateríticas, como por exemplo no cimo aplanado de Chão do Rei (Abrantes), em vastas superfícies aplanadas de Marmelar (Vidigueira) ou na faixa planáltica litoral a sul de Santiago do Cacém.

As rochas ferríferas de fácies marinha resultam da precipitação do ferro em meio marinho sob a forma de óxidos e hidróxidos, de carbonatos e até de silicatos, muitas das vezes constituindo oólitos, os quais se aglutinaram formando o corpo do sedimento.

O importante jazigo de ferro de Moncorvo (hematite), bem como os de Marão (magnetite) e Guadramil (siderite), todos de idade paleozóica (Ordovícico), bem como as camadas limoníticas de Rates (Devónico), devem ter tido esta origem, encontrando-se mais ou menos transformados por efeito de acções metamórficas posteriores.

5.6 Rochas salinas (ou evaporitos)

São assim designadas as rochas originadas pela precipitação de sais alcalinos (geralmente sódio e potássio) e alcalino-terrosos (cálcio e magnésio), motivada por evaporação das águas que os contêm em solução, como é o caso das águas marinhas retidas em lagunas e as de lagos salgados no interior de áreas continentais de tendência árida.

Numa visão muito esquemática, mas elucidativa, poderão comparar-se estes grandes evaporadouros naturais às salinas artificiais, que são, afinal, tanques que se enchem de água salgada, no geral água do mar, e se aguarda a precipitação dos sais por evaporação.

Consoante a natureza dos sais em solução e respectivas solubilidades na água (abstracção feita a outros factores condicionantes do processo, como a temperatura, por exemplo), pode dizer-se, de modo muito simplificado, que à medida

que se dá a evaporação da água os sais menos solúveis precipitam primeiro, seguindo-se-lhes, por ordem crescente de solubilidade, os restantes sais, do que resultam os correspondentes níveis de rochas salinas, segundo uma sequência determinada. Este ritmo perturba-se sempre que, no decurso do processo, houver renovação de água, ou repete-se sempre que, uma vez completada a série evaporítica, houver nova acumulação de águas salgadas.

Quando o volume de água começa a diminuir por evaporação, a sequência teórica de precipitação é esquematicamente:

- carbonato de cálcio e magnésio (dolomite)
- sulfato de cálcio
- cloreto de sódio
- sulfato e cloretos de magnésio
- cloreto de potássio

Outro factor susceptível de interromper estas sequências evaporíticas, mais ou menos rítmicas, é a ocorrência, aliás frequente, de sedimentação detrítica, testemunhada por intercalações de níveis argilosos e mesmo areníticos, ou pela existência destes componentes alóctones disseminados no seio das rochas salinas.

São conhecidos exemplos, embora raros, de sedimentação salina actual. Um deles é o caso do golfo de Kara Bugaz, a leste do mar Cáspio. Este golfo tem uma comunicação muito estreita com o Cáspio, que o alimenta em água salgada. As condições de clima subárido quente tornam a evaporação particularmente intensa e, nestas condições, a precipitação salina é praticamente constante.

Os pequenos lagos temporários do norte de África conhecidos por «**chotts**» precipitam sais sempre que secam. Lagos com o mesmo efeito são também as chamadas **salinas** ou «**plaias**» do centro-oeste dos EUA.

Os principais tipos de evaporitos são: o gesso e a anidrite, ambos sulfatos, o sal-gema e os sais de potássio e magnésio. São conhecidos outros sais nos evaporitos, mas, no geral, em proporções reduzidíssimas, como boratos, iodetos, brometos, etc.

Gesso — É o sulfato de cálcio hidratado ($CaSO_4, 10H_2O$). Ocorre em massas cristalinas, transparentes, no seio de margas e de argilas (Soure, Coimbra). Esta variedade, às vezes exibindo maclas em ponta de lança, é conhecida por **selenite**. Ocorre, ainda, frequentemente, em leitos ou massas brancas, fibrosas, de aparência sedosa, ou granulares, de aspectos sacaróide (Sesimbra, Óbidos, Leiria). O gesso não teve, nem tem, grande peso no quadro das explorações minerais portuguesas. São poucas e com pequenas produções as gesseiras em laboração, não obstante tratar-se de matéria-prima relativamente abundante.

Estas formações reunidas num conjunto habitualmente designado por **Infralias** (parte inferior do Liássico)⁸, incluem geralmente dolomitos, margas, argilas, gesso e sal-gema e definem uma estreita faixa no limite do maciço antigo como as orlas mesocenozóicas ocidental e meridional (de Aveiro e Tomar, Santiago do Cacém e orla algarvia).

⁸ O Liássico é o primeiro dos três conjuntos sedimentares em que se divide o Jurássico (Liássico, Dogger e Malm). Este é o segundo dos três períodos (Triássico, Jurássico e Cretácico) que constituem a era mesozóica ou secundária.

À semelhança do que acontece actualmente no mar Morto, entendido como um embrião de um oceano prestes a abrir a partir de um rifte, consideram-se as formações evaporíticas portuguesas relacionadas com um ambiente lagunar precursor da abertura do Atlântico Norte, há cerca de 200 milhões de anos.

O **sal-gema** é constituído principalmente por halite ($NaCl$). Tem outros sais presentes mas em pequena percentagem e está frequentemente associado a «impurezas», tais como argila, óxidos de ferro, matéria orgânica, etc.

Intimamente associado ao gesso e aos restantes evaporitos portugueses, o sal-gema tem com eles relações geoquímicas estreitas e estratigráficas (faz parte da mesma série sedimentar) e acompanha-os ao longo da mesma faixa.

São particularmente importantes no âmbito da produção mineira nacional as explorações de Torres Vedras e de Loulé. A primeira, mais precisamente em Matacães, realiza-se por dissolução controlada, por injeção de água no corpo salino, sendo a salmoura (água + sal) enviada por «pipe-line» até às instalações fabris, na Póvoa de Santa Iria, através de um percurso de cerca de 50 km.

Em Loulé o sal é explorado a seco, em mina, e varia desde sal-gema, quimicamente puro, muito bom, a um sal cheio de impurezas.

Na Fonte da Bica (Rio Maior) há poços de água salgada abertos em terrenos formados por rochas salinas. Esta água é lançada em grandes tanques (marinhas) e aí evaporada, precipitando o sal.

Outros locais susceptíveis de virem a constituir centros de exploração continuam aguardando os estudos necessários. Entre eles, citam-se Caldas da Rainha, Soure e São Pedro de Muel, Porto de Mós, Sesimbra, Albufeira, etc.

O sal-gema alimenta uma indústria química com vista à produção de um número vastíssimo de produtos, os quais por sua vez são a base de outras tantas cadeias de transformação. Entre os primeiros produtos destas cadeias destacam-se o cloro, sódio, ácido clorídrico, hipoclorito de sódio, soda cáustica, carbonato de sódio, sulfato de sódio, etc., etc., os quais são a base de muitas indústrias (vidro, cerâmica, medicamentos, borrachas, plásticos, sabões, detergentes, papel, têxteis, etc.).

Entre os sais de potássio e magnésio, tem lugar, entre os mais importantes, a silvite (KCl).

Até ao presente, não obstante as tentativas feitas nesse sentido, este sal não foi ainda localizado em Portugal. O seu valor económico é muito grande, em especial na indústria de fertilizantes.

As séries evaporíticas apresentam, às vezes, grandes espessuras de sedimentos que, como se sabe, são próprios de pequenas profundidades. As rochas evaporíticas, em especial o sal, são pouco densas e muito plásticas. Estas características contribuem para que grandes massas de sal ascendam da profundidade, através de zonas de fraqueza, sob a acção da pressão das rochas sobrejacentes. Tais massas ascendentes deformam as camadas superiores em corpos abobados constituindo os **diapiros** ou domas salinos, a que correspondem espessuras verticais de sal muito grandes,

que nada têm a ver com a espessura das camadas originais. Estas grandiosas «colunas» de sal corresponderem a corpos cuja «intrusão» poderemos comparar a uma chaminé gigantesca (não necessariamente de forma cilíndrica) que concentra o sal ascendente «espremido» da sua jazida original.

Chamamos **tectónica diapírica** ou **haloquinese** ao conjunto de deformações relacionadas com a ascensão gravítica e plástica das grandes massas salinas.

As áreas diapíricas revelam anomalias gravimétricas negativas devido à menor densidade das rochas evaporíticas, comportamento que auxilia a sua localização. Os diapiros são ainda ponto de interesse na prospecção petrolífera dado que muitas concentrações de hidrocarbonetos estão associadas à presença destas estruturas.

Os domos salinos podem estar arrasados pela erosão e nestas condições as rochas salinas afloram. A continuação da actividade erosiva acaba geralmente por rebaixar a área correspondente ao afloramento das rochas evaporíticas relativamente às formações envolventes, originando formas deprimidas que facilitam o encaixe da rede fluvial e constituem os chamados **vales tifónicos**.

5.7 Rochas fosfatadas (ou fosforitos)

Trata-se de rochas de grande interesse para a indústria química, pois são a principal matéria-prima para a extracção do fósforo e, nessa medida, são altamente procuradas. Conhecem-se importantes jazigos no antigo Sahara Espanhol e em Marrocos.

O componente essencial é a colofanite (fosfato de cálcio), derivada da apatite por alteração das rochas ígneas, ou neoformada a partir de substâncias orgânicas ricas de fósforo (excrementos de aves, ossos, etc.).

Não foram ainda assinalados fosforitos em Portugal.

Actividades 5.2

1. Recolha diversas amostras de margas (numa pedreira associada à indústria de cimento) e de calcário (do empedrado dos passeios).

Dissolva-as em ácido clorídrico a 10%, observe os respectivos resíduos e descreva as diferenças detectadas.

2. Diz-se que os calcários retêm dióxido de carbono atmosférico contemporâneo da sua formação.

Coloque umas gotas de ácido clorídrico diluído sobre esta rocha, observe o resultado e comente aquela afirmação.

5.8 Rochas carbonáceas (ou caustobiólitos)

Estas rochas incluem, por generalização do conceito de rocha sedimentar, os **carvões fósseis** (também ditos carvões minerais), os **hidrocarbonetos naturais**, como, por exemplo, os petróleos, e ainda outras substâncias carbonáceas de natureza complexa e controversa, mas sem dúvida sedimentar e de origem orgânica, os **asfaltóides** e os **cerabetumes**.

5.8.1 Carvões

Na grande maioria dos casos os carvões resultam da incarbonização, ao abrigo do ar, de detritos vegetais, em especial de plantas superiores. A actividade de bactérias anaeróbias intervém largamente neste fenómeno. Estes detritos, consoante as condições de formação, podem ser de grandes dimensões (troncos arbóreos) ou, pelo contrário, apresentar-se finamente pulverizados e, neste caso, constituírem uma pasta homogénea, intersticial, rica de substâncias betuminosas (resultantes da decomposição da matéria orgânica), que aglutina os detritos maiores à semelhança de uma matriz e de um cimento.

No seio dos carvões podem existir minerais detríticos (areias, argilas) e minerais de neoformação (como, por exemplo, pirite, S_2Fe), os quais, sendo incombustíveis, fazem parte das cinzas obtidas por combustão dos respectivos carvões. Os tecidos vegetais transformam-se em carvão por enriquecimento relativo de carbono, resultante da perda de hidrogénio e oxigénio.

Relativamente aos quatro tipos de carvão frequentemente referidos, **turfa**, **lignito**, **hulha** e **antracito**, eles representam, pela ordem em que estão citados, termos sucessivamente mais ricos de carbono e, conseqüentemente, mais pobres de hidrogénio e oxigénio.

No quadro IV tais valores são apresentados comparativamente e a eles se juntam os valores referentes à composição média da madeira.

Quadro IV – Composição média da madeira e dos carvões lenho-celulósicos

	<i>C</i> (%)	<i>H</i> (%)	<i>O</i> (%)
Madeira	49,65	6,23	43,20
Turfa	55,44	6,28	36,56
Lignito	72,95	5,24	20,50
Hulha	84,24	5,55	8,69
Antracito	93,50	2,81	2,72

Não deve encarar-se esta sequência como fases sucessivas de uma linha evolutiva, sobretudo no que se refere à turfa, a qual resulta de incarbonização de plantas inferiores, especialmente musgos.

O carbono concentrado nos carvões tem origem no dióxido de carbono atmosférico que as plantas fixaram sob a forma de matéria orgânica, por acção fotossintética. Os carvões constituem, por assim dizer, energia solar armazenada, o mesmo acontecendo com a lenha que se queima ou com o carvão vegetal artificial. Os petróleos, como se verá, desempenham o mesmo papel.

A transformação e o aumento do teor de carbono são função da idade (no geral, os carvões mais antigos são os mais ricos em C) e das condições de pressão e de temperatura a que o depósito ficou sujeito, as quais, por sua vez, dependem da profundidade.

Na caracterização dos vários tipos de carvões, sobretudo para fins de utilização industrial, além de propriedades físicas (cor, brilho, densidade, dureza, etc.), e químicas (composição, reacções específicas, etc.) é vulgar a determinação dos teores de cinzas, de água, de carbono fixo (o que fica após destilação), de matérias voláteis, de carbono total e também do poder calorífico. Usa-se frequentemente, com o mesmo fim, a relação carbono fixo/matérias voláteis («fuel-ratio»).

As cinzas constituem factor negativo na qualidade do carvão, pela quantidade de resíduos a que dão origem. O enxofre, geralmente presente sob a forma de sulfuretos, é outro factor prejudicial, pelos inconvenientes que tem como elemento corrosivo das peças metálicas das fornalhas e caldeiras, para além do carácter fortemente poluidor da atmosfera.

A evolução dos carvões, no que se refere ao tipo e ao grau das transformações, que se reflecte, entre outros, na natureza dos seus constituintes, nos teores de carbono fixo, de voláteis, de cinzas, etc., é determinada pelo ambiente de sedimentação e, posteriormente, pela diagénese. Em situação extrema de pressão e de temperatura, já no domínio do metamorfismo, os carvões podem dar origem a **grafite** (variedade de carbono puro, polimorfa do diamante).

Com base na origem e nos processos evolutivos sofridos, os carvões podem ser considerados reunidos em **carvões sapropélicos** e **carvões húmicos**.

a) **Carvões sapropélicos**

São carvões betuminosos muito homogéneos e ricos em matérias voláteis, originados a partir de vasas lagunares, ou lamas muito ricas de matéria orgânica como esporos, algas e outros micro-organismos. Estas lamas, mais ou menos calcárias, argilosas e ferruginosas, são designadas por **sapropel**. A litificação destas vasas origina o **sapropelito**, a partir do qual se forma o carvão betuminoso, no qual se distinguem:

- **carvões de algas** ou «**bog-head**»
- **carvões de esporos** ou «**cannel-coal**»

b) Carvões húmicos

São acumulações de restos de plantas superiores incarbonizadas. Dividem-se em **carvão de cutina** (restos de folhas, esporos e polens) e **carvões lenho-celulósicos** (tecidos lenhosos e celulose). Entre eles distinguem-se: turfa, lignito, hulha e antracito.

Turfa — (fig. 5.5) É o mais pobre e o menos evolucionado dos carvões. Forma-se em regiões pantanosas - as **turfeiras** - à custa da incarbonização parcial de plantas herbáceas. A turfa tem o aspecto de musgo e ervas secas, mais ou menos compactadas e terrosas. É combustível de inferior qualidade. Utiliza-se, de preferência, como adubo, como absorvente ou como matéria-prima em papéis e certos tipos de tecidos.



Figura 5.5 – Turfa.

São conhecidas turfeiras activas onde este carvão actual e subactual está, ou esteve, em formação. As mais antigas datam do Quaternário Superior, com cerca de 30 000 anos. Todas elas se situam nas regiões húmidas e frias, propícias à proliferação de determinados tipos de plantas herbáceas, especialmente certos musgos. Nas turfeiras a ocupação vegetal faz-se por capas, em que a externa se implanta e vive sobre uma série de outras, sucessivamente mais antigas, já mortas, e em permanente decomposição. Com efeito, abaixo da zona viva, sucedem-se turfa ainda rica de húmus e camadas de turfa sucessivamente mais compactas e incarbonizadas. São frequentes nas turfeiras restos esqueléticos de animais desde conchas, dentes, ossos de vertebrados, etc. No Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa existe um esqueleto de um grande herbívoro (*Megaceros hibernicus*) proveniente de uma turfeira da Irlanda.

Lignito — É um carvão lenho-celulósico castanho a negro. A variedade castanha — **lignito castanho** - tem aparência de madeira. Entre o **lignito negro** merece destaque a variedade conhecida por **azeviche**, bastante compacta e homogénea, admitindo talhe e polimento, pelo que, desde a Pré-História à actualidade, tem sido usada como matéria-prima na manufactura de objectos de adorno. Arde facilmente com chama fuliginosa. Os lignitos castanhos são mais recentes (Pliocénico) e entre as ocorrências conhecidas citam-se Soure (Coimbra), Barracão e Marrazes, (Leiria), Espandanal (Rio Maior) e Apostiça (Setúbal). Algumas destas jazidas foram exploradas no passado, encontrando-se hoje extintas ou abandonadas.

O lignito é um combustível pobre, geralmente com muita água; a sua utilização só é economicamente viável se for queimado à boca da mina, uma vez que o seu baixo valor não paga o transporte. A exploração de Rio Maior encontra-se parada desde 1969. Os cálculos de reservas recentemente concluídos atribuem-lhe, ainda, cerca de 25 milhões de toneladas. Estas reservas poderiam alimentar uma central termo-eléctrica a localizar à boca da mina.

⁹ Alguns lignitos negros foram usados em joalharia, sobretudo no século passado, sob a designação de **azeviche**.

Os lignitos negros⁹ são conhecidos no Jurássico de Portugal, nomeadamente em Leiria, Porto de Mós e Cabo Mondego. Nesta última região explorou-se (até 1967) um carvão com propriedades intermédias entre o lignito e a hulha; trata-se de um carvão semibetuminoso conhecido por **hulha jurássica**.

Estas citações de ocorrências lignitosas limitam-se a concentrações encaradas como jazigos. Porém, em todo o Mesozóico e Cenozóico são inúmeras as referências a leitos ou à simples presença de restos vegetais incarbonizados, dispersos no seio de sedimentos terrígenos e classificados como lignitos.

As minas da Guimarota (Leiria), exploradas no passado como jazidas de lignitos jurássicos, revelaram-se de grande interesse paleontológico, pois forneceram abundantes restos esqueléticos de mamíferos primitivos, incorporados no seio do carvão.

Os lignitos são, em geral, carvões mesozóicos e cenozóicos. Actualmente, nas florestas pantanosas do tipo das conhecidas na Florida (EUA) acumulam-se abundantes restos de vegetais, o que nos permite imaginar o que poderá ter sido o ambiente em que se formaram estes materiais fósseis.

Hulha — (fig. 5.6) É um carvão geralmente betuminoso com elevada percentagem de carbono (80 a 90%). Os componentes voláteis podem ser abundantes nas **hulhas gordas**, ou escassos nas **hulhas magras**. Apresenta-se frequentemente com aspecto bandado em que alternam leitos brilhantes (de brilho gorduroso e submetálico), correspondentes a um predomínio de substância intersticial, e leitos mais baços, ricos de detritos lenho-celulósicos.

A proporção relativa e o aspecto destes dois componentes, substância intersticial (ou pasta) e detritos vegetais (ou corpos figurados), permite distinguir nas hulhas vários tipos: **vitrito** ou **hulha brilhante**, em que a pasta predomina largamente em camadas brilhantes e espessas; **clarito**, de aparência bandada, com poucos corpos figurados; **durito** ou **hulha mate**, compacto, sem brilho e sem zonado, em que

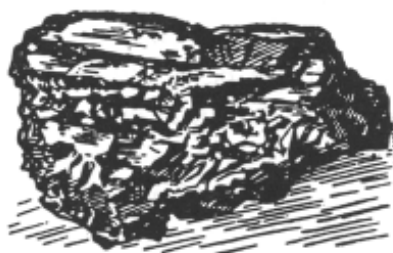


Figura 5.6 – Hulha.

predominam os detritos lenho-celulósicos; **fusito**, poroso, baço e friável, muito rico de detritos lenho-celulósicos e com a aparência de carvão vegetal artificial. As hulhas libertam, por destilação, gases combustíveis em maior ou menor quantidade, consoante a respectiva riqueza em voláteis, além de muitas outras substâncias com interesse industrial, deixando como resíduo alcatrões e coque.

A hulha é o carvão com maior interesse económico. O seu nome está ligado à grande (e primeira) Revolução Industrial do século XIX. Arde facilmente com menor libertação de fumos do que os lignitos e tem elevado poder calorífico. A sua utilização tem vindo progressivamente a ser substituída pela energia hidro-eléctrica e pelos derivados do petróleo. O gás de iluminação e doméstico era obtido por destilação da hulha, estando hoje praticamente substituído por hidrocarbonetos gasosos naturais ou derivados do petróleo. Desde o século passado o aquecimento doméstico, as locomotivas, a maquinaria industrial usaram a hulha como principal fonte de energia. As próprias centrais termo-eléctricas, hoje substituídas por centrais hidroeléctricas e nucleares, usaram (e ainda as há que usam) este combustível. O problema dos actuais custos do petróleo e as previsões do esgotamento deste outro combustível fóssil, têm tido como consequência o retorno das atenções para um produto que parecia votado a uma parca posição subalterna. A hulha explorou-se em Portugal no Moinho da Ordem, perto de Santa Suzana (Grândola), em formações de idade Carbónica (final do Paleozóico), cujas reservas conhecidas se encontram esgotadas.

Antracito — Carvão fóssil com mais de 90% de carbono, de brilho submetálico a metálico, cor negra, compacto e com fractura conchoidal. Os detritos lenhosos encontram-se bastante transformados e dispersos numa pasta homogénea abundante. É pobre de substâncias voláteis, arde com dificuldade, praticamente sem chama nem fumos.

O antracito explora-se ainda em Portugal, mas o panorama não é promissor. O jazigo de São Pedro da Cova está praticamente esgotado (uns escassos milhões de toneladas). A mina de Pejão, também nos arredores do Porto, avaliada em cerca de 10 milhões de toneladas, está a atingir a exaustão. Ambos os jazigos datam do período Carbónico e fazem parte da chamada Bacia Carbonífera do Douro.

À escala do Globo, os jazigos carboníferos de hulha e de antracito datam, no geral, do Carbónico e do Pérmico, dois períodos do final do Paleozóico, habitualmente reunidos num conjunto maior, o Antracolítico.

Estes carvões fósseis podem ter-se originado no próprio local onde os vegetais constituíam florestas. Nestes casos é frequente encontrar troncos e raízes *in situ* (fig. 5.7). São os carvões ditos **autóctones**. Contrariamente a estes, há os carvões **alóctones**, cujos componentes sofreram uma fase de transporte que os carregou do local de origem para a bacia de sedimentação. É muito possível que em algumas bacias se acumulassem carvões autóctones e alóctones. No que se refere às bacias de sedimentação, estas ou eram continentais, lacustres (**bacias límnicas**), ou litorais, lagunares (**bacias parálicas**). Em quaisquer dos casos tratavam-se de regiões baixas, muito húmidas e em parte alagadas, onde a vegetação seria abundante.

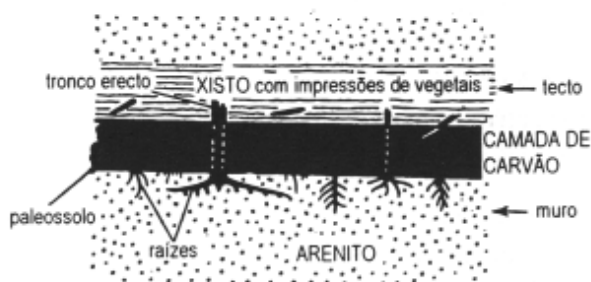


Figura 5.7 – Esquema de uma jazida de carvão.

Na periferia das bacias carboníferas encontram-se rochas detríticas como conglomerados, arenitos e xistos (antigos argilitos) com alguns restos vegetais. Mais para o interior predominam os detritos orgânicos sobre os minerais. Os restos vegetais, inicialmente flutuantes, acabavam por mergulhar e acumular-se no fundo, juntamente com uma pequena porção de detritos terrígenos, formando-se aí os carvões lenho-celulósicos. Mais para o interior e pelo mesmo processo selectivo, acumularam-se os carvões de cutina mais finos. Nas zonas centrais das bacias tiveram lugar a sedimentação de esporos transportados pelo vento e a precipitação de algas que constituíam o plâncton superficial desses lagos ou lagoas, originando-se assim vasas sapropélicas, pouco ou nada contaminadas por detritos húmicos, de que resultaram carvões muito puros e betuminosos como o «cannel-coal» e o «bog-head».

O modo de ocorrência das hulhas e antracitos (carvões de pedra) e a estrutura dos respectivos jazigos é algo que vale a pena referir, dado que nos permite avançar hipóteses quanto à paleogeografia e à evolução de importantes áreas da superfície dos continentes em tempos muito recuados, no geral, antes da compartimentação da Pangea e subsequente migração dos continentes.

Grande parte das bacias carboníferas está associada a importantes cadeias montanhosas antigas. É, nomeadamente, o caso das bacias anglo-franco-belgo-vestefaliana, bacia central francesa, bacia de Donetz (ao norte do mar de Azov), bacia da Pensilvânia (EUA).

Nalgumas destas bacias as camadas de carvão, de espessura variável entre alguns centímetros a alguns metros, alternam com camadas estéreis, areníticas e outras. O conjunto repete-se numa ordem constante, originando sequências rítmicas. Na bacia franco-vestefaliana sobrepõem-se mais de 400 leitos de carvão em alternância regular com camadas estéreis, constituindo, no conjunto, cerca de 2 km de espessura de sedimentos.

Explicar tais espessuras de sedimentos e o carácter cíclico das repetições (arenito, xisto, carvão), que, tudo indica, eram originadas na película externa das bacias e ao nível do solo (de que são testemunho as raízes e troncos erectos *in situ*, levou à necessidade de conceber **movimentos de subsidência**. Haveria, assim, afundamento ou rebaixamento rítmico das áreas florestadas (provavelmente pantanosas sob condições de clima quente e húmido), seguido de assoreamento

por importantes acarreios detríticos oriundos de áreas limítrofes. Por seu turno, estas áreas periféricas estariam, provavelmente, em elevação concomitante e portanto sujeitas a forte actividade erosiva. O assoreamento culminaria com depósitos mais finos, indicadores da diminuição dessa actividade e, portanto, de um período de certa estabilidade propícia à reocupação florestal. Este ritmo tectónico e paleogeográfico (ou outros), mantido provavelmente por repetidas sacudidas bruscas seguidas de períodos mais longos de acalmia, com consequente alternância biorreixistásica, seria o responsável pelas sequências litológicas cíclicas exemplificadas. Nos xistos associados às bacias carboníferas são muito frequentes as impressões de folhas e de outros restos vegetais, em especial de pteridófitas e gimnospérmicas.

5.8.2 *Hidrocarbonetos naturais*

O termo petróleo significa óleo de pedra ou óleo mineral, em oposição aos óleos vegetais e animais. No seu sentido mais lato refere-se a uma gama de produtos naturais constituídos por misturas complexas e variáveis de hidrocarbonetos sólidos, líquidos e gasosos a que se associam menores quantidades de outras substâncias, como compostos sulfurosos, oxigenados, azotados, ou outros. Tais produtos petrolíferos naturais são designados, também no conjunto, por **betumes** ou **naftabetumes**.

No sentido restrito, o termo **petróleo** refere-se à gama de produtos líquidos e nesse caso é sinónimo o termo, também usual — **óleo**. Todavia, para o distinguir de quaisquer outros produtos refinados usam-se as expressões sinónimas de petróleo bruto ou óleo bruto.

Uma classificação simplificada dos hidrocarbonetos naturais considera-os separados em gasosos, líquidos e sólidos, aos quais correspondem, respectivamente, as designações:

- **gases naturais**
- **petróleo bruto**
- **asfaltos**

a) **Gás natural**

Melhor dizendo, os gases naturais, visto que os há de diferentes composições, são compostos, essencialmente, por hidrocarbonetos gasosos às temperaturas e pressões normais à superfície do globo, dos quais o **metano** (CH_4) é o mais comum e abundante (e também o mais estável). Entre outros hidrocarbonetos, menos frequentes e geralmente subordinados, cita-se o propano (C_3H_8) e o butano (C_4H_{10}). Os termos superiores a C_6 são líquidos nas referidas condições de pressão e temperatura.

A estes componentes essenciais estão sempre associados, embora em pequena quantidade, outros gases, como azoto, dióxido de carbono, ácido sulfídrico, etc.

O gás natural pode existir em jazidas isoladas, ou em associação com concentrações de petróleo bruto e, neste caso, quer dissolvido no líquido (subsaturado), quer separado do líquido e cativo acima da camada petrolífera (saturada).

b) Petróleo bruto

Os petróleos brutos, frequentemente referidos por **crude**, **ramas de petróleo** ou simplesmente por **ramas**, são naftabetumes líquidos à temperatura e pressão da superfície, constituídos por misturas de hidrocarbonetos líquidos (no geral mais de 65%) com maiores ou menores percentagens de outros hidrocarbonetos sólidos e gasosos em solução. Podem conter, ainda, resinas e compostos azotados, sulfurados e oxigenados. A densidade das ramas oscila entre 0,83 e 0,96. O conhecimento da densidade das ramas tem grande interesse, pois a gama de produtos possíveis de extrair delas pode ser prevista a partir daqueles valores. O valor da viscosidade (a qual depende, entre outras, da composição e da temperatura) é outro factor importante na avaliação do interesse do produto.

O aspecto dos petróleos brutos pode variar entre o de um líquido como o conhecido petróleo refinado, comercial, e o de um óleo, negro denso e viscoso, tanto mais pastoso quanto mais deficiente for em componentes leves.

c) Asfaltos

Os asfaltos, ou **oxibetumes**, são naftabetumes sólidos essencialmente constituídos por hidrocarbonetos de elevado peso molecular e, portanto, sólidos às temperaturas e pressões normais na superfície. Têm, ainda, à mistura, compostos sulfurados, azotados e oxigenados em maior percentagem do que os petróleos brutos.

São, no geral, o resultado da oxidação parcial de betumes líquidos empobrecidos dos componentes mais leves. Todavia, alguns asfaltos podem resultar directamente da matéria orgânica, sob certas condições de origem e de evolução.

Na separação dos vários componentes sólidos usam-se solventes selectivos, como, por exemplo, clorofórmio, tetracloreto de carbono e sulfureto de carbono.

d) Outros produtos betuminosos

Além dos hidrocarbonetos naturais incluídos nos betumes existem outros produtos carbonáceos, betuminosos, de certo modo relacionáveis com eles. São os **asfaltóides** e os **cerabetumes**.

Os **asfaltóides** ou **pirobetumes asfálticos** são substâncias negras e relativamente densas, quebradiças, infusíveis e praticamente insolúveis. O seu peso

molecular é mais elevado do que o dos componentes dos naftabetumes sólidos. Pensa-se que correspondem a produtos resultantes de intensa evolução dos hidrocarbonetos naturais. São produtos deste tipo que impregnam certas rochas como xistos, arenitos e calcários betuminosos.

Por destilação, os pirobetumes dão origem a hidrocarbonetos como os do petróleo e daí a designação de betumes potenciais.

Os **cerabetumes** são também substâncias fósseis de origem orgânica e praticamente insolúveis. São quimicamente muito semelhantes aos carvões, mas ocorrem, sobretudo, em inclusões sólidas, microscópicas, em rochas betuminosas (xistos e calcários).

Merecem ainda referência particular as **parafinas naturais**, fósseis, de que é exemplo o **ozocerito**, também conhecido por **cera fóssil**, constituído por uma mistura de hidrocarbonetos líquidos, parafina e coque¹⁰, de cor acastanhada, fractura conchoidal, de fraca dureza e fusível abaixo de 100°C. O **âmbar**, ou resina fóssil, é também um produto de oxidação de substâncias de origem orgânica. Tem cor amarela acastanhada ou avermelhada, é transparente e parte com fractura conchoidal, lembrando o pez. As ocorrências de âmbar mais divulgadas são as da região do Báltico e resultaram de acumulação de resina de coníferas da era terciária. São frequentes as inclusões de insectos e outros artrópodes e pequenos répteis contemporâneos que se encontram em perfeito estado de conservação. O âmbar, também conhecido por **succinito** (e, menos, por **ambrito**), torna-se plástico a 250°C e funde entre 350°C e 300°C.

¹⁰ Resíduo carbonoso, por perda de elementos voláteis, formado por carbono fixo e cinzas. É, no geral, produto artificial, embora se conheçam coques naturais.

5.8.3 *Origem do petróleo*

Desde os meados do século XIX ao começo do século XX algumas correntes do conhecimento científico advogaram a origem mineral do petróleo, com base em estudos experimentais com carbonetos metálicos produzidos em laboratório, os quais eram depois transformados em produtos semelhantes aos hidrocarbonetos naturais. Admitia-se, então, a existência de carbonetos metálicos nas zonas inferiores da crosta.

Esta concepção não resistiu a estudos sucessivamente mais pormenorizados dos petróleos naturais. Simultaneamente, uma outra corrente defendia a origem orgânica do mesmo produto, ligando-o a actividade e evolução da matéria orgânica aprisionada nos sedimentos e conhecida desde o Precâmbrico à actualidade.

Esta concepção manteve-se e tem sido consolidada por descobertas importantes, como a presença, no petróleo, de hormonas, restos de seres vivos (por exemplo, bactérias) e animais, bem como de produtos derivados da clorofila. Por outro lado, conhecem-se organismos vivos actuais que elaboram hidrocarbonetos, na sequência do seu metabolismo. Neste processo as bactérias e as diatomáceas assumem papel muito importante, não só pelo seu número e

capacidade de multiplicação, como por serem organismos simples como estes, os que terão existido na fase primitiva da ocupação biológica da Terra, iniciada nos mares. Nestes organismos, os hidrocarbonetos estão presentes em minúsculas gotículas disseminadas no interior do protoplasma. A título de curiosidade, cita-se que no óleo de fígado dos tubarões há cerca de 45% de hidrocarbonetos. Tais factos põem, com certa acuidade, o problema dos hidrocarbonetos por **acumulação directa** destes produtos elaborados durante a vida dos seres.

Além dos hidrocarbonetos produzidos pelos seres vivos e acumulados posteriormente, outros são indubitavelmente formados a partir de transformações físico-químicas de matéria orgânica (sobretudo lípidos e proteínas) contida nas vasas de tipo sapropel dos fundos de pântanos e de lagunas). Estas transformações podem referir-se, no conjunto, como **betuminização**, pois delas resultam toda a gama de produtos betuminosos referidos, inclusive a fracção betuminosa dos carvões sapropélicos, e decorrem durante a sedimentação e a diagénese.

Para estas transformações concorrem os efeitos de certas bactérias, que proporcionam um meio redutor, fornecem energia necessária às reacções, além de que constituem importante fonte de matéria orgânica transformável e de hidrocarbonetos elaborados em vida.

Nas transformações que conduzem ao petróleo concorrem ainda certos minerais argilosos que funcionam como catalizadores das reacções. A pressão e a temperatura, crescentes com o avolumar dos depósitos e, em especial, com fenómenos de subsidência dos fundos das bacias, favorecem a formação dos hidrocarbonetos. São conhecidas pressões da ordem do 600 kg/cm² a 6 km de profundidade, onde as temperaturas raramente ultrapassam os 100°C.

A abundância de plâncton é factor determinante na formação de uma bacia petrolífera. Outro factor indispensável é a existência de um meio de sedimentação redutor, em águas pouco profundas e pouco agitadas, que permitam a rápida decomposição dos organismos antes que se lhes destruam e se dispersem as partes orgânicas. As águas tranquilas permitem, por um lado, melhor assoreamento por vasas finas que protegem a matéria orgânica e, por outro lado, não agitam nem renovam o meio hídrico, mantendo as condições reductoras. Os ambientes naturais susceptíveis de melhor realizarem estas condições são, nomeadamente, as lagunas isoladas do largo por recifes ou por cordões litorais e sujeitas a deformação subsidente.

Certos estuários propícios à deposição de matéria orgânica, em especial de restos celulósicos, são favoráveis à origem de gases naturais.

Admite-se que possa haver petróleo de origem lacustre (continental). Pelo contrário, sabe-se que as vasas oceânicas profundas não têm condições para originar concentrações petrolíferas, visto nem terem as condições reductoras requeridas nem a abundância de matéria orgânica indispensável.

5.8.4 Jazigos petrolíferos

Designa-se por **rocha mãe** a rocha sedimentar formada pela deposição conjunta de sedimentos detríticos e ou de precipitação e de restos orgânicos a partir dos quais se geram os hidrocarbonetos¹¹. No decurso da evolução geológica destas formações os hidrocarbonetos migram para outras rochas mais porosas e permeáveis que permitem a sua circulação e armazenamento.

As **rochas armazém** ou **reservatórios** são normalmente rochas detríticas, tais como conglomerados, arenitos, siltitos ou calcarenitos, rochas carbonatadas, como calcários e dolomitos, frequentemente fissurados e cavernosos, mais raramente, rochas siliciosas e, até, rochas eruptivas.

A migração dos hidrocarbonetos através das rochas porosas e permeáveis pode atingir a superfície (emanação de gases, fontes de petróleo, vulcões de lama) ou ser interrompida por uma barreira e, neste caso, constitui-se uma jazida. Esta barreira pode ser formada por uma rocha impermeável (**rocha de cobertura**) que limita superiormente o corpo petrolífero, constituindo o que se chama uma **retenção** ou **armadilha**, que simultaneamente protege os hidrocarbonetos das acções dos agentes externos, nomeadamente das oxidações.

Uma retenção é, ainda, para além de uma certa rocha, também um acidente tectónico que confere à rocha de cobertura uma geometria ou arquitectura capaz de criar uma zona fechada. Uma dobra anticlinal que afecte a rocha reservatório e a rocha de cobertura é um exemplo claro de retenção, conhecida por **retenção anticlinal**. Há ainda retenções associadas a falhas e retenções estratigráficas, devidas a discordâncias e a variações laterais de fácies. Em grande número de casos, as retenções são simultaneamente estruturais (dobras ou falhas) e estratigráficas. São ainda frequentes as retenções associadas a diapiros salinos.

A migração do petróleo da rocha mãe até ao reservatório não se limita a uma simples mudança de lugar. Com efeito, durante o percurso verificam-se transformações nos hidrocarbonetos, podendo afirmar-se que o petróleo é tanto mais evoluído quanto mais longa e complexa tiver sido a fase de migração.

A água existe normalmente associada aos jazigos petrolíferos, impregnando camadas permeáveis pertencentes ao conjunto das formações sedimentares com eles relacionadas. Estas águas têm origem, em parte, em águas marinhas fósseis, aprisionadas nos sedimentos, após migrações mais ou menos complexas, a que se adicionam águas meteóricas infiltradas da superfície. São salgadas e ricas de sulfuretos e cloretos, o que testemunha ambiente redutor.

É regra nas jazidas petrolíferas que os hidrocarbonetos ocupem as partes elevadas dos reservatórios e que quando haja simultaneamente gás, petróleo e água estes se sobreponham por ordem de densidade relativa, isto é, de baixo para cima, água, petróleo e gás. Trata-se da lei de White (1885), que foi formulada para retenções anticlinalis. Esta regra nem sempre se verifica.

¹¹ Veja-se o que se referiu atrás a propósito das vasas sapropélicas e do sapropelito, que pode ser considerado como exemplo de rocha mãe.

5.8.5 *Os hidrocarbonetos em Portugal*

O interesse por estas matérias-primas iniciou-se em Portugal, em 1844, com a exploração de asfalto em Pataias (Alcobaça), tendo-se atingido produções de mais de 500 t/ano de asfalto preparado.

Existem rochas betuminosas na Cova da Moura (Torres Vedras), tendo sido explorados calcários betuminosos na serra do Cabaço, no mesmo concelho.

Na orla mesocenozóica ocidental, os chamados calcários dos Cucos mostram fendas e vazios preenchidos por petróleo bruto, o que era conhecido cerca de dez anos antes da viragem do nosso século. Porém, só em 1900 se realizaram as primeiras sondagens de pesquisa de petróleo, na região de Torres Vedras. A partir de então e até 1962 fizeram-se milhares de metros de perfuração (mais de 60 km de sondagem) em terra firme («**onshore**»), com especial incidência nesta região, que forneceu, por várias vezes, indícios e permitiu mesmo a extracção de alguns milhares de litros de petróleo de má qualidade e em quantidade não comerciável.

A exploração de petróleo no «**offshore**» (no mar, na plataforma continental) iniciou-se em 1974 com um furo ao largo da Figueira da Foz e desde então a esta parte já foram feitas mais de uma dezena de sondagens ao largo de todo o litoral ocidental e meridional, com particular insistência ao largo da Figueira da Foz e, uma vez mais, os furos ou não revelaram indícios de petróleo ou mostraram ocorrências sem qualquer valor comercial.

Neste momento as atenções tornam a virar-se para as pesquisas em terra, com a criação de novas áreas concessionáveis, distribuídas numa faixa litoral ocidental entre Espinho e Sines e numa faixa meridional, correspondente ao litoral algarvio.

No que se refere ao gás natural, citam-se ocorrências assinaladas em Alenquer e em Vila Real de Santo António, estas com 93,1% de metano.

Não é possível enumerar aqui as muitíssimas aplicações destas importantes matérias-primas. Elas são, na sociedade moderna, uma das primeiras fontes de energia da complexa civilização industrial, quer indirectamente, alimentando centrais termoeléctricas, quer directamente nas fábricas, nos meios de transporte, no aquecimento urbano, etc., através de uma série de produtos refinados, entre os quais a gasolina, o gasóleo e o fuel ocupam lugar de destaque.

Têm, ainda, ilimitadas aplicações na indústria química, entre as quais se podem citar centenas de produtos destinados aos mais variados fins, como óleos, tintas, vernizes, lubrificantes, pavimentos, isoladores, artigos eléctricos, plásticos, fibras sintéticas, etc., etc.

Bibliografia geral

Página intencionalmente em branco

CLOVES, A. & CONFORT, P.

1987 *Process and Landform*, Oliver & Boyd, Edimburgo.

FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E.

1978 *Principles of Sedimentology*, John Wiley & Sons, Nova Iorque.

HAMBLIN, W. K.

1992 *Earth's dynamic Systems*, Macmillan Publishing Company, Nova Iorque.

PRESS, F. & SIEVER, R.

1986 *Earth*, 4.^a edição, W. H. Freeman and Company, Nova Iorque.

RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H. & DAVEAU, S.

1987 *Geografia de Portugal*, Sá da Costa Ed., Lisboa.

SKINNER, B. J. & PORTER, S. C.

1987 *Physical Geology*, John Wiley & Sons, Nova Iorque.

Composto e maquetizado
na **UNIVERSIDADE ABERTA**

Lisboa, 1996

