

TÉCNICO EM AGRIMENSURA

MÓDULO I



Geociências



INEPROTEC



INEPROTEC

INSTITUTO DE ENSINO PROFISSIONALIZANTE E TÉCNICO



(61) 3082- 0505 | CONTATO@INEPROTEC.COM.BR

WWW.INEPROTEC.COM.BR



Quadra 101, Conjunto: 02, Lote: 01 - Sobreloja
Recanto das Emas - Brasília - DF
CEP: 72.600-102

CNPJ nº 08.838.975/0001-03





2020 - INEPROTEC

Diretor Pedagógico: Edilvo de Sousa Santos

Diagramação: Leandro de Barros Lima

Capa: Carlos Gadelha Júnior

Elaboração: INEPROTEC

Direitos Autorais: É proibida a reprodução parcial ou total desta publicação, por qualquer forma ou meio, sem a prévia autorização do INEPROTEC, com exceção do teor das questões de concursos públicos que, por serem atos oficiais, não são protegidas como Direitos Autorais, na forma do Artigo 8º, IV, da Lei 9.610/1998. Referida vedação se estende às características gráficas da obra e sua editoração. A punição para a violação dos Direitos Autorais é crime previsto no Artigo 184 do Código Penal e as sanções civis às violações dos Direitos Autorais estão previstas nos Artigos 101 a 110 da Lei 9.610/1998.

Atualizações: A presente obra pode apresentar atualizações futuras. Esforçamo-nos ao máximo para entregar ao leitor uma obra com a melhor qualidade possível e sem erros técnicos ou de conteúdo. No entanto, nem sempre isso ocorre, seja por motivo de alteração de software, interpretação ou falhas de diagramação e revisão. Sendo assim, disponibilizamos em nosso site a seção mencionada (Atualizações), na qual relataremos, com a devida correção, os erros encontrados na obra e sua versão disponível. Solicitamos, outrossim, que o leitor faça a gentileza de colaborar com a perfeição da obra, comunicando eventual erro encontrado por meio de mensagem para contato@ineprotec.com.br.

Versão 1.0 (01.2023)

Todos os direitos reservados à
Ineprotec - Instituto de Ensino Profissionalizante e Técnico Eireli
Quadra 101, Conjunto: 02, Lote: 01 - Sobreloja
Recanto das Emas CEP 72600-102 - Brasília - DF
E-mail: contato@ineprotec.com.br
www.ineprotec.com.br

Sumário

ÁGUAS DE SUPERFÍCIE

Ciclo Hidrológico	07
Balanço Hídrico	07
O Papel da Cobertura Vegetal	09
Vazão	10
Bacias Hidrográficas	11
Dinâmica Fluvial	15

ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

O Movimento de água no Sistema Terra-Ciclo Hidrológico	18
Água no Subsolo	22
Âção Geológica de Água Subterrânea	32
O ANO TERRA	38

GEOLOGIA DO BRASIL

Evolução Tectônica da Plataforma Brasileira	41
Embasamento Pré-Cambriano	43
Bacias Fenerozóicas	47
Depósitos Cenozóicos	53
Sismicidade	56

MINERAIS E ROCHAS

Generalidades	57
Minerais	58

O INTERIOR DA TERRA

Introdução	76
Modelos de Estrutura e Composição	77
Calor do Interior da Terra	83

SOLOS

Introdução aos Solos	88
Fatores de Formação dos Solos	89
Processos Pedogenéticos	94
Perfil do Solo	98
Classes e Solos e Características Geotécnicas	101
Mapas Pedagógicos	108

O UNIVERSO E O SISTEMA SOLAR

O Planeta Terra e Suas Origens	111
Bibliografia	136



Geociências

► MÓDULO I

Técnico em
Agrimensura



As águas de superfície são formadas pelo conjunto de rios e lagoas, em seus variados tamanhos, e ainda as massas de gelo e neve, nas suas diversas formas de ocorrência, representam apenas 0,0002% do volume de água do Planeta.

Entretanto, é muito importante estudar o seu comportamento, pois são as águas de superfície que realizam o trabalho mais intenso de desgaste das formas de relevo, além do trabalho de transportes e deposição de sedimentos, originando deltas, planícies aluviais, etc. O seu aproveitamento permita à geração de energia elétrica, o abastecimento de água potável, a irrigação de áreas agricultáveis, etc., estando, portanto, diretamente relacionado aos vários aspectos de interesse à Geologia de Engenharia.

O enfrentamento de problemas de engenharia, que envolvem o comportamento das águas de superfície, normalmente objeto de Hidrologia, Hidráulica ou Engenharia de Recursos Hídricos, pode ter maior eficiência quando leva em conta a análise desse comportamento pela Geologia de Engenharia.

Assim, os dados hidrológicos disponíveis podem ser mais bem compreendidos, regionalizados, extrapolados, etc., quando utilizam, como referenciais, a caracterização pertinente do meio físico. E, na falta daqueles dados, a Geologia de Engenharia pode proporcionar a abordagem do problema por meio da observação objetiva do meio físico, desvendando indicadores do comportamento as águas da superfície.

A principal fonte de métodos e de conhecimentos úteis para essa abordagem encontra-se na Geomorfologia, quando devidamente utilizados com vistas à resolução dos problemas de engenharia. A Geologia de Engenharia coloca-se, portanto, frente a esses problemas, como ferramenta de interpretação das características geomorfológicas, para fins de engenharia.

Nessa atividade destaca-se o exercício da observação objetiva ou análise do meio físico, direta (campo) ou indiretamente (fotos aéreas, cartas topográficas, etc.) para fins de caracterização do comportamento das águas de superfície. Esta análise permite, por exemplo, distinguir regiões com maior ou menor capacidade de infiltração, com base na análise da densidade da rede de drenagem. Vários outros exemplos podem ser considerados.

Análise deste tipo não podem deixar de contemplar os fatores atrópicos que alteram significativamente o comportamento das águas de superfície.

Através das diversas formas de uso do solo. Analisar essas formas e interpretar seu papel de infiltração e no escoamento é uma tarefa fundamental para o estudo do comportamento das águas de superfície das bacias hidrográficas.

Ciclo Hidrológico

As relações entre as várias formas de ocorrência de água se processam dentro de um sistema fechado denominado ciclo hidrológico (figura 1.1).

O ciclo da água na natureza inicia-se com a evaporação que ocorre nos mares, rios e lagos. O vapor d'água, alcançando a atmosfera, é distribuído pelos ventos e se precipita quando atinge temperaturas mais baixas. Quando chove sobre a superfície da terra, uma parte da água se evapora e retorna à atmosfera: outra se desloca por sobre a superfície, constituindo as águas de escoamento superficial (rios e lagos). Parte da água da chuva infiltra-se no solo, formando as águas subterrâneas. Além disso, uma pequena parcela é absorvida pelos animais e plantas, sendo utilizada no seu metabolismo.

Balanco Hídrico

Um balanço hídrico, efetuado num sistema definido, em geral uma bacia hidrográfica, unidade básica dos estudos hidrológicos, corresponde a uma análise comparativas e as quantidades de água que entram e saem do sistema,

levandose em conta as variações das reservas hídricas, superficiais e subterrâneas, durante certo período de tempo adotado, frequentemente anual.

Esse balanço envolve de um lado, como entrada, a precipitação, apresentada Clima e Relevo e, de outro lado, o escoamento superficial, a infiltração e a evapotranspiração, apresentados a seguir.

Escoamento Superficial

O escoamento superficial ou **deflúvio** corresponde a parcela da água precipitada que permanece na superfície do terreno, sujeita a ação da gravidade que a conduz para cotas mais baixas. O conhecimento de sua ocorrência e de seu comportamento, na superfície da terra, é importante para o dimensionamento de obras hidráulicas, como barragem para fins de abastecimento de água potável, geração de energia elétrica, irrigação, controle de cheias, navegação, lazer e tantas outras (Garcez, 1967; Pinto et al., 1973; Linsley e Franzini 1978).

Conforme as características do seu deslocamento, as águas superficiais podem provocar a erosão dos solos, inundações de várzeas, etc.

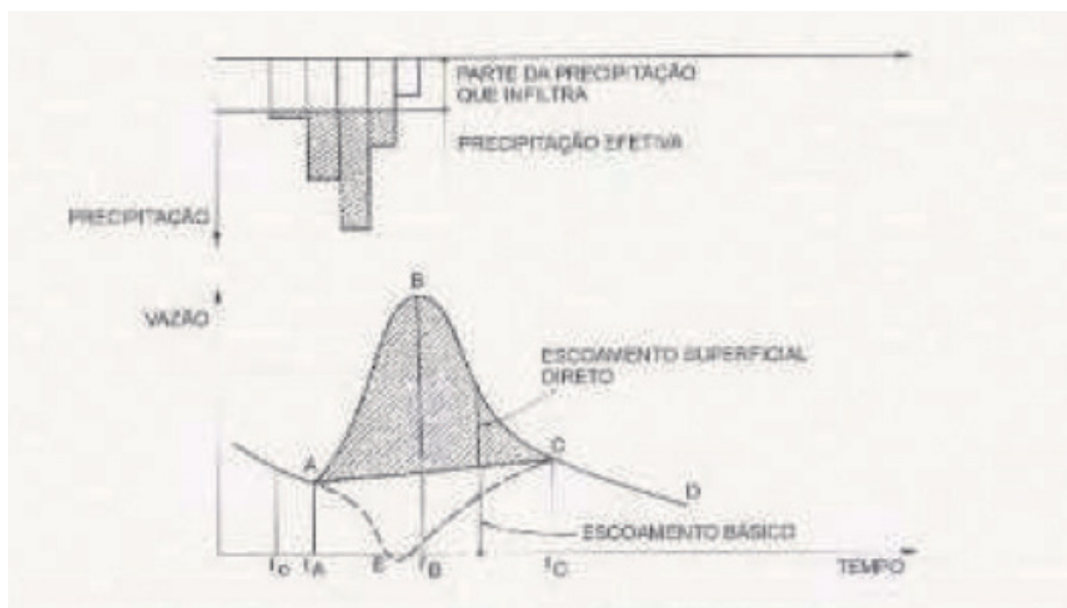


Fig. 1.1 O ciclo hidrológico (Johnson Division, 1972 em Albuquerque Filho, 1995).

O escoamento superficial depende das características hidráulicas dos solos e das rochas, da cobertura vegetal e das estruturas biológicas, assim como da forma da bacia de drenagem, da declividade de sua superfície e do teor da umidade dos seus terrenos. Nas regiões ocupadas pelo homem, deve-se ainda considerar as diversas formas de uso do solo que intensificam ou atenuam o escoamento superficial.

O coeficiente de escoamento superficial ou coeficiente de deflúvio corresponde a razão entre o volume de água de chuva que provocou o deflúvio. Alguns valores típicos de coeficiente de escoamento são apresentados na tabela 1.1.

Características das Bacias	(C%)
Superfícies impermeáveis	90-95
Terreno estéril montanhoso: material rochoso ou geralmente não poroso, com reduzida ou nenhuma vegetação e altas declividades	80-90
Terreno estéril ondulado: material rochoso ou geralmente não poroso, com reduzida ou nenhuma vegetação em relevo ondulado e com declividades moderadas	60-80
Terreno estéril plano: material rochoso ou geralmente não poroso, com reduzida ou nenhuma vegetação e baixas declividades	50-70
Áreas de declividades moderadas (terreno ondulado), grandes porções de gramados, flores silvestres ou bosques, sobre um manto fino de material poroso que cobre o material não poroso	40-65
Matas e florestas de árvores decíduas em terreno de declividades Variadas	35-60
Florestas e matas de árvores de folhagem permanente em terreno de declividades variadas	5-10
Pomares: plantações de árvores frutíferas com áreas abertas cultivadas ou livres de qualquer planta, a não ser gramas	15-40
Terrenos cultivados em plantações de cereais ou legumes, em zonas altas (fora de zonas baixas e várzeas)	15-40
Terrenos cultivados em plantações de cereais ou legumes, localizadas em zonas baixas e várzeas	10-30

Infiltração

A infiltração é a passagem de água da superfície para o interior do terreno. É um processo que depende da disponibilidade da água, da natureza do terreno, do estado de sua superfície, da sua cobertura vegetal e do seu teor de umidade.

A capacidade de infiltração de um solo é definida como sendo a taxa máxima pela qual a água pode ser absorvida pelo solo. Em geral, os solos e as rochas mais permeáveis apresentam maior capacidade de infiltração, favorecendo a rápida percolação da água para o lençol subterrâneo, reduzindo o escoamento superficial direto.

A infiltração influi nas características hidrológicas dos cursos d'água. Os rios permanentes, que apresentam fluxo relativamente constante durante todo ano, mesmo durante os períodos de tempo seco, são mantidos pelas descargas de águas subterrâneas armazenada no aquífero. Aqueles que fluem somente em períodos de chuvas, os denominados rios intermitentes ou periódicos, estão geralmente drenando água que permaneceu na superfície e não se infiltrou, apresentando assim fluxo muito variável, com grandes cheias ou pequenas vazões.

Evapotranspiração

Um outro componente do ciclo hidrológico que é a evapotranspiração, que corresponde à perda de água por evaporação a partir do solo e transpiração das plantas. Os fatores que influenciam a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica podem ser estimados através do balanço hídrico, medindo-se as precipitações na bacia e vazões na seção em estudo.

O Papel da Cobertura Vegetal

A cobertura vegetal tanto pode ser natural, como a vegetação da serra do mar, quanto artificial ou cultural, como as plantações. Entretanto, a vegetação cultural pode ser primitiva, virgem, quando não tocada pelo homem, ou secundária, quando alterada pela ação antrópica.

Em todos os casos, o solo dispõe de uma certa cobertura que exerce uma ação, maior ou menor, contra a ação de intempéries. Entretanto pode-se considerar que as relações de equilíbrio, entre a vegetação primitiva e o solo, adquiridas ao longo de centenas ou mesmo milhares de anos, apontam este tipo de cobertura vegetal como a de maior ação de proteção.

A figura 1.2 apresenta a influência de cobertura vegetal na distribuição da água de chuva pelos fenômenos de interceptação, escoamento pelos troncos e retenção na serrapilheira, a cobertura de restos orgânicos que cobre o solo. A parcela que atinge o solo, ou precipitação terminal, é a que se infiltra. A água retida acima do solo, no edifício e na serrapilheira sofre evaporação, enquanto que, da parcela infiltrada, parte será extraída pelas raízes, através do fenômeno da transpiração e parte poderá atingir o lençol freático.

Prandini et al. (1976, 1982) admitem que o escoamento superficial seja, de fato, desprezível nas condições de florestas densas que a cobertura vegetal também dificulta a penetração profunda na água do maciço. Entretanto, não se deve generalizar tal comportamento, dado que os fatores intervenientes, solo, relevo, substrato geológico, clima, flora, e fauna, são muitos e variáveis, no espaço e no tempo. Assim, o papel da cobertura vegetal, na distribuição das águas fluviais, deve ser estudado, especificamente em cada região.

De qualquer modo, o desmatamento é considerado uma alteração drástica no equilíbrio do balanço hídrico de uma região, proporcionando um aumento significativo do escoamento superficial e da infiltração, já que mais água atinge diretamente o solo. É provável que, com o tempo, infiltração sofra redução, tendo em vista a perda da serrapilheira e dos horizontes superficiais, mais porosos, dos solos, o que acabaria por se refletir num aumento ainda mais notável do escoamento superficial.

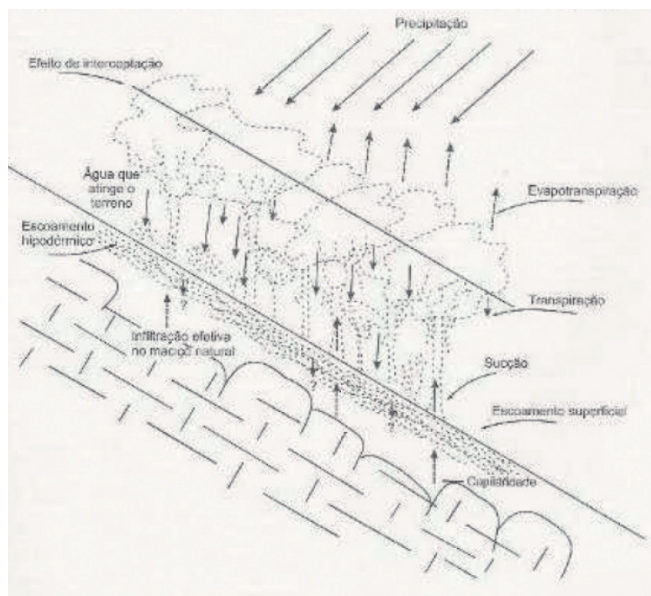


Fig. 1.2 O papel da cobertura vegetal (Prandini et. Al.)

Vazão

Vazão é o volume de água escoado na unidade de tempo, em uma determinada seção do curso d'água. É, geralmente, expressa em metros cúbicos por segundo (m^3/s) ou em litros por segundo (l/s).

Devido ao comportamento sazonal das chuvas, a vazão de um rio é muito variável ao longo do ano, mas também varia de ano para ano.

Chama-se **frequência de uma vazão (Q)**, em uma seção de um curso de água, o número de ocorrências da mesma em um dado intervalo de tempo. Nas aplicações práticas, a frequência é, em geral, expressa em termo de período de **retorno ou período ou tempo de recorrência (T)**: na seção considerada de um rio, ocorrerão valores iguais ou superiores ao valor Q apenas uma vez a cada T anos (Pinto et al. 1973).

A variação das vazões pode ser de tal forma importante que determina períodos em que os rios chegam a secar, caracterizando-os como **rios intermitentes**, como se comportam os rios nas demais regiões, os rios são **permanentes**.

As vazões podem ser classificadas em vazões normais e vazões de cheia. As **vazões normais** são as que escoam comumente no curso da água, enquanto as **vazões de cheias** são as que, ultrapassando um valor limite, excedem a capacidade normal das seções de escoamento dos cursos d'água, configurando as cheias. O fenômeno das cheias pode provocar **inundações**, ou seja, danos mais ou menos importantes à ocupação do solo.

As **vazões normais** e as de **cheia** podem ser referidas a um instante dado ou aos valores máximo, médio ou mínimo de um determinado intervalo de tempo (dia, mês ou ano).

O conhecimento das vazões mínimas, médias (diárias, mensais ou anuais) e máximas é utilizado no dimensionamento dos projetos de irrigação, abastecimento de água potável, navegação, usinas hidrelétricas, na determinação de volume útil de um reservatório a ser construído em um curso d'água e no dimensionamento de obras hidráulicas, tais como vertedouros de barragens, obras contra inundações, etc. (Uehara et al., 1979, 1980).

As vazões estão relacionadas às formas das calhas dos rios, função do regime fluvial. A probabilidade de uma determinada cheia ocorrer (P) ou ser ultrapassada num ano qualquer é o inverso do tempo de recorrência (T):

$$P = \frac{1}{T} \quad (1.1)$$

E a de não Ocorrer (p) é

$$p = 1 - P \quad (1.2)$$

Para um período de n anos a probabilidade (J) de que uma cheia seja igualada ou ultrapassada é de (Pinto et al., 1973):

$$J = 1 - p \quad (1.3)$$

Considerando-se as equações 7.1 e 7.2, esta probabilidade J, em relação ao tempo de recorrência T, será de:

$$J = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad (1.4)$$

O nível de risco admissível para determinado projeto é definido então como a probabilidade de ocorrência de uma determinada cheia, durante a vida útil do projeto (n anos).

Vários métodos empíricos são utilizados na previsão de vazões de cheia, podendo-se citar os métodos Racional, do Hidrograma Unitário do Soil Conservation Service, de Clark, etc. O método Racional só serve para bacias bem pequenas (inferiores a 1,5 km²), sendo muito útil para o dimensionamento de pequenas galerias de águas pluviais.

A correlação entre o nível d'água do rio e a vazão correspondente, em uma determinada seção de medida, é denominada curva-chave ou curva cotadescarga. A **curva-chave** fornece o hidrograma de um determinado rio em uma determinada seção.

O **Hidrograma** é o gráfico de vazões em função do tempo. O gráfico das leituras de níveis d'água em função do tempo denomina-se **fluviograma**. Com a ajuda da curva chave pode se transformar o fluviograma em hidrograma. O **hietograma** é o gráfico da altura da precipitação pluviométrica em função do tempo (figura 7.3). A integral de um hidrograma corresponde ao **diagrama de massas**. Esse diagrama possibilita o cálculo do volume de um reservatório, para uma retirada constante ou não (Villela e Mattos, 1975).

Para se utilizar os inúmeros modelos de transformação chuva-vazão, atualmente disponíveis, é importante definir valores de parâmetros que possam representar as características físicas e funcionais da bacia hidrográfica.

Bacias Hidrográficas

Bacia hidrográfica ou **bacia de drenagem** de um rio até a seção considerada, ou exutório, é a área de drenagem que contém o conjunto de cursos d'água que convergem para esse rio, até a seção considerada, sendo, portanto, limitada em superfície montante, pelos **divisores de água**, que correspondem aos pontos mais elevados do terreno e que separam bacias adjacentes. O conjunto de curso d'água, denominada **rede de drenagem**, está estruturado, com todos seus canais, para conduzir a água e os detritos que lhe são fornecidos pelos terrenos da bacia de drenagem.

A quantidade de água que atinge os rios está na dependência das características físicas de sua bacia hidrográfica, da precipitação total e de seu regime, bem como das perdas devidas à evapotranspiração e à infiltração.

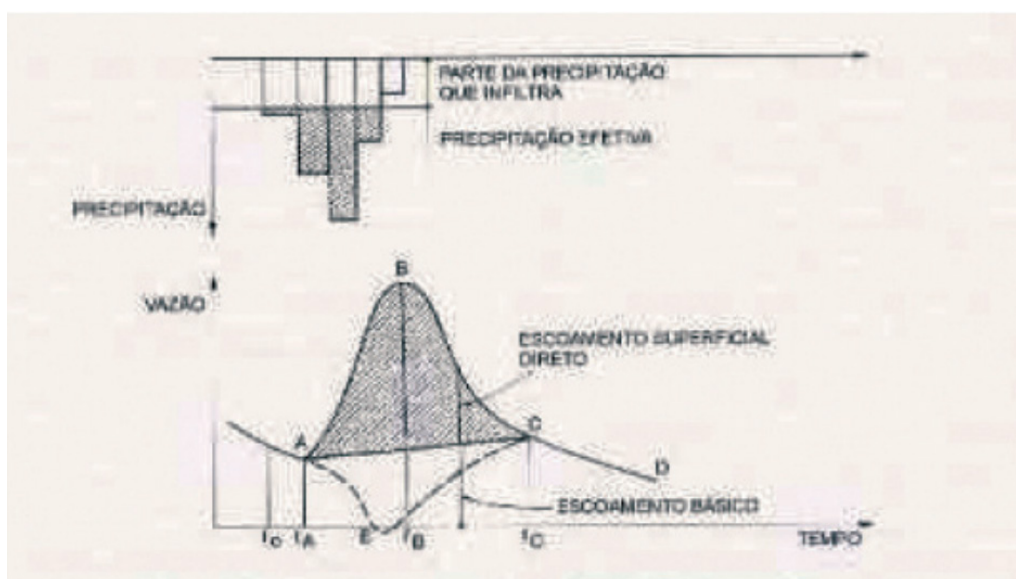


Fig. 1.3 Hietograma e Hidrograma (Villela e Mattos, 1975)

Características Morfológicas

Várias características morfológicas de uma bacia podem ser mensuradas. Aqui são apresentadas algumas medidas de forma, de relevo e de padrão de drenagem (Christofolotti, 1988).

Forma

A forma superficial de uma bacia hidrográfica é importante devido ao tempo de concentração, devido como o tempo, a partir do início da precipitação, que uma gota d'água de chuva leva para percorrer a distância entre o ponto mais afastado da bacia e o seu exutório.

Existem vários índices utilizados para determinar a forma de bacias, procurando relacioná-las com formas geométricas conhecidas e que, entre outras coisas, são indicativos de uma maior ou menos tendência para a ocorrência de enchentes destas bacias: coeficiente de compacidade e fator de forma.

- **Coeficiente de compacidade (K_c):** é a relação entre o perímetro da bacia (P , em km) e a área (A , em km^2) de um círculo com a área igual a da bacia.

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1,5)$$

Este coeficiente é um número adimensional que varia com a forma de bacia, independentemente do seu tamanho; quanto mais irregular for a bacia, tanto maior será o coeficiente de compacidade. Um coeficiente igual à unidade corresponderia a uma bacia circular. Quanto mais próximo da unidade for o valor desse coeficiente, mais acentuada será a tendência para maiores enchentes.

- **Fator de forma (K_f):** é a relação entre a largura média e o comprimento axial da bacia. A largura média é obtida pela divisão da área da bacia (A , em km^2) pelo seu comprimento (L , em km). O comprimento da bacia corresponde à extensão do curso d'água mais longo, desde a desembocadura até a cabeceira mais distante da bacia.

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (1.6)$$

Uma bacia com um fator de forma baixo (por exemplo, estreita e longa) é menos sujeita a enchentes que outra de mesmo tamanho porém com maior fator de forma (por exemplo, circular).

Relevo

O relevo de uma bacia hidrográfica e, principalmente, a declividade dos seus terrenos, exerce grande influência sobre a velocidade do escoamento superficial, afetando, portanto, o tempo em que água da chuva leva para concentrar-se nos leitos fluviais, constituintes da rede de drenagem das bacias.

O conhecimento de declividade e das curvas hipsométricas da bacia são úteis para o seu zoneamento quanto ao uso e ocupação do solo, estudo dos processos erosivos, etc.

A curva hipsométrica é a representação gráfica do relevo médio de uma bacia e constitui o estudo da variação da elevação dos vários terrenos da bacia, com referência ao nível do mar.

A organização espacial dos rios é influenciada e controlada pelas características geomorfológicas e estruturas geológicas de bacia de drenagem. As altitudes das camadas, bem como outras estruturas geológicas, influem tanto na topografia e forma de bacia, como também no padrão da drenagem.

Padrão De Drenagem

O padrão de drenagem constitui o arranjo, em planta, dos rios e cursos d'água dentro de uma bacia hidrográfica. O conhecimento das ramificações e do desenvolvimento do sistema de drenagem permite avaliar a velocidade com que a água deixa a bacia hidrográfica.

Na análise da rede de drenagem costuma-se hierarquizar os curso d'água de uma bacia, desde os afluentes menores, de cabeceira, até o curso principal. Uma das classificações mais utilizadas é a do Horton (Christofeletti, 1988): os cursos d'água da primeira ordem, de cabeceira, são os que não recebem afluentes; os de segunda ordem só recebem afluentes da primeira ordem; os de terceira recebem o de segunda, e assim sucessivamente.

Os padrões de drenagem são indicativos da permeabilidade relativa do terreno e dos controles exercidos pelas estruturas e pelos tipos de rocha pela infiltração e os movimentos da água subterrânea. Conhecendo-se a tipologia dos padrões, pode-se fazer algumas interpretações sobre a natureza dos terrenos, a disposição das camadas, as linhas de falhamento e os processos fluviais e climáticos predominantes.

A densidade da drenagem constitui um dos parâmetros mais simples que representam os padrões de uma bacia, sendo definida por:

$$d = \frac{\sum l}{A}$$

Sistemas de Classificação dos Rios

Podem ser consideradas duas classificações, uma genética e uma geométrica.

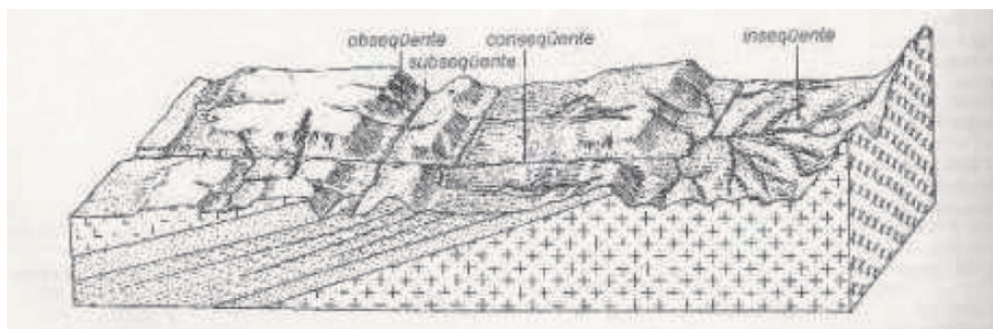


Fig. 1.4 Classificação genética baseada na disposição dos rios em relação à atitude das camadas geológicas (Suguio e Bigarella 1990)

Classificação Genética

Com base na sua disposição em relação a sua altitude das camadas geológicas, os rios podem ser classificados, conforme mostra a figura 1.4, em:

- Rios consequentes: são aqueles cujo curso foi determinado pela declividade do terreno, coincidindo em geral, com o mergulho das camadas geológicas. Estes rios formam cursos retilíneos e paralelos, podendo-se citar, como exemplos, os rios Tietê, Paranapanema e Iguaçu, na Bacia do Paraná;
- Rios subsequentes: são os rios cujo sentido de fluxo é controlado pela estrutura rochosa, acompanhado sempre zonas de franqueza, tais como falhas, diclasamento, rochas menos resistentes, etc. Geralmente são perpendiculares aos rios consequentes;
- Rios obsequentes: são os rios que correm em sentido inverso ao mergulho regional das camadas geológicas, isto é, em sentido oposto aos rios consequentes. Em geral, possuem pequena extensão, descendo de escarpas e terminando nos rios subsequentes;

- Rios inseqüentes: são aqueles que não apresentam qualquer controle geológico e estrutural visível na disposição espacial da drenagem e, por esta razão, tais rios tendem a se desenvolver sobre rochas homogêneas, representadas tanto por sedimentos horizontais, como por rochas ígneas.

Classificação Geométrica

Com base no critério geométrico da disposição espacial dos rios e seus afluentes, sem qualquer conotação genética, os tipos fundamentais dos padrões de drenagem e suas ocorrências podem ser classificadas, conforme mostra a figura 1.5, em:

- Drenagem dendrítica ou absorvente: ocorre tipicamente sobre rochas de resistência uniforme ou em rochas estratificadas horizontais.

Os rios que constituem este padrão de drenagem confluem em ângulos relativamente agudo, o que permite identificar o sentido geral da drenagem, pela observação do prolongamento da confluência.

- Drenagem regular: este padrão de drenagem é consequência do controle estrutural exercido pelas falhas ou sistemas de diclasamento. Encontra-se nas regiões onde diaclases ou falhas cruzam-se em ângulo reto.
- Drenagem paralela: caracteriza áreas onde há presença de vertentes com declividades acentuadas ou onde existam controles estruturais. O padrão de drenagem paralela revela a presença de declividade unidirecional, constituída por camadas resistentes de inclinação uniforme;
- Drenagem radial: pode ser do tipo centrífuga, quando os rios divergem a partir de um centro mais elevado, como os padrões de drenagem desenvolvidos em áreas de domos, cones vulcânicos, relevos residuais situados acima do nível geral da superfície de erosão, morros isolados, etc. e do tipo centrípeto, onde os rios convergem para um ponto central mais baixo, como as drenagens de crateras vulcânicas, depressões topográficas, etc.
- Drenagem anelar: é típica de áreas dômicas profundamente entalhadas em estruturas formadas por camadas moles e duras.

Além destes padrões, apresentados na figura 1.5, há a drenagem irregular que ocorre em áreas de soerguimento ou sedimentação recentes, nas quais a drenagem ainda não alcançou um padrão definido.

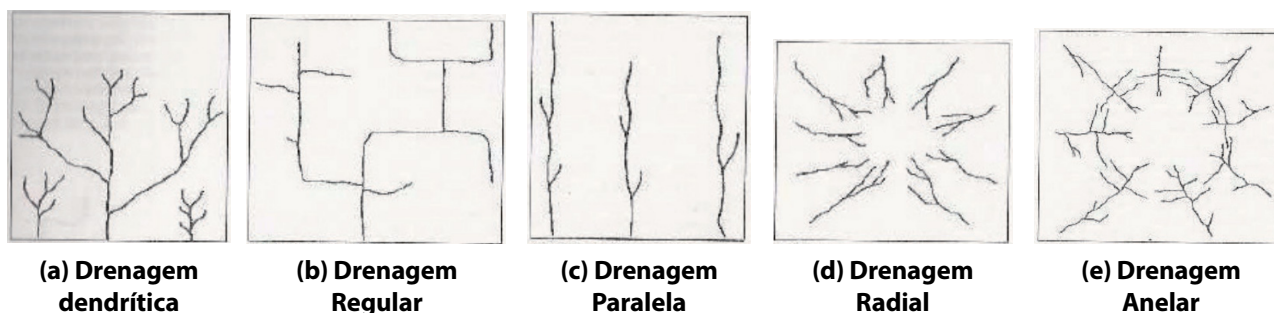


Fig. 1.5 Classificação geométrica da disposição espacial dos rios e seus afluentes

Dinâmica Fluvial

Uma corrente encontra-se em equilíbrio fluvial quando não se verifica, em qualquer ponto de seu curso, erosão ou deposição de material. O perfil de equilíbrio de um rio é influenciado por muitos fatores, como volume e carga da corrente, tamanho peso de carga, declividade, etc. Nos pontos em que a velocidade aumenta, ocorre erosão. Já, onde há decréscimo de velocidade, tem lugar a sedimentação.

A velocidade das águas de um rio depende basicamente da declividade, do volume das águas, da forma da seção e da rugosidade do leito. Qualquer alteração destas variáveis modifica a velocidade das águas e, conseqüentemente, as condições de transporte, deposição ou erosão (Christofolletti, 1988).

Erosão, Transporte e Deposição de Sedimentos

Erosão, transporte e deposição de sedimentos são processos interdependentes, que se alteram, com o tempo, de acordo com a velocidade do fluxo da água e da carga existente.

Se a energia disponível para o transporte de carga sólida for suficiente, o leito do rio mantém-se em condições estáveis. Se existir um excedente de energia, esta será usada para erodir os lados e o fundo do canal, bem como transportar o material sólido que lhe é fornecido, contribuindo para um aumento de carga para jusante. Se a energia for menor do que aquela capaz de transportar toda carga, parte será depositada, diminuindo o total da carga. O trabalho total de um rio é medido pela quantidade de material que ele é capaz de erodir, transportar e depositar.

Erosão Fluvial

A erosão fluvial é realizada pelo processo de abrasão, corrosão e cavitação. As águas correntes provocam erosão não só pelo impacto hidráulico, mas também por ações abrasivas e corrosivas.

Na abrasão, o impacto das partículas carregadas pelas águas, sobre as rochas e outras partículas, provoca um desgaste pelo atrito mecânico. Já a corrosão compreende todo e qualquer processo de reação química que se verifica entre a água e as rochas que estão em contato, resultando na dissolução de material solúvel pela percolação da água. A cavitação ocorre somente sob condições da alta velocidade da água, quando as variações de pressão, sobre as paredes do canal fluvial, facilitam a fragmentação das rochas. É um fenômeno que se manifesta em vertedouros de barragens e outra obras hidráulicas onde a velocidade de água é elevada.

Transporte e Deposição de Sedimentos

Durante o processo de transporte de partículas pelas águas correntes, elas podem se depositar de forma diferenciada, dependendo de sua granulometria, forma e densidade, fenômeno conhecido por transporte seletivo. Para uma determinada granulometria, sabe-se que as esferas decantam mais rapidamente do que os discos, bem como os minerais pesados assentam-se antes dos minerais leves. Dessa forma, as partículas mais achatadas e mais leves são favorecidas pelo processo de transporte em suspensão. Por outro lado, durante o transporte por arraste ou tração pelo fundo, as esferas rolam mais facilmente e vão deixando para trás as partículas mais achatadas.

O transporte dos sedimentos pelas correntes fluviais pode, portanto, ser agrupado nas três categorias seguintes (Carvalho, 1994).

- Transporte por arraste: relaciona-se aos esforços tangenciais ao longo do fundo da corrente, provocados pela água em movimento, cujo efeito é reforçado pelas forças ascensionais devidas ao fluxo turbulento. O transporte por arraste ou por tração é também função da

forma, tamanho e densidade das partículas que constituem a carga. Quando as condições de fluxos são alteradas, por uma redução na velocidade média da corrente ou da intensidade de turbulência, as partículas maiores, mais densas e de menor esfericidade são deixadas para trás. O movimento das partículas por arraste, pelo fato de está restrito ao leito fluvial, é mais limitado e sensível às condições de variação da velocidade e de turbulência do que o transporte por suspensão;

- Transporte por suspensão: ocorre quando a intensidade de turbulência é maior que a velocidade de deposição das partículas movimentadas pelos esforços tangenciais e pelas forças de ascensão. Neste caso, as partículas são carregadas de forma completamente independente do leito fluvial.
- Transporte por saltação: o deslocamento das partículas ao longo do leito fluvial se dá por uma série de saltos curtos. O movimento por saltação pode ser considerado como uma fase intermediária entre o transporte por tração e por suspensão. As partículas, que não são suficientemente grande para se manterem sobre o leito, sofrendo arraste, suficientemente pequenas para serem transportadas em suspensão, podem ser momentaneamente levantadas, movendo-se para diante, em uma série de saltos e avanços sucessivos.

Uma vez indica a movimentação de uma partícula, os processos envolvidos no seu transporte e deposição, dependem fundamentalmente de sua velocidade de decantação. Esta depende dos fatores inerentes à partícula em decantação, tais como tamanho, forma e peso específico, além de fatores ligados ao meio fluido como, por exemplo, viscosidade, peso específico, etc.

Morfologia Fluvial

Como resultado do ajuste do seu canal a seção transversal, os rios podem adquirir várias formas, em função da carga sedimentar transportada, descarga líquida e declividade do canal. As formas são geralmente descritas como retilínea anastomosada ou meandante (figura 1.6) e todas podem ocorrer associadas com uma mesma bacia de drenagem.

- Canais retilíneos: possuem sinuosidade desprezível em relação a largura, caracterizando-se pelo baixo volume de carga de fundo, alto volume de carga suspensa e declividade acentuada baixa. A erosão ocorre ao longo das margens mais profundas e a deposição nas barras dos sedimentos. Desenvolveram-se em planícies deltaicas de deltas construtivos, sendo de ocorrência relativamente pouco frequente na natureza;
- Canais anastomosados: caracterizam-se por sucessivas ramificações e posteriores reencontros de seus corpos, separando ilhas assimétricas de barras arenosas. Apresentam canais largos, não muito profundo, rápido transporte de sedimentos e contínuas migrações laterais, associadas às flutuações na vazão líquidas (descarga) dos rios. Apresentam grande volume de carga de fundo e desenvolvem-se, normalmente, associadas a leques aluviais, leques deltaicos, ambientes semi-áridos e planícies de lavagem de depósito glaciais;
- Canais meandantes: são canais sinuosos, constituindo um padrão característico de rios com gradiente moderadamente baixo, cujas cargas em suspensão e de fundo encontra-se em quantidades mais ou menos equivalentes. Caracterizam-se por fluxo contínuo e regular, possuindo, em geral, um único canal que transborda as suas águas no período das chuvas. Os canais meandantes possuem competência e capacidade de transporte mais baixas e uniformes do que os canais anastomosados, transportando materiais de granulometria mais fina e mais selecionada. São comuns a quase todos os setores de planícies fluviais de regiões tropicais e subtropicais úmidas. No Brasil ocorrem vários modelos regionais de drenagem meândrica, como do médio Vale do Rio Paraíba do Sul, o do Pantanal mato-grossense e do Amazonas.

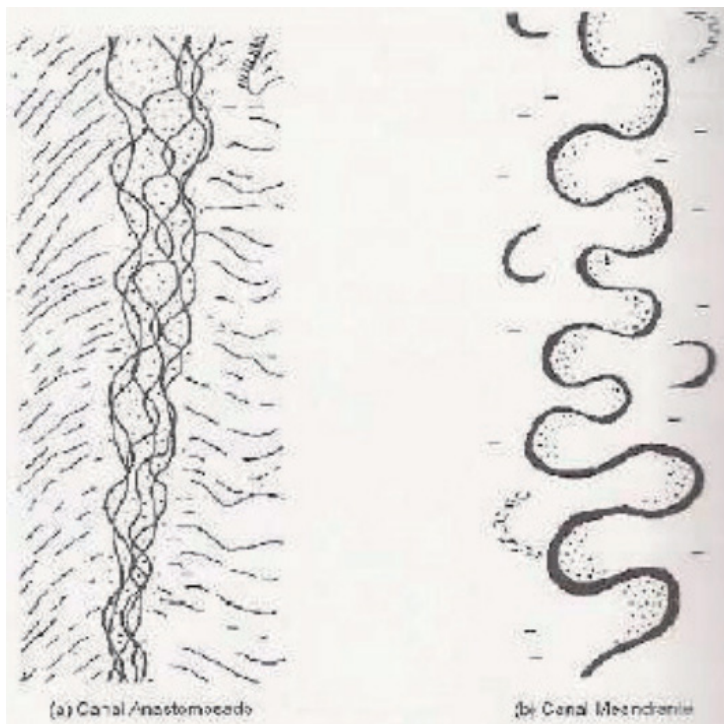


Fig. 1.6 Canal anastomosado (a) e meandrante (b) (Ab'Saber. 1975).

Leito dos Rios

Os tipos de leitos fluviais, menor e maior, estão associados aos regimes dos rios, cujo comportamento determina a frequência e intensidade das cheias, importantes para a manifestação de fenômenos inundações.

Perfil Longitudinal

O perfil longitudinal de um rio indica sua declividade ou gradiente, constituindo-se na representação visual da relação entre a diferença total de elevação do seu leito e a extensão horizontal (comprimento) de seu curso d'água para os diversos pontos situados entre a nascente e a foz.

A velocidade de escoamento de um rio depende da declividade dos canais fluviais: quanto maior a declividade, maior a velocidade de escoamento.

A inclinação do perfil de uma drenagem é determinada pelas condições impostas a partir de montante e pelo seu nível de base de jusante. Nível de base de um rio é o ponto mais baixo a que o rio pode chegar, sem prejudicar o escoamento de suas águas. Corresponde ao ponto, abaixo do qual, a erosão pelas águas correntes não pode atuar. O nível de base geral de todos os rios é o nível do mar em que suas águas chegam.

O perfil longitudinal, em toda sua extensão, resulta do trabalho que o rio executa para manter o equilíbrio entre a capacidade e a competência de um lado, com a quantidade e a granulometria da carga detrítica, de outro. O perfil longitudinal é elaborado, de forma progressiva, da foz para montante, através de processos erosivos remontantes.

O perfil longitudinal de equilíbrio da corrente apresenta forma côncava contínua, com declividade suficiente para transportar a carga do rio. As declividades do perfil são maiores em direção às cabeceiras e seus valores cada vez mais suaves à medida que o rio se aproxima da foz.

O Movimento de Água no Sistema Terra- Ciclo Hidrológico

Reservatório	Volume (km ³ x 10 ⁶)	Volume %	Tempo médio de permanência
Oceanos	1.370	94	4.000 anos
Geleiras e Capas de gelo	30	2	10 – 1.000 anos
Águas Subterrâneas	60	4	2 semanas a 10.000 anos
Lagos, rios, pântanos e reservatórios artificiais	0,2	<0,01	2 semanas a 10 anos
Umidade nos Solos	0,07	<0,01	2 semanas a 1 ano
Biosfera	0,0006	<0,01	1 semana
Atmosfera	0,0130	<0,01	~10 dias

Tabela 1.1 Distribuição de água nos principais reservatórios naturais. A água doce líquida disponível na terra corresponde praticamente à água subterrânea.

Parte da precipitação retorna para a atmosfera por evaporação direta durante seu percurso em direção à superfície terrestre. Esta fração evaporada na atmosfera soma-se ao vapor de água formado sobre o solo e aquele liberado pela atividade biológica de organismos, principalmente as plantas, através da respiração. Esta soma de processos é denominada evapotranspiração, na qual a evaporação direta é causada pela radiação solar e vento, enquanto a transpiração depende da vegetação. A evapotranspiração em áreas florestadas de clima quente é úmido devolve à atmosfera até 70% da precipitação. Em ambientes glaciais o retorno da água para a atmosfera ocorre pela sublimação do gelo, na qual a água passa diretamente do estado sólido para gasoso, pela ação do vento.

Em regiões florestadas, uma parcela de precipitação pode ser retida sobre folhas e caules, sofrendo evaporação posteriormente. Este processo é a interceptação. Com a movimentação das folhas pelo vento, parte da água retida continua seu trajeto para o solo. A interceptação, portanto, diminui o impacto das gotas de chuva sobre o solo, reduzindo sua ação erosiva.

Uma vez atingindo o solo, dois caminhos podem ser seguidos pela gotícula de água. O primeiro é a infiltração que depende principalmente das características do material de cobertura da superfície. A água de infiltração, guiada pela força gravitacional, tende a preencher os vazios no subsolo, seguindo em profundidade, onde abastece o corpo de água subterrânea. A segunda possibilidade ocorre quando a capacidade de absorção de água pela superfície é superada e o excesso de água inicia o escoamento superficial, impulsionado pela gravidade para zonas mais baixas. Este escoamento iniciase através de pequenos filetes de água, efêmeros e disseminados pela superfície do solo, que convergem para os córregos e rios, constituindo a rede de drenagem.

O escoamento superficial, com raras exceções, tem como destino final os oceanos. É bom lembrar ainda que parte da água de infiltração retorna à superfície através de nascentes, alimentando o escoamento superficial ou, através de rotas de fluxo mais profundas e lentas, reaparece diretamente nos oceanos.

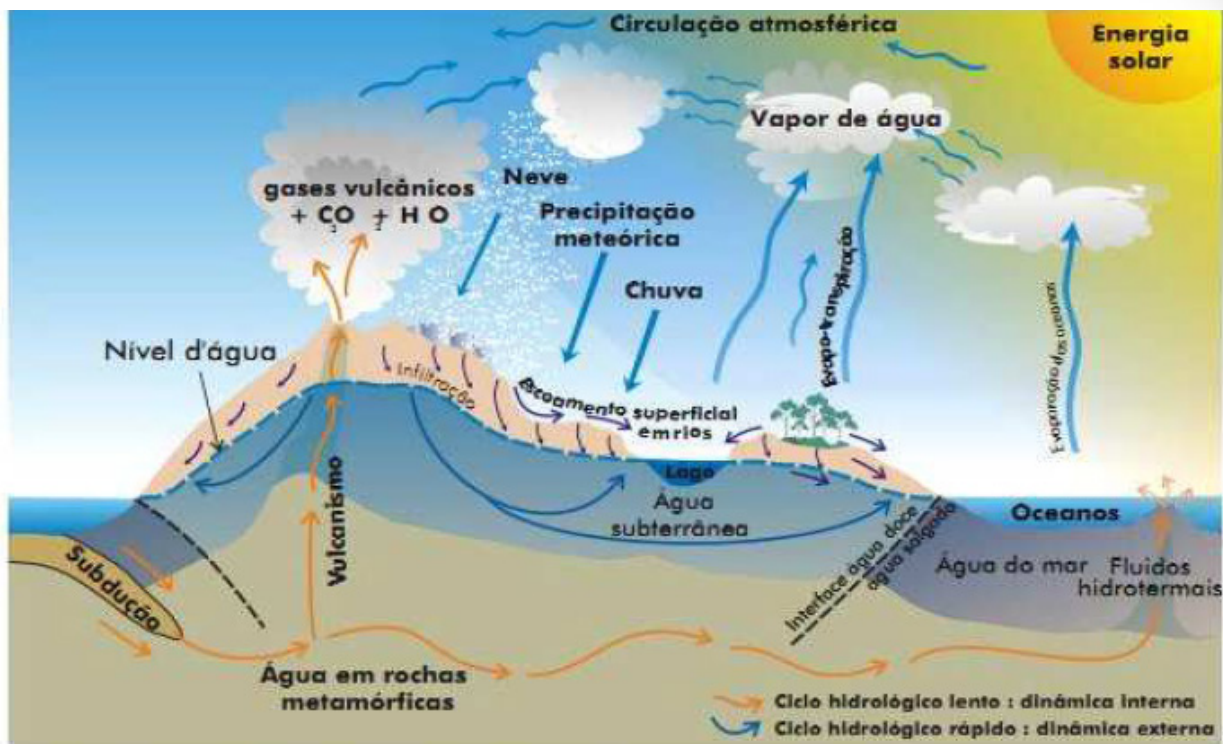


Fig. 1.1 O ciclo Hidrológico

Durante o trajeto geral o escoamento superficial nas áreas das emergências e, principalmente na superfície dos oceanos, ocorre a evaporação, realimentando o vapor de água atmosférico, completando assim o ciclo hidrológico. Estima-se que os oceanos contribuem com 85% do total anual evaporado e os continentes com 15% por evapotranspiração.

Formação e Consumo de Água no Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico pode ser comparado a uma grande máquina de reciclagem da água, na qual operam processos tanto de transferência entre os reservatórios como de transformação entre os estados gasosos, líquido e sólido. Processos de consumo e formação de água interferem neste ciclo, em relativo equilíbrio através do tempo geológico, mantendo o volume geral de água constante no Sistema Terra. Há, portanto, um balanço entre a geração de água juvenil e consumo de água por dissociação e sua incorporação em rochas sedimentares.

Considerando o tempo geológico, o ciclo hidrológico pode ser subdividido em dois subciclos: o primeiro opera a curto prazo envolvendo a dinâmica externa da Terra (movido pela energia solar e gravitacional); o segundo, de longo prazo, é movimentado pela dinâmica interna (tectônica de placas), onde a água participa do ciclo das rochas (Fig. 1.1).

No ciclo “rápido”, a água é consumida nas reações fotoquímicas (fotossíntese) onde é retida principalmente na produção de biomassa vegetal (celulose e açúcar). Com a reação contrária à fotossíntese, a respiração, esta água retorna ao ciclo.

No ciclo “lento” o consumo de água ocorre no intemperismo químico através das reações de hidrólise e na formação de rochas sedimentares e metamórficas com a formação de minerais hidratados. A produção de água juvenil pela atividade vulcânica representa o retorno desta água ao ciclo rápido.

Balanço Hídrico e Bacias Hidrográficas

O ciclo hidrológico tem uma aplicação prática no estudo de recursos hídricos que visa avaliar e monitorar a quantidade de água disponível na superfície da terra. A unidade geográfica para esses estudos é a bacia hidrográfica, definida como uma área de captação da água de precipitação, demarcada por divisores topográficos, onde toda água captada converge para um único ponto de saída, o exutório (Fig. 1.2).

A bacia hidrográfica é um sistema físico onde podemos quantificar o ciclo da água. Esta análise quantitativa é feita pela equação geral do balanço hídrico, expressão básica de Hidrologia.

$$P - E - Q (+/- \Delta S) = 0$$

Nesta equação, P corresponde ao volume de água precipitado sobre a área da bacia, E o volume que voltou à atmosfera por evaporação e transpiração, e Q ao volume total de água escoado pela bacia, durante um intervalo de tempo. Este escoamento total (Q) representa a “produção” de água pela bacia, medida pela vazão no exutório durante o período de monitoramento. O termo ΔS refere-se a variações positivas e negativas devido ao armazenamento no interior da bacia. Este armazenamento ocorre na forma de água retida nas formações geológicas do subsolo, cujo fluxo é muito mais lento que o do escoamento superficial direto. Considerando-se períodos de monitoramento mais longos (ciclos anuais), as diferenças positivas e negativas de armazenamento tendem a se anular.

Os valores positivos ocorrem quando o escoamento total da bacia é alimentado pela água subterrânea (períodos de estiagem), enquanto os negativos refletem períodos de recarga (épocas de chuvas), quando parte da precipitação sofre infiltração, realimentando a água subterrânea, em vez de escoar diretamente da bacia. Portanto, para um ciclo hidrológico completo da bacia, é possível resumir a equação geral do balanço hídrico para:

$$P = E + Q$$

Onde Q (vazão total da bacia) representa a soma de escoamento superficial direto com o escoamento da bacia suprido pela água subterrânea e E a água perdida por evapotranspiração.

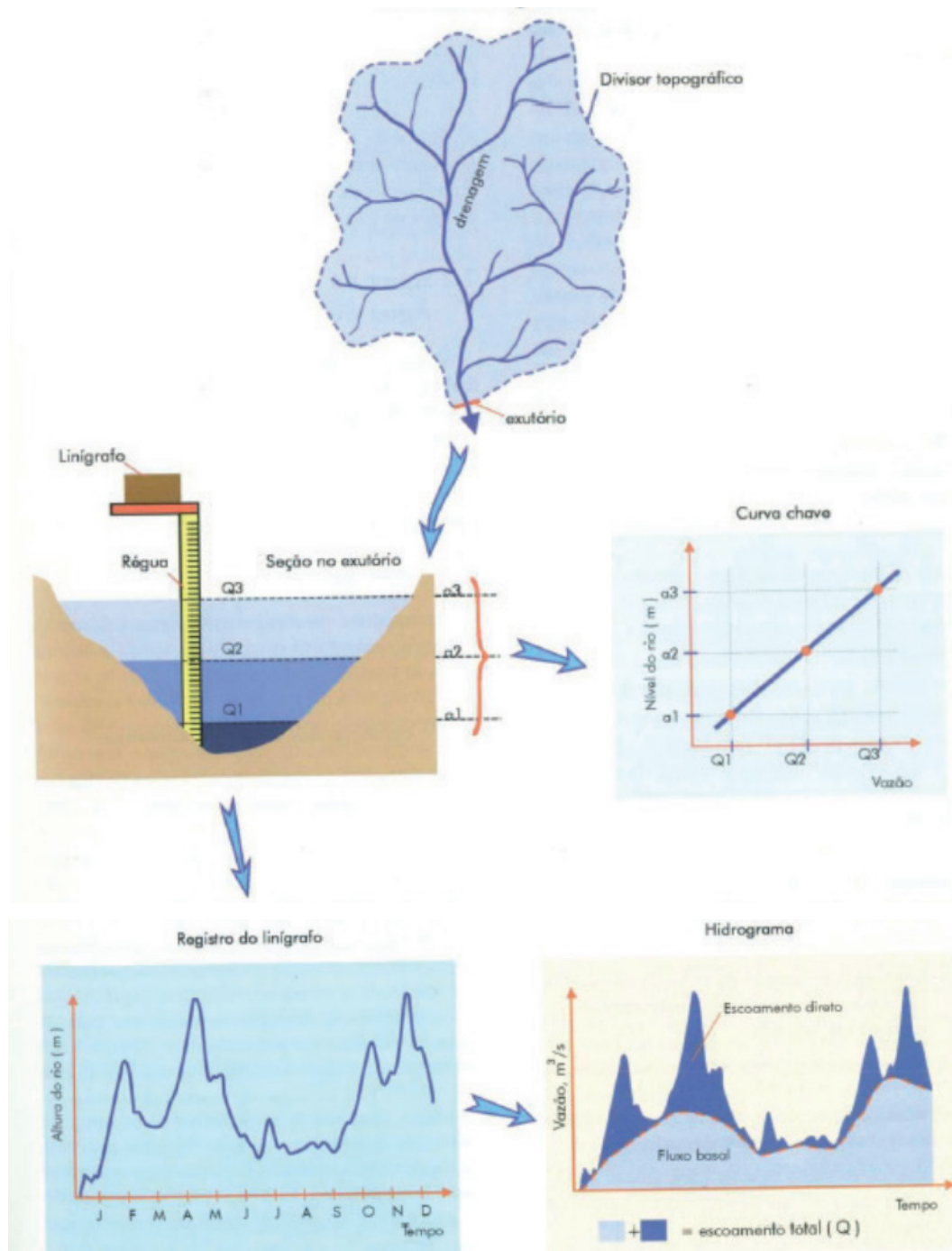


Fig. 1.2 Elementos de uma bacia hidrográfica e obtenção do hidrograma. O fluxo basal no hidrograma representa a água do rio proveniente da água subterrânea, enquanto o escoamento direto corresponde à água superficial em resposta a eventos de chuva.

Na maioria das bacias hidrográficas a saída do escoamento total (Q) é através de um rio principal que coleta toda a água produzida pela bacia. A medição de Q constitui um dos objetivos principais da hidrologia de bacias. Baseia-se na construção de um hidrograma, que expressa a variação da vazão em função do tempo (Fig. 1.2), envolvendo as seguintes etapas:

1. Medição de diferentes vazões do rio ao longo do ano para obter a curva chave que relaciona a altura com a vazão do rio.
2. Obtenção do traçado da variação do nível do rio ao longo do período de monitoramento por meio de um linígrafo.

3. Transformação do registro da variação do nível do rio em curva de vazão (hidrograma), pela substituição de cada ponto de altura do rio pelo seu correspondente valor de vazão.
4. Cálculo da vazão total da bacia através da área sob a curva do hidrograma ($m^3/s \times \text{tempo}$, em segundos = volume total).

O hidrograma é a base para estudos hidrológicos de bacias visando, por exemplo, o abastecimento de água ou sem aproveitamento hidroelétrico. Permite lisar o comportamento das bacias, identificando períodos de vazão baixa e alta, auxiliando na previsão de enchentes e estiagens, assim como períodos e volumes de recarga da água subterrânea. Através da identificação, no hidrograma, dos componentes de escoamento direto e fluxo basal, é possível avaliar a contribuição da água subterrânea na produção total de água de bacia (Fig 1.2).

Água no Subsolo

Água Subterrânea

Trataremos agora da fração de água que sofre infiltração, acompanhando seu caminho pelo subsolo, onde a força gravitacional e as características dos materiais presentes irão controlar o armazenamento e o movimento das águas. De maneira simplificada, toda água que ocupa vazios em formações rochosas ou no regolito é classificada como água subterrânea.

Infiltração

Infiltração é o processo mais importante de recarga da água no subsolo. O volume e a velocidade de infiltração dependem de vários fatores.

Tipo e Condição dos Materiais Terrestres

A infiltração é favorecida pela presença de materiais porosos e permeáveis, como solos e sedimentos arenosos. Rochas expostas muito fraturadas ou porosas também permitem a infiltração de águas superficiais. Por outro lado, materiais argilosos e rochas cristalinas pouco fraturadas, por exemplo, corpos ígneos plutônicos e rochas metamórficas como granitos e gnaisses, são desfavoráveis à infiltração. Espessas coberturas de solo (ou material inconsolidado) exercem um importante papel no controle de infiltração, retendo temporariamente parte da água de infiltração que posteriormente é liberada lentamente para a rocha subjacente. A quantidade de água transmitida pelo solo depende de uma característica importante, chamada de capacidade de campo, que corresponde ao volume de água absorvido pelo solo, antes de atingir a saturação, e que não sofre movimento para níveis inferiores. Este parâmetro influencia diretamente a infiltração, pois representa um volume de água que participa do solo mas que não contribui com a recarga da água subterrânea, sendo aproveitada somente pela vegetação.

Cobertura Vegetal

Em áreas vegetadas a infiltração é favorecida pelas raízes que abrem caminho para a água descendente no solo. A cobertura florestal também exerce importante função no retardamento de parte da água que atinge o solo, através da interceptação, sendo o excesso lentamente liberado para a superfície do solo por gotejamento. Por outro lado, nos ambientes densamente florestados, cerca de 1/3 da precipitação interceptada sofre evaporação antes de atingir o solo.

Topografia

De modo geral declives acentuados favorecem o escoamento superficial direto, diminuindo a infiltração.

Superfícies suavemente onduladas permitem o escoamento superficial menos veloz, aumentando a possibilidade de infiltração.

Precipitação

O modo como o total da precipitação é distribuído ao longo do ano é um fator decisivo no volume de recarga da água subterrânea, em qualquer tipo de terreno. Chuvas regularmente distribuídas ao longo do tempo promovem uma infiltração maior pois, desta maneira, a velocidade de infiltração acompanha o volume de precipitação. Ao contrário, chuvas torrenciais favorecem o escoamento superficial direto, pois a taxa de infiltração é inferior ao grande volume de água precipitada em curto intervalo de tempo.

Ocupação do solo

O avanço da urbanização e a devastação da vegetação influenciam significativamente a quantidade de água infiltrada em adensamento populacionais e zonas de intenso uso agropecuário. Nas áreas urbanas, as construções e pavimentação impedem a infiltração, causando efeitos catastróficos devido ao aumento do escoamento superficial e redução na recarga da água subterrânea. Nas áreas rurais, a infiltração sofre redução pelo desmatamento em geral, pela exposição de vertentes através de plantações sem terraceamento, e pela compactação dos solos causada pelo pisoteamento de animais, como em extensivas áreas de criação de gado.

Um fato curioso é a situação em grandes centros urbanos, como São Paulo, onde se detectou uma recarga significativa da água subterrânea por vazamentos da rede de abastecimento.

Distribuição e Movimento da Água no Subsolo

O conceito de superfície freática ou nível d'água

Além da força gravitacional e das características dos solos, sedimentos e rochas, o movimento da água no subsolo é controlado também pela força de atração molecular e tensão superficial. A atração molecular age quando moléculas de água são presas na superfície de argilominerais por atração de cargas opostas, pois a molécula de água é polar. Este fenômeno ocorre principalmente nos primeiros metros de profundidade, no solo ou regolitos, rico em argilominerais. A tensão superficial tem efeito nos interstícios muito pequenos, onde a água fica presa nas paredes dos poros, podendo ter movimento ascendente, contra a gravidade, por capilaridade. A absorção de água em argilominerais e nos capilares dificulta seu movimento nas proximidades da superfície, reduzindo sua evaporação e infiltração. Assim, conforme o tamanho do poro, a água pode ser hidróscópica (absorvida) e praticamente imóvel, capilar quando sofre ação da tensão superficial movendo-se lentamente ou gravitacional (livre) em poros maiores, que permitem movimento mais rápido.

O limite inferior da percolação de água é dado quando as rochas não admitem mais espaços abertos (poros) devido a pressão da pilha de rochas sobrejacentes. Esta profundidade atinge um máximo de 10.000m, dependendo da situação topográfica e do tipo de rocha. Pode-se imaginar então que toda água de infiltração tende a atingir este limite inferior, onde sofre um represamento, preenchendo todos os espaços abertos em direção a superfície. Estabelece-se assim uma zona onde todos os poros estão cheios de água, denominada **zona saturada** ou **freática** (Fig. 1.3). Acima desse nível, os espaços vazios estão parcialmente preenchidos por água, contendo também ar, definindo a **zona não saturada**, também chamada de **vadosa** ou **zona de aeração**. O limite entre estas duas zonas é uma importante superfície denominada **superfície freática** (SF) ou nível da água subterrânea (nível d'água, NA), facilmente identificado na prática, ao se perfurarem poços, nos quais a altura da água marca a posição do nível da água. A superfície gerada por vários pontos do NA constitui a superfície freática.

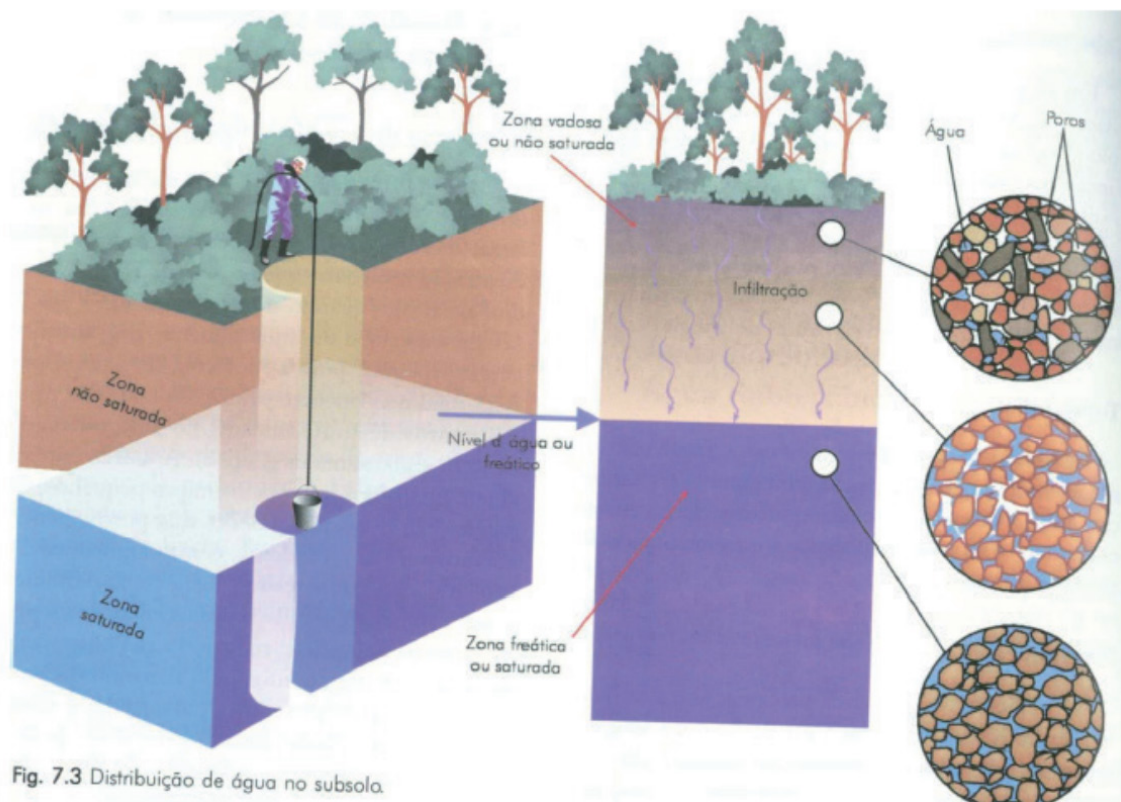
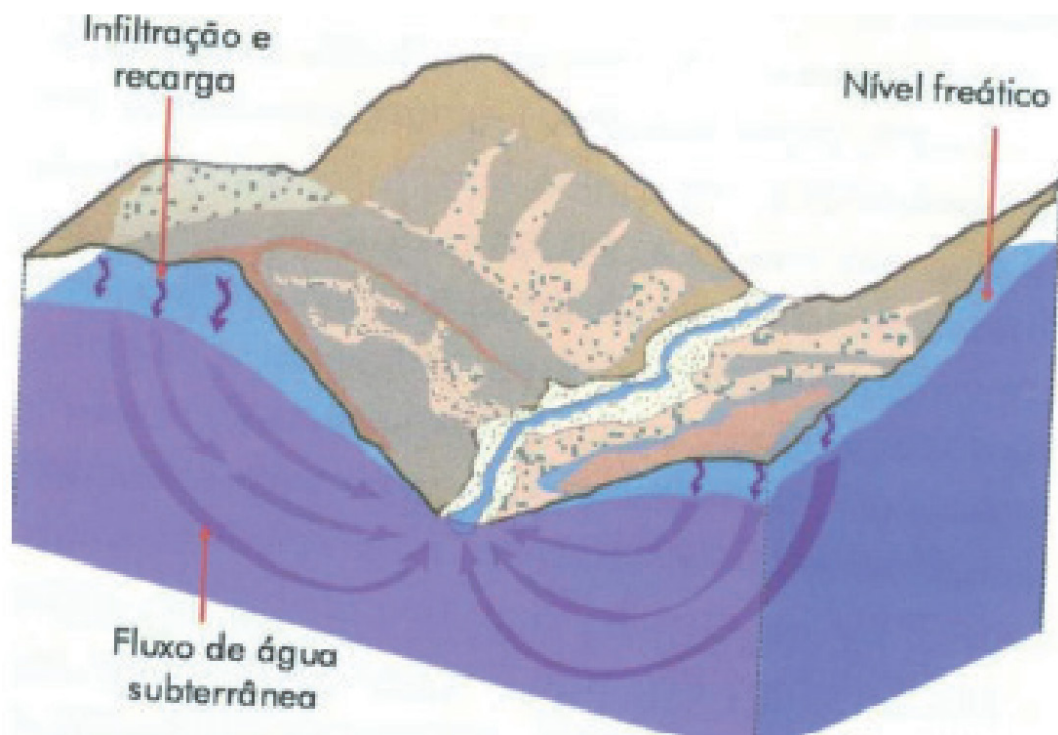


Fig. 7.3 Distribuição de água no subsolo.

O nível freático acompanha aproximadamente as irregularidades da superfície do terreno, o que pode ser visualizado pelo traçado da superfície através de uma rede de poços (Fig. 1.4). Sua profundidade é função da quantidade de recarga e dos materiais terrestres do subsolo. Em áreas úmidas, com alta pluviosidade, tende a ser mais raso, enquanto em ambientes áridos tende a ser mais profundo. De modo geral, é mais profundo nas cristas de divisores topográfico (nos interflúvios) e mais raso nos fundos de vales. Quando o nível d'água intercepta a superfície do terreno, aflora, gerando nascentes, córregos ou rios. A maioria dos leitos fluviais com água são afloramentos do NA.

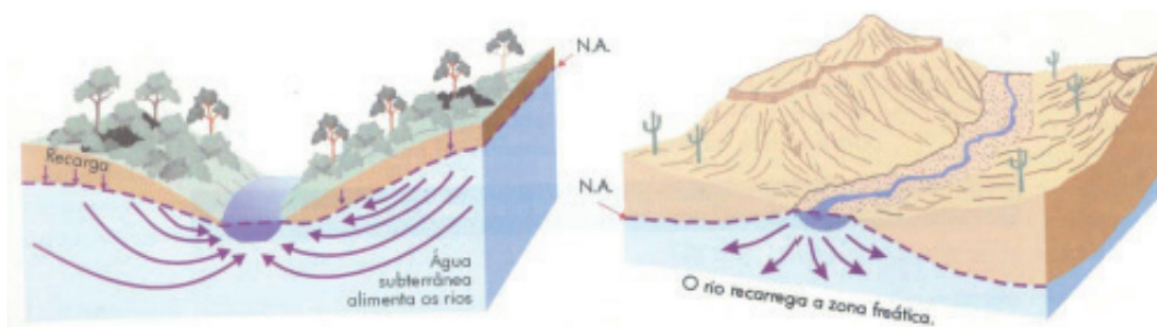
O nível freático tem uma relação íntima com os rios. Os rios cuja vazão aumenta para jusante são chamados de **rios efluentes**, e são alimentados pela água subterrânea, situação típica de regiões úmidas. Ao contrário, nos **rios influentes**, a vazão diminui a jusante, como consequência de recarga da água subterrânea pelo escoamento superficial. Nestes casos a água do rio infiltra-se para o nível freático (Fig. 1.5) e o rio poderá secar se o nível for rebaixado, abandonando o leito do rio, como é comum em áreas semi-áridas ou áridas.

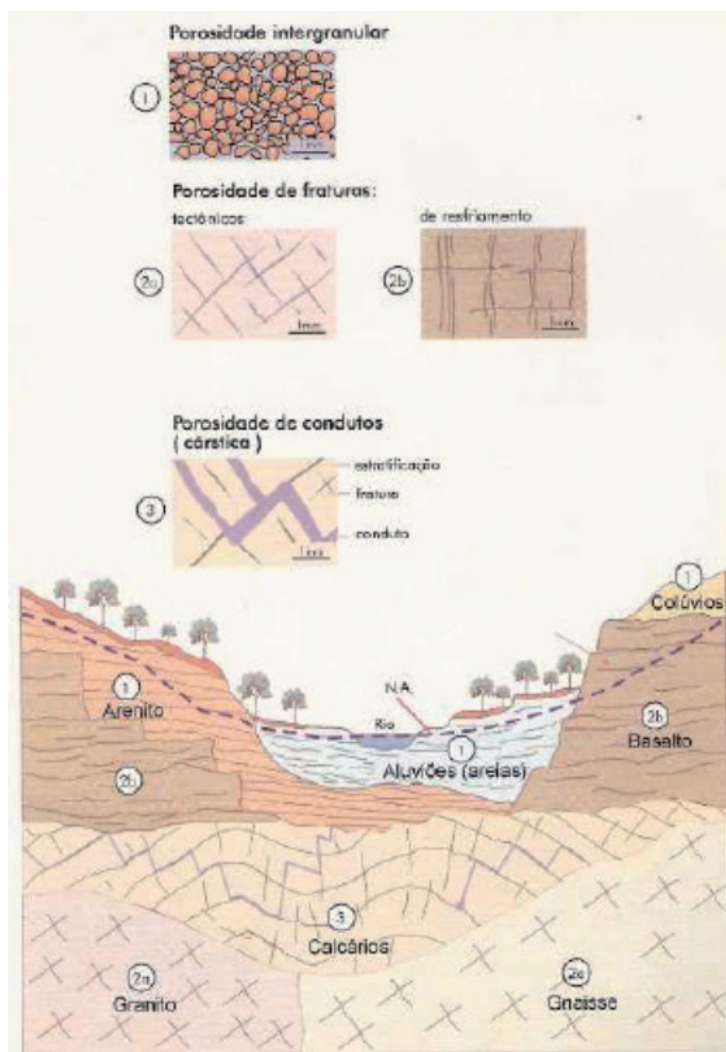
Em áreas áridas, onde a evaporação é intensa e suplanta a precipitação, pode ocorrer a inversão sazonal da infiltração, quando uma parte da água subterrânea tem movimento ascendente por capilaridade, atravessando a zona vadosa para alimentar a evaporação na superfície do solo. Este processo é responsável pela mineralização dos horizontes superficiais do solo, pois sais dissolvidos na água subterrânea acabam precipitando e cimentando os grãos do regolito (salinização do solo). O caliche é um exemplo de solo endurecido pela precipitação de carbonato de cálcio pelas águas ascendentes em áreas semi-áridas e áridas.



Porosidade

A porosidade é uma propriedade física definida pela relação entre o volume de poros e o volume total de certo material. Existem dois tipos fundamentais de porosidade nos materiais terrestres: primária e secundária. A porosidade primária é gerada juntamente com o sedimento ou rocha, sendo caracterizada nas rochas sedimentares pelos espaços entre os clastos ou grãos (porosidade intergranular) ou planos de estratificação. Nos materiais sedimentares o tamanho e forma das partículas, o seu grau de seleção e a presença de cimentação influenciam a porosidade. A porosidade secundária, por sua vez, se desenvolve após a formação das rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares, por fraturamento ou falhamentos durante sua deformação (porosidade de fraturas). Um tipo especial de porosidade secundária se desenvolve em rochas solúveis, como calcários e mármore, através da criação de vazios por dissolução, caracterizando a porosidade cárstica (Fig.1.6).





Fato importante é a diminuição da permeabilidade com o aumento da porosidade e diminuição do tamanho da partícula.

Material	Tamanho das Partículas	MM porosidade	% Permeabilidade
Cascalho	7 a 20	35,2	Muito alta
Areia Grossa	1 a 2	37,4	Alta
Areia Fina	0,3	42	Alta a média
Siltes e argila	0,04 a 0,006	50 a 80	Baixa a muito baixa

Tabela 1.2 - Volume de poros e tamanho de partículas em sedimentos.

Permeabilidade

O principal fator que determina a disponibilidade de água subterrânea não é a quantidade de água que os materiais armazenam, mas a sua capacidade em permitir o fluxo de água através dos poros. Esta propriedade dos materiais conduzirem água é chamada de permeabilidade, que depende do tamanho dos poros e da conexão entre eles.

Um sedimento argiloso, por exemplo, apesar de possuir alta porosidade (Tabela 1.2), é praticamente impermeável, pois os poros são muito pequenos e a água fica presa por adsorção. Por outro lado, derrames basálticos, onde a rocha em si não tem porosidade alguma, mas possui abundantes fraturas abertas e interconectadas, como disjunções colunares (juntas de resfriamento), podem apresentar alta permeabilidade devido a esta porosidade primária.

Assim como os tipos de porosidade, a permeabilidade pode ser primária ou secundária.

O fluxo de água no subsolo

Além da força gravitacional, o movimento da água subterrânea também é guiado pela diferença de pressão entre dois pontos, exercida pela coluna de água sobrejacente aos pontos e pelas rochas adjacentes. Esta diferença de pressão é chamada de potencial da água (potencial hidráulico) e promove o movimento da água subterrânea de pontos com alto potencial, como nas cristas do nível freático, para zonas de baixo potencial, como em fundo de vales. Esta pressão exercida pela coluna de água pode causar fluxos ascendentes da água subterrânea, contrariando a gravidade, como no caso de porções profundas abaixo de cristas, onde a água tende a subir para zonas de baixo potencial, junto a leitos de rios e lagos.

A união de pontos com o mesmo potencial hidráulico em subsuperfície define as linhas equipotenciais do nível freático, semelhantes a curvas de nível topográficas. O fluxo de água, partindo de um potencial maior para outro menor, define uma linha de fluxo, que segue o caminho mais curto entre dois potenciais diferentes, num traçado perpendicular às linhas equipotenciais (Fig. 1.7).

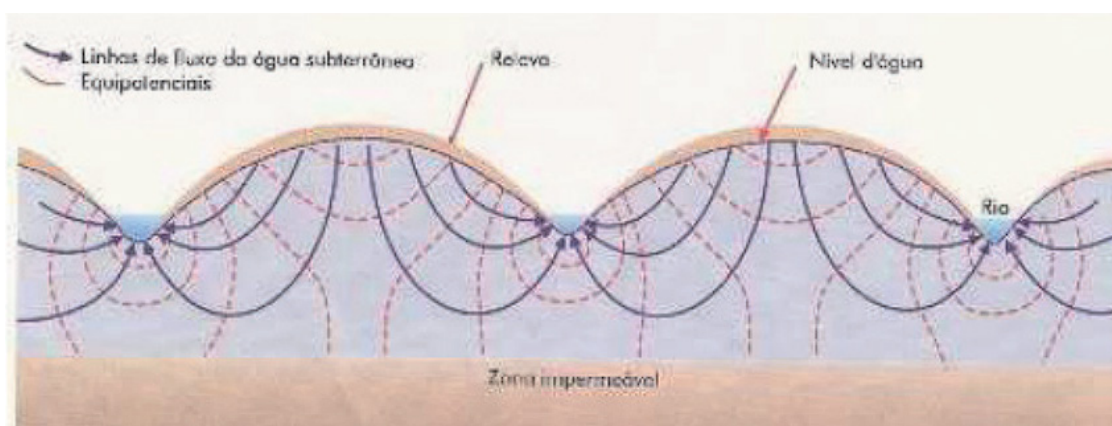


Fig. 1.7 Percolação da água subterrânea com linhas de fluxo equipotenciais

Condutividade hidráulica e a Lei de Darcy

Observando o movimento do nível freático em poços e nascentes após eventos de chuva (recarga), nota-se que a velocidade do fluxo da água subterrânea é relativamente lenta. Se fosse rápida, passados alguns dias depois da chuva, um poço normal iria secar. Surge a pergunta: porque o fluxo da água subterrânea em certos locais é rápido e em outros é lento?

No fluxo de água em superfície, a velocidade é diretamente proporcional à inclinação da superfície. Este grau de inclinação, denominado gradiente hidráulico ($\Delta h / \Delta L$), é definido pela razão entre o desnível (Δh) e a distância horizontal entre dois pontos (ΔL). O desnível indica a diferença de potencial entre os pontos. Quanto maior a diferença de potencial, dada uma distância lateral constante, maior será a velocidade do fluxo.

Para o fluxo da água subterrânea, necessita-se considerar, além da inclinação do nível d'água, a permeabilidade do subsolo e a viscosidade da água. A influência desses parâmetros sobre o fluxo da água subterrânea foi investigada e quantificada em laboratório pelo engenheiro hidráulico francês Henry Darcy, em 1856, resultando na formulação da lei de Darcy, base da hidrologia de meios porosos.

O experimento de Darcy baseou-se na medição da vazão de água (Q) com um cilindro preenchido por material arenoso, para diferentes gradientes hidráulicos (Fig. 1.8). O fluxo de água para cada gradiente foi calculado pela relação entre a vazão (Q) e a área (A) da seção do cilindro. Este fluxo, com unidade de velocidade, foi definido com a vazão específica (q) do material.

A vazão específica é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico. Neste gráfico (Fig. 1.8), o coeficiente angular da reta corresponde à condutividade hidráulica, que é uma característica intrínseca do material, expressando sua capacidade de transmissão de água. Este parâmetro é uma forma de quantificar a capacidade dos materiais transmitirem água em função da inclinação do nível freático.

Alerta-se para o fato de que a vazão específica é um conceito macroscópico que considera o material todo, não se referindo às velocidades reais dos trajetos microscópicos entre os espaços da porosidade. A vazão específica, com unidades de velocidade (distância/tempo), deve ser entendida como uma velocidade macroscópica, ou média, ao longo do trajeto entre um ponto de entrada e outro de saída da água.

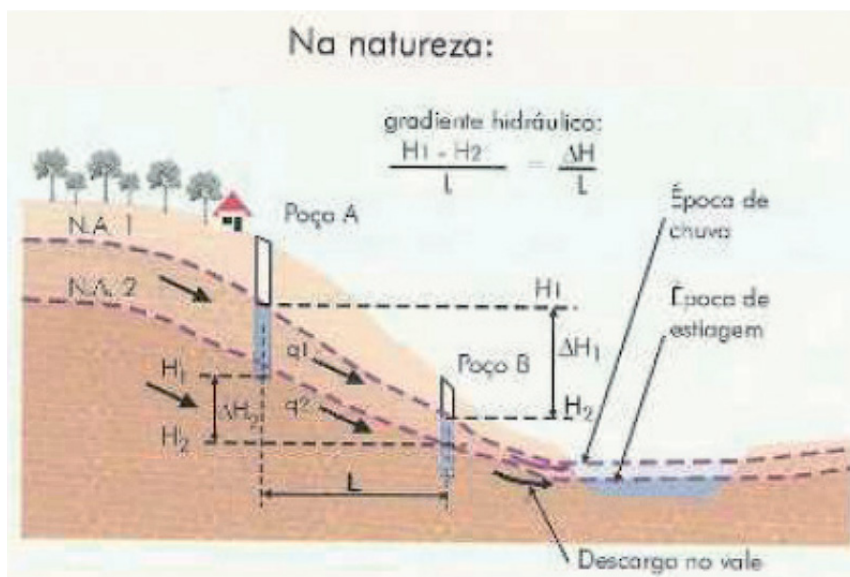
Uma das aplicações da lei de Darcy é determinar o fluxo da água subterrânea numa certa região, pela condutividade hidráulica medida em laboratório ou, ao contrário, medindo a velocidade média do fluxo, determinar a condutividade hidráulica dos materiais.

A velocidade de percolação da água subterrânea também pode ser medida com o uso de traçadores, como corantes inofensivos à saúde e ao ambiente, quando o trajeto do fluxo é conhecido.

Neste caso, injeta-se o corante na zona saturada de um poço, medindo-se o tempo de percurso deste até um outro poço ou uma nascente. A velocidade do fluxo é a distância entre os pontos sobre o tempo de percurso.

De maneira geral, o movimento da água subterrânea é muito lento quando comparado ao escoamento superficial. Em materiais permeáveis, como areia mal selecionada, a velocidade varia entre 0,5 e 15 cm/dia, atingindo máximos até 100m/dia em cascalhos bem selecionados sem cimentação. No caso de granitos e gnaisses pouco fraturados, o fluxo chega a algumas dezenas de centímetros por ano. Já em basaltos muito fraturados, registram-se velocidades de até 100m/dia. Os fluxos mais rápidos são registrados em calcários com condutos (cársticos), com máximos de 1.000m/hora.

Para movimentos muito lentos e por longas distâncias, os hidrogeólogos utilizam métodos geocronológicos para medir velocidades. Um deles baseia-se no ^{14}C , presente no CO_2 atmosférico dissolvido na água subterrânea. Uma vez que o isótopo radioativo ^{14}C não é repostado no percurso subterrâneo, seu decaimento em função do tempo permite datar a água subterrânea. Dividindo-se a distância entre a zona de recarga da água subterrânea e o ponto analisado (um poço ou nascente) pela idade da água, obtém-se sua velocidade de percolação. Estudos realizados na bacia do Maranhão (Piauí), mostraram idades de até 35.000 anos para a água subterrânea em camadas profundas, indicando fluxos em torno de 1m/ano.



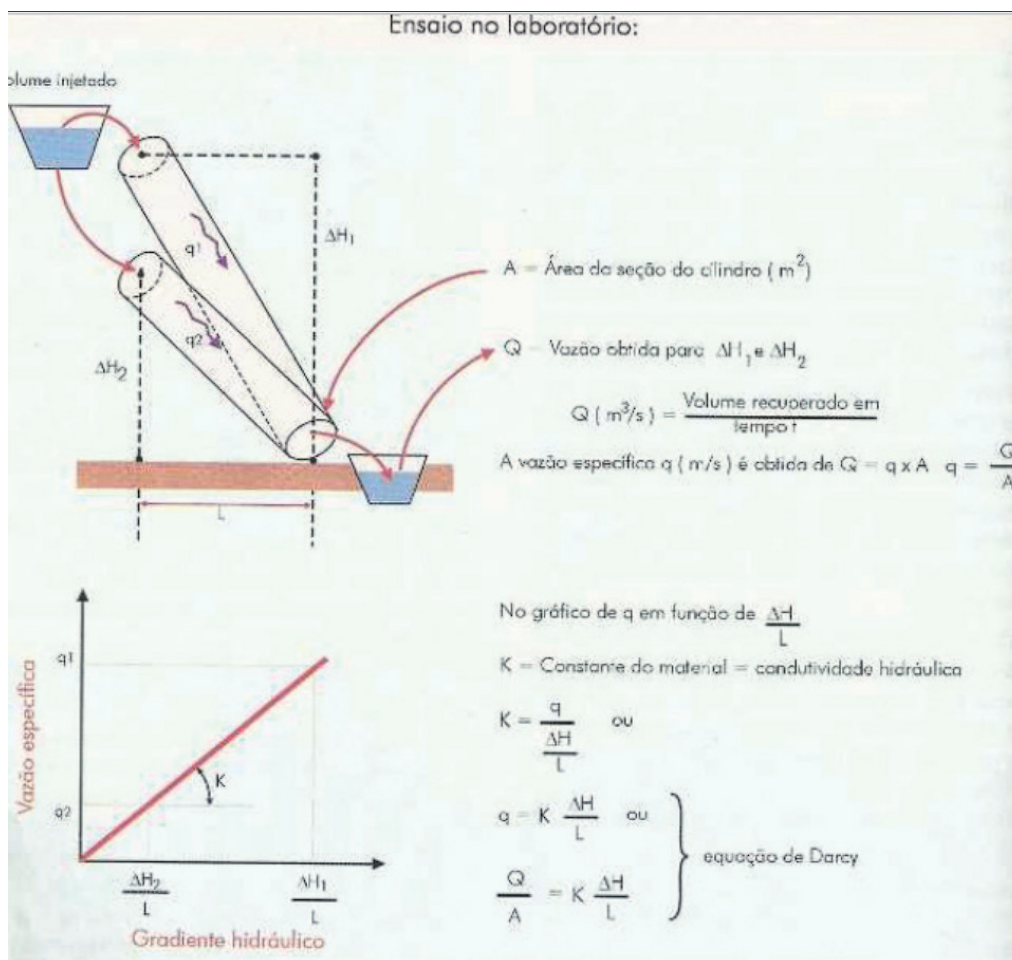


Fig. 1.8 Obtenção experimental da lei de Darcy

Aquíferos: Reservatórios da Água Subterrânea

Unidades rochosas ou de sedimentos, porosas e permeáveis, que armazenam e transmitem volumes significativos de água subterrânea passível de ser explorada pela sociedade são chamadas de aquíferos (do latim “carregar água”). O estudo dos aquíferos visando a exploração e proteção da água subterrânea constitui um dos objetos mais importantes da Hidrogeologia.

Em oposição ao termo aquífero, utiliza-se o termo aquícluído para definir unidades geológicas que, apesar de saturadas, e com grandes quantidades de água absorvida lentamente, são incapazes de transmitir um volume significativo de água com velocidade suficiente para abastecer poços ou nascentes, por serem rochas relativamente impermeáveis. Por outro lado, unidades geológicas que não apresentam poros interconectados e não absorvem e nem transmitem água são denominadas de aquífugos.

Recentemente os hidrogeólogos têm utilizado os termos aquífero e aquítarde para exprimir comparativamente a capacidade de produção de água por unidades rochosas, onde a unidade com produção de água corresponde ao aquífero e a menos produtiva ao aquítarde.

Por exemplo, numa sequência de estratos intercalados de arenitos e siltitos, os siltitos, menos permeáveis que os arenitos, correspondem ao aquítarde. Numa outra sequência, formada de siltitos e argilitos, a unidade siltosa pode representar o aquífero. Portanto, o aquítarde corresponde à camada ou unidade geológica relativamente menos permeável numa determinada sequência estratigráfica.

Bons aquíferos são os materiais com média a alta condutividade hidráulica, como sedimentos inconsolidados (por exemplo, cascalhos e areias), rochas sedimentares (por exemplo, arenitos, conglomerados e alguns calcários), além de rochas vulcânicas, plutônicas e metamórficas com alto grau de fraturamento.

Aquífero e Tipos de Porosidade

Conforme os três tipos fundamentais de porosidade, identificam-se aquíferos de porosidade intergranular (ou granular), de fraturas e de condutos (cárstico). Os aquíferos de porosidade granular ocorrem no regolito e em rochas sedimentares clásticas com porosidade primária. Os arenitos, de modo geral, são excelentes aquíferos deste tipo. A produtividade em água dos arenitos diminui com o seu grau de cimentação, como é o caso de arenitos silicificados, quase em permeabilidade intergranular.

A maioria dos aquíferos de fraturas forma-se em consequência de deformação tectônica, na qual processos de dobramento e falhamento geram sistemas de fraturas, normalmente seladas, devido à profundidade.

Posteriormente sofrem aberturas submilimétricas, permitindo a entrada e fluxo de água, pela expansão das rochas devido ao alívio de carga litostática causado pelo soerguimento regional e erosão das rochas sobrejacentes. É óbvio que o fluxo de água somente se instala quando as fraturas que compõem o sistema estão interconectadas.

Fraturas não tectônicas, do tipo disjunção colunar em rochas vulcânicas, como nos derrames de basaltos, podem ser geradas durante as etapas de resfriamento e contração, possibilitando que estas rochas tornem-se posteriormente importantes aquíferos.

Aquíferos de condutos caracterizam-se pela porosidade cárstica, constituída por uma rede de condutos, com diâmetros milimétricos a métricos, gerados pela dissolução de rochas carbonáticas. Constituem aquíferos com grandes volumes de água, mas extremamente vulneráveis à contaminação, devido à baixa capacidade de filtração deste tipo de porosidade.

Na natureza, esses aquíferos ocorrem associados, refletindo a variedade litológica e estrutural de sequências estratigráficas. Situações transitórias entre os tipos de aquíferos ocorrem, como por exemplo, em regiões calcárias, onde aquíferos de fraturas passam a aquíferos de condutos, ou de porosidade granular nos depósitos de cobertura.

Aquíferos Livres, Suspensos e Confinados

Aquíferos livres são aqueles cujo topo é demarcado pelo nível freático, estando em contato com a atmosfera (Fig. 1.9). Normalmente ocorrem a profundidades de alguns metros a poucas dezenas de metros da superfície, associados ao regolito, sedimentos de cobertura ou rochas.

Aquíferos suspensos são acumulações de água sobre aquitardes na zona instaurada, formando níveis lentiformes de aquíferos livres acima do nível freático principal (Fig. 1.9).

Aquíferos confinados ocorrem quando um estrato permeável (aquiífero) está confinado entre duas unidades pouco permeáveis (aquitardes) ou impermeáveis.

Representam situações mais profundas, a dezenas, várias centenas ou até milhares de metros de profundidade, onde a água está sob ação da pressão não somente atmosférica, mas também de toda a coluna de água localizada no estrato permeável (Fig. 1.10).

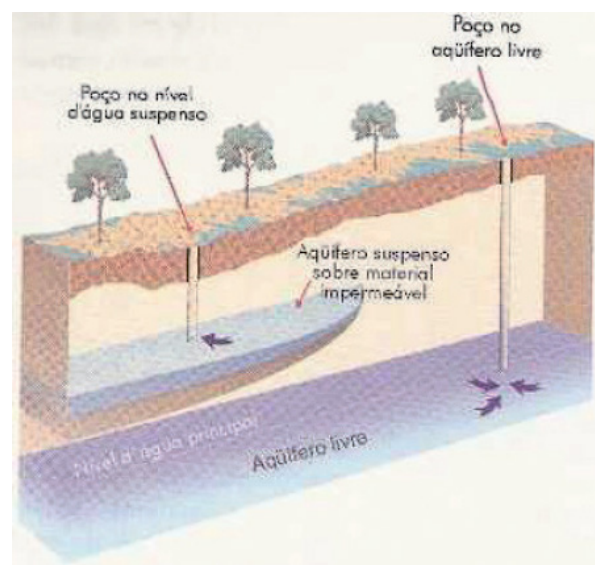


Fig. 1.9 Aquíferos livres e suspensos. Aquíferos suspensos ocorrem quando uma camada impermeável intercepta a infiltração.

Artesianismo

Em determinadas situações geológicas, aquíferos confinados dão origem ao fenômeno do artesianismo, responsável por poços jorrantes, chamados de artesianos (nome derivado da localidade de Artois, França). Neste caso, a água penetra no aquífero confinado em direção a profundidade crescente, onde sofre a pressão hidrostática crescente da coluna de água entre a zona de recarga e um ponto em profundidade.

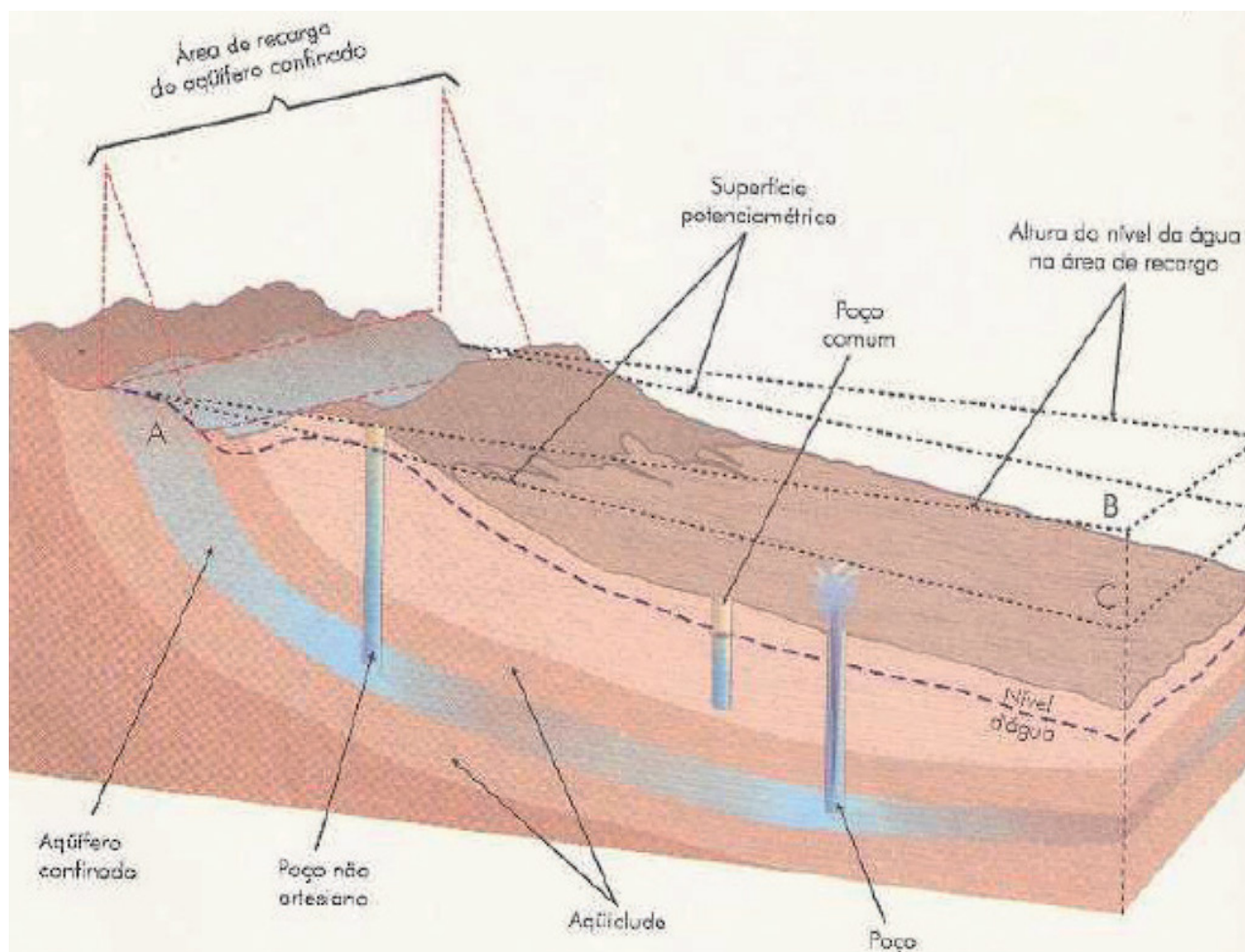


Fig.1.10 Aquífero confinado, superfície potenciométrica e artesianismo. A água no poço artesianos jorra até a altura da linha AC e não AB devido à perda de potencial hidráulico durante a percolação no aquífero.

Quando um poço perfura esse aquífero, a água sobe, pressionada por esta pressão hidrostática, jorrando naturalmente. A formação deste tipo de aquífero requer as seguintes condições: uma seqüência de estratos inclinados, onde pelo menos um estrato permeável encontra-se entre estratos impermeáveis e uma situação geométrica em que o estrato permeável intercepte a superfície, permitindo a recarga de água nesta camada. O poço, ao perfurar o aquífero, permite a ascensão da água pelo princípio dos vasos comunicantes, e a água jorra na tentativa de atingir a altura da zona de recarga. A altura do nível da água no poço corresponde ao nível potenciométrico da água; em três dimensões, o conjunto de vários níveis potenciométricos define a superfície potenciométrica da água (Fig. 1.10). Devido à perda de carga hidráulica ao longo do fluxo há um rebaixamento no nível d'água no poço em relação ao nível d'água da zona de recarga. Este desnível cresce conforme aumenta a distância da área de recarga.

Quando ocorre a conexão entre um aquífero confinado em condições artesanais e a superfície, através de descontinuidades, como fraturamentos, falhas ou fissuras, formam-se nascentes artesanais.

Ação Geológica da Água Subterrânea

Ação geológica é a capacidade de um conjunto de processos causar modificações nos materiais terrestres, transformando minerais, rochas e feições terrestres. O esculpimento de formas de relevo da superfície terrestre é um tipo de ação geológica, dominada pela dinâmica externa do planeta Terra, conhecida como ação geomórfica.

A zona de ocorrência da água subterrânea é uma região onde é iniciada a maioria das formas de relevo, pois a água subterrânea é o principal meio das reações do intemperismo químico. O movimento da água subterrânea, somado ao da água superficial, são os principais agentes geomórficos da superfície da terra. A ação geomórfica da água subterrânea se traduz por vários processos de modificação da superfície terrestre e seus respectivos produtos (Tabela 1.3).

Escorregamentos de Encostas

A movimentação de coberturas como solos ou sedimentos inconsolidados em encostas de morros tem velocidades muito variáveis. Os movimentos rápidos, com deslizamentos catastróficos acontecem com frequência em épocas de fortes chuvas, em regiões de relevo acidentado. Os movimentos muito lentos são chamados de rastejamento (creep) do solo, com velocidades normalmente menores que 0,3m/ano. Os movimentos de encostas com velocidades superiores a 0,3m/ano são englobados na categoria de escorregamentos ou deslizamentos de encostas, com velocidades que podem ultrapassar 100km/hora.

Enquanto o rastejamento lento é movido unicamente pela força gravitacional, não havendo influência de água no material, os escorregamentos são movidos pelo processo de solifluxão, no qual a força gravitacional age devido à presença de água subterrânea no subsolo.

Os materiais inconsolidados em encostas possuem uma estabilidade controlada pelo atrito entre as partículas. No momento em que o atrito interno é vencido pela força gravitacional, a massa de solo entra em movimento, encosta abaixo. A diminuição do atrito entre as partículas é causada principalmente pela adição de água ao material.

Embora a água aumente a coesão entre partículas do solo quando presente em pequena quantidade, (através de tensão superficial que aumenta a atração entre as partículas), a saturação do solo em água acaba envolvendo a maioria das partículas por um filme de água, diminuindo drasticamente o atrito entre elas e permitindo o seu movimento pela força gravitacional, no processo conhecido como solifluxão. A saturação em água também aumenta o peso de cobertura, o que contribui à instabilização do material.

Processo	Produto
Pedogênese (intemperismo químico)	Cobertura pedológica (solos)
Solifluxão	Escorregamento de encostas
Erosão interna, solapamento	Boçorocas
Carstificação (dissolução)	Relevo cárstico, cavernas, aquífero de condutos

Tabela 1.3 - Principais processos e respectivos produtos da ação geomórfica da água subterrânea

Tanto o rastejamento como o escorregamento de encostas são processos naturais que contribuem para a evolução da paisagem, modificando vertentes. Um exemplo de escorregamento catastrófico ocorreu na Serra do Mar, em 1967, destruindo estradas e soterrando bairros periféricos da cidade de Caraguatatuba, litoral de São Paulo. Esses movimentos podem ser induzidos ou acelerados pela retirada artificial da cobertura vegetal, acarretando o aumento da infiltração de chuvas, lubrificação das partículas e seu movimento vertente abaixo (Fig. 1.11).

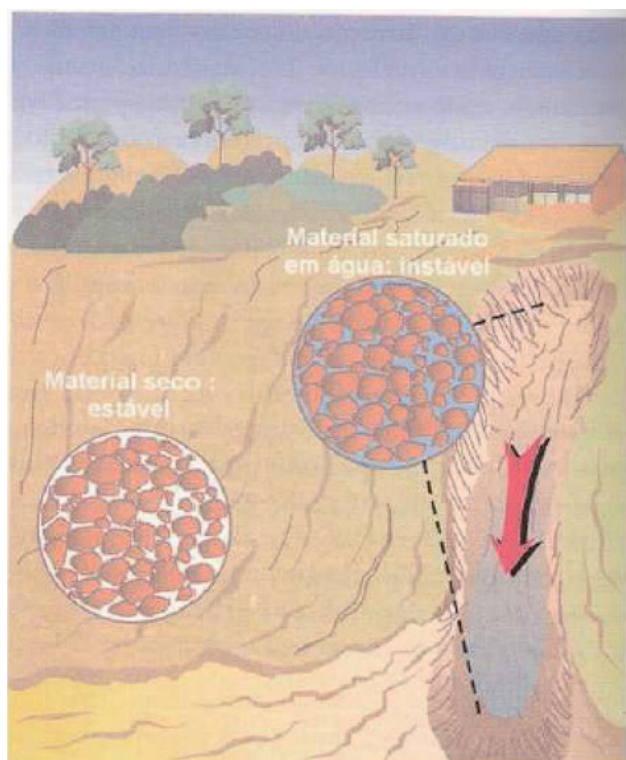


Fig. 1.11 A saturação em água do material inconsolidado devido à subida do lençol freático em períodos de chuvas intensas promove escorregamentos de encostas.

Boçorocas: A Erosão que Ameaça Cidades

Quem viaja pela serra da Mantiqueira (sul de Minas Gerais) e vale do Paraíba, ou observa as colinas do oeste de São Paulo e norte do Paraná, nota a presença de fendas e cortes disseminados nas vertentes, cada vez mais frequentes: são as boçorocas (ou voçorocas), temidas pelos moradores locais porque constituem feições erosivas, altamente destrutivas, que rapidamente se ampliam, ameaçando campos, solos cultivados e zonas povoadas. O termo boçoroca (gully, em inglês) tem sua origem do tupi guarani “yby”, terra “sorok”, rasgar ou romper.

Esses cortes se instalam em vertentes sobre o manto intempérico, sedimentos ou rochas sedimentares pouco consolidadas, e podem ter profundidades de decímetros até vários metros e paredes abruptas e fundo plano, com seção transversal em U. O fundo é coberto por material desagregado, onde aflora água, frequentemente associada a areias movediças, ou canais anastomosados (Fig. 1.12).

Originam-se de sulcos gerados pela erosão linear. Mas, enquanto os sulcos ou ravinas são formados pela ação erosiva do escoamento superficial concentrado em linhas, as boçorocas são geradas pela ação da água subterrânea. A ampliação de sulcos pela erosão superficial forma vales fluviais, em forma de V, com vertentes inclinadas e fundo estreito. A partir do momento em que um sulco deixa de evoluir pela erosão fluvial e o afloramento do nível freático inicia o processo de erosão na base das vertentes, instala-se o boçorocamento. A erosão provocada pelo afloramento do fluxo da água subterrânea tende a solapar a base das paredes, carreando material em profundidade e formando vazios no interior do solo (erosão interna ou tubificação). O colapso desses vazios estabiliza as vertentes e é responsável pela inclinação abrupta e pelo recuo das paredes de boçorocas.

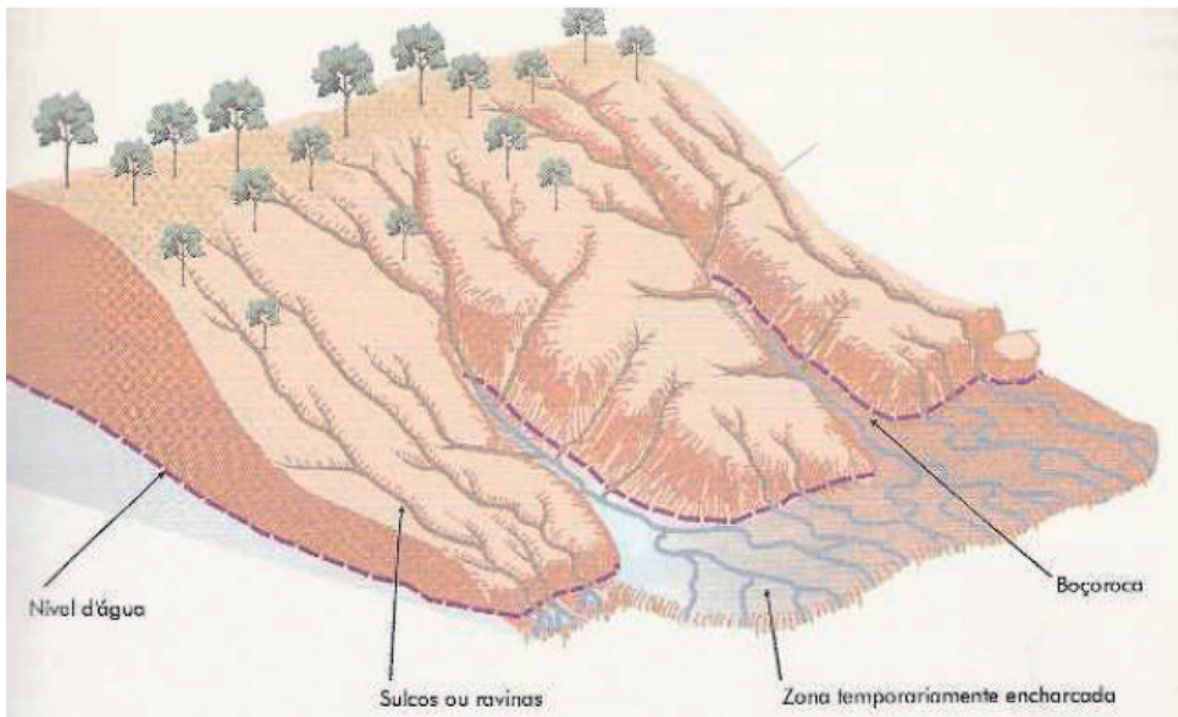


Fig. 1.12 Morfologia de sulcos e boçorocas.

A evolução de sulcos de drenagem para boçorocas normalmente é causada pela alteração das condições ambientais do local, principalmente pela retirada da cobertura vegetal, sendo quase sempre consequência da intervenção humana sobre a dinâmica da paisagem. Estas feições podem atingir dimensões de até varias dezenas de metros de largura e profundidade, com varias centenas de metros de comprimento. A ocorrência de boçorocas sobre vertentes desprotegidas torna este processo pouco controlável, e seu rápido crescimento frequente atinge áreas urbanas e estradas (Fig. 1.13).

Carste e Cavernas: Paisagens Subterrâneas

Dentre as paisagens mais espetaculares da Terra ressaltam-se os sistemas castiços, com cavernas, cânios paredões rochosos e relevos ruiniformes produzidos pela ação geológica da água sobre rochas solúveis. Além de representarem atrações obrigatórias para turistas, fotógrafos e cientistas, as cavernas constituem um desafio aos exploradores das fronteiras desconhecidas do nosso planeta. Juntamente com todas as cadeias de montanhas e fundos oceânicos, as cavernas ainda reservam territórios nunca ainda percorridos pelo ser humano. A exploração de cavernas tem sido de interesse da humanidade desde tempos pré-históricos, conforme o registro arqueológico de habitações humanas, com até dezenas de milhares de anos, como nas cavernas de Lagoa Santa (MG) e São Raimundo Nonato (PI).



Fig. 7.13 Boçoroca na região urbana do município de Bauru (SP), desenvolvida o momento intempérico em arenitos da bacia do Paraná. Foto de 1993, arquivo IPT-SP

Carste é a tradução do termo alemão Kast, originado da palavra krasz denominação dada pelos camponeses a um paisagem da atual Croácia e Eslovênia (antiga Iugoslávia), marcado por rios subterrâneos, cavernas e superfície acidentada dominada por depressões com paredões rochosos e torres de pedra.

Do ponto de vista hidrológico geomorfológico, sistemas cársticos são constituídos por três componentes principais (Fig. 7.14), que se desenvolvem de maneira conjunta e independente:

1. Sistemas de cavernas – formas subterrâneas acessíveis à exploração;
2. Aquíferos de condutos – formas condutoras de água subterrânea;
3. Relevo cárstico – formas superficiais.

Rochas Carstificáveis

Sistemas cársticos são formados pela dissolução de certos tipos de rochas pela água subterrânea. Considera-se rocha solúvel aquela que após sofrer intemperismo químico produz pouco resíduo insolúvel.

Entre as rochas mais favoráveis à carstificação encontram-se as carbonáticas (calcários, mármore e dolomitos, por exemplo), cujo principal mineral calcita (e/ou dolomita), dissocia-se nos íons Ca^{2+} e/ou Mg^{2+} CO_3^{2-} pela ação da água. Os calcários são mais solúveis que os dolomitos, pois a solubilidade da calcita é maior que a da dolomita.

Rochas evaporíticas, constituídas por halita e/ou gipsita, apesar de sua altíssima solubilidade, originaram sistemas cársticos somente em situações especiais, como em áreas áridas a semi-áridas, pois seu intemperismo sob clima úmido é tão rápido que não permite o pleno desenvolvimento do carste.

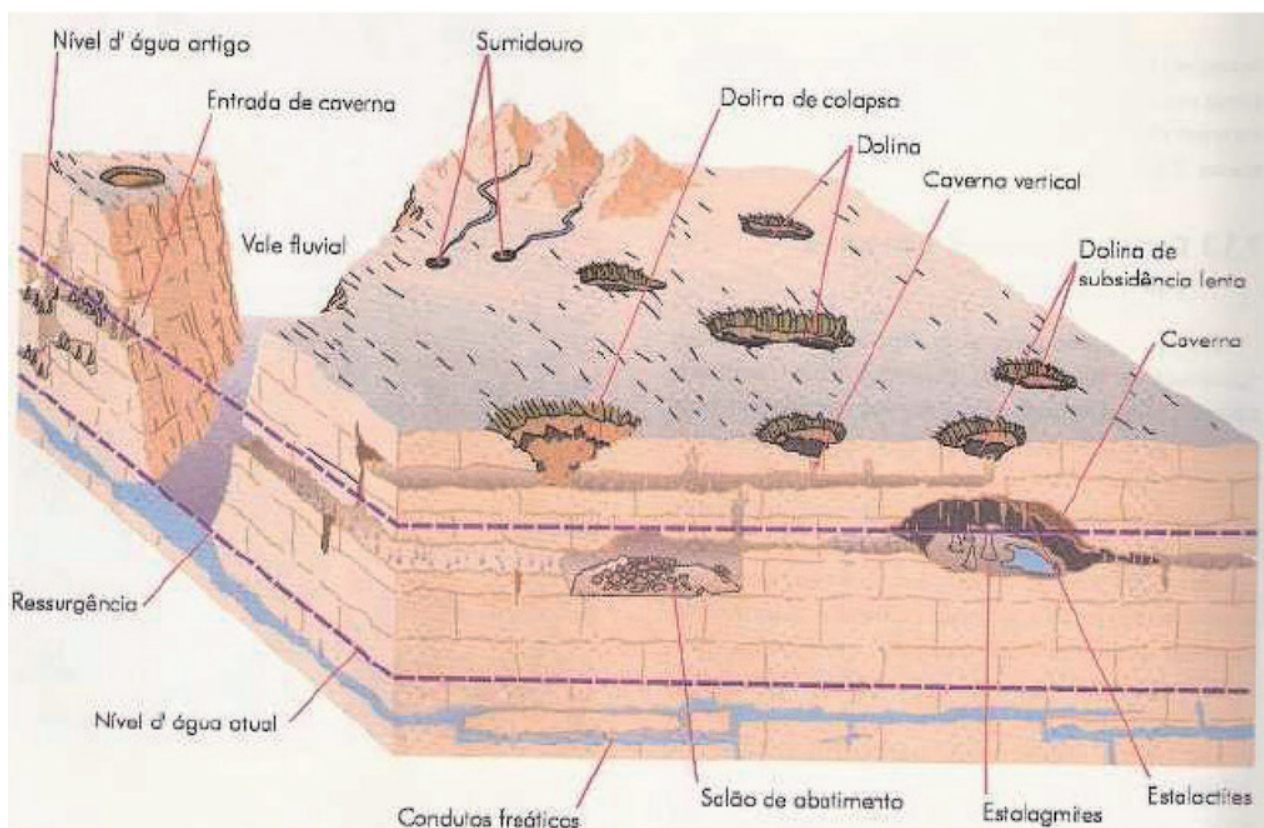


Fig. 1.14 Componentes principais do sistema cárstico.

Como exemplo de rocha considerada insolúvel, pode-se citar os granitos, nos quais feldspatos e micas submetidos ao intemperismo originam argilo minerais, estáveis em superfície, produzindo muito reíduo insolúvel em comparação ao volume inicial de rocha, o que impede o aumento da porosidade secundária.

Um caso especial, pouco comum são os quartzitos. Apesar da baixa solubidade do quartzo em águas naturais, quartzitos com baixo teor de resíduos insolúveis pode desenvolver sistemas cársticos, quando sofrem longo períodos de exposição á ação da água subterrânea.

Dissolução de Rochas Carbonáticas

O mineral calcita é quase insolúvel em água pura, produzindo concentrações máximas em Ca^{2+} de cerca de 8 mg/L, ao passo que em águas naturais é bastante solúvel, como é evidenciado em nascentes cársticas, cujas águas são chamada de “duras”, devido ao alto teor de Ca e Mg (até 250 mg/L). Este fato deve-se à dissolução ácida do carbonato de cálcio pelo ácido carbônico, gerado pela reação entre água e gás carbônico (Fig. 1.15).

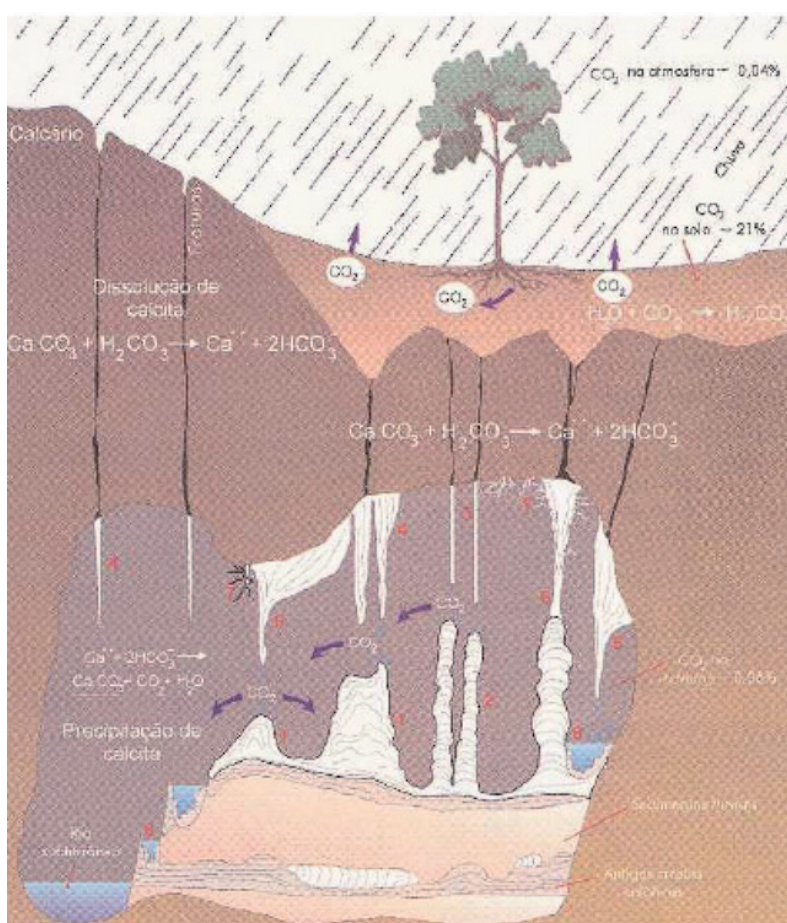


Fig. 1.15 Dissolução e participação de calcita num perfil cárstico e principais tipos de espeleotemas.

Tipos de espeleotemas

1. Estalagmite
2. Estalagmite tipo vela
3. Estalactite tipo canudo
4. Estalactite
5. Cortina com estalactite
6. Coluna
7. Excêntricos (helictites)
8. Represas de travertino com cristais de calcita subaquática

As águas de chuva, acidificadas inicialmente com CO₂ atmosférico, sofrem um grande enriquecimento em ácido carbônico quando passam pelo solo, pois a respiração das raízes das plantas e a decomposição de matéria orgânica resultam em elevado teor de CO₂ no solo. O ácido carbônico é quase totalmente consumido nos primeiros metros de percolação da água de infiltração no pacote rochoso, sendo que, nas partes mais profundas do aquífero, resta somente uma pequena parcela deste ácido para dissolver a rocha.

Outro agente corrosivo às vezes presente na água subterrânea é o ácido sulfúrico, gerado principalmente pela oxidação de sulfetos, como pirita e galena, minerais acessórios muito frequentes em rochas carbonáticas.

Requisitos para o desenvolvimento do sistema cársticos

O desenvolvimento pleno de sistemas cársticos requer três condições:

a) Rocha solúvel com permeabilidade de fraturas.

Rochas solúveis do substrato geológico, principalmente calcários, mármore e dolomitos, devem possuir uma rede de discontinuidades, formadas por superfícies de estratificação, planos de fraturas e falhas, caracterizando um aquífero de fraturas e falhas, caracterizando um aquífero de fraturas. Com a dissolução da rocha ao longo de interseções entre planos, instalam-se rotas preferenciais de circulação da água subterrânea. Em rochas com discontinuidades planares e porosidade intergranular dominante, a dissolução ocorre de maneira disseminada e homogênea, sem o desenvolvimento de rotas de fluxo preferencial da água subterrânea.

b) Relevo – gradientes hidráulicos moderados a altos

O desenvolvimento do carste é favorecido quando a região carbonática possui topografia, no mínimo, moderadamente acidentada. Vales encaixados e desníveis grandes geram gradientes hidráulicos maiores, com fluxos mais rápidos das águas de percolação ao longo dos condutos no aquífero, à semelhança do que se observa no escoamento superficial. Essas velocidades maiores da água subterrânea resultam em maior eficiência na remoção de resíduos insolúveis, bem como na dissolução da rocha ao longo das rotas de fluxo e rios subterrâneos, acelerando o processo de carstificação. Águas com fluxo lento exercem pouca ação, pois logo se saturam em carbonato, perdendo sua ação corrosiva e a capacidade de transportar partículas.

c) Clima – disponibilidade de água

Sendo a dissolução a causa principal da formação de sistemas cársticos, o desenvolvimento do carste é mais intenso em climas úmidos. Além de alta pluviosidade, a carstificação também é favorecida em ambientes de clima quente com densa vegetação, onde a produção biogênica de CO₂ no solo é maior, aumentando o teor de ácido carbônico nas águas de infiltração. Desse modo as paisagens cársticas são mais desenvolvidas em regiões de clima quente e úmido quando comparada às regiões de clima frio.

O Ano Terra

A escala do tempo geológico e os principais eventos da evolução da Terra. Para facilitar a compreensão da magnitude dos 4,56 bilhões de anos de tempo geológico, costuma-se contar a história da Terra como se ela tivesse ocorrido no intervalo de um ano (idades segundo Gradstein & Ogg, 1996).

Mês	Data	Eventos	Idade em Milhões de anos	Subdivisão do tempo (Milhões de Anos)
Janeiro	1	Formação da Terra, seguida, até os meados de fevereiro, pela estruturação do núcleo, manto e crosta, e formação da atmosfera e hidrosfera. Frequentes impactos meteoríticos, alguns gigantes	4.560 - 4.000	EON ARQUEANO
	29	Mais antigos materiais terrestres (cristais de zircão), preservados como grãos detríticos no Conglomerado Jack Hills, (W Austrália)	4.200 - 4.100	
Fevereiro	1	Mais antigas rochas preservadas na Terra: o Gnaiss Acasta (Canadá)	4.030 - 3.960	
	12-18	Meados de fevereiro até meados de junho: a tectônica global é uma dança frenética de microplacas, movida pela alta produção de calor. Crosta siálica (continental) é adicionada em profusão como resultado da rápida reciclagem e diferenciação magmático.	4.000 - 2.500	
Março	0,2 à noite	Mais antigas evidências de vida? (Material grafitoso em rochasmetamórficos da Groenlândia)	3.800	
	26	Mais antigos restos incontrovertidos de vida: m icrofósseis procu riáticos e estromatólitos (W Austrália e África do Sul)	3.500	
Junho	14	Consolidação final dos primeiros grandes continentes: fecho do Eon Arqueano	2.500	EON PROTERZOICO
		Início do Eon Proterozóico	2.500 até hoje	
		Fósseis (estromatólitos e microfósseis), granitos e rochas carbonáticos tornam-se mais comuns.		
		A tectônica global avança, passando de um regime de micro para macroplocas. Até o fim do “Ano-Terra” os continentes sofrerão repetidas rupturas, colisões e rearranjos. Cadeias de montanhas serão erguidas e erodidos enquanto o assoalho oceânico se renova, ritmicamente, mais de 10 vezes, em médio uma vez a cada 16 dias (= a cada 200 milhões de anos).		
Julho	16	Primeiras evidências de clima glacial em grande escala.	2.100	
	24	Em função da expansão de micróbios folossintetizadores nos mares, a atmosfera se torna oxidante após longo período de transição iniciado antes de 14 de junho. Depositam-se os malares depósitos de ferro conhecidos, inclusive os do Quadrilátero Ferrífero e da Serra dos Carajás. Surgem os primeiros organismos eucarióticos num mundo dominado pelos procariontes.	2.000	
Outubro	12	Após longo período de dominância pelos procariontes, os eucariontes microscópicos começam a se diversificar (advento da sexualidade?)	1.000	
Novembro	14, às 19:12h	Mais antigas evidências de animais: impressões de invertebrados simples, de “corpo mole”, desprovidos de conchas ou carapaças. Conhecidos, coletivamente, como a Fauna de Ediacara.	590	

Mês	Data	Eventos	Idade em Milhões de anos	Subdivisão do tempo (Milhões de Anos)		
Novembro	18, às 9:36h	Explosão adaptativa de invertebrados com conchas e carapaças, põe fim ao Eon Proterozóico e dá início, simultaneamente ao Período CAMBRIANO, à Era PALEOZÓICA e ao Eon FANEROZÓICO	545	Período CAMBRIANO (545-495 Ma) 18 a 21/11		
	25	Plantas não vasculares aparecem nos continentes. Os peixes despontam no meio aquático.	450	ORDOVICIANO (495-443 Ma) 21 a 26/11		
		Os Grandes paleocontinentes do Paleozóico – Gondwana,Laurência, Báltica e outros – tomam forma				
	28	Plantas vasculares iniciam sua conquista dos continentes	420	SILURIANO (443-417 Ma) 26 a 28/11		
Dezembro	1-12	Os continentes paleozóicos colidem, agregando-se, até o fim do Paleozóico, num único supercontinente, o Pangea. Formam-se grandes cadeias montanhosas, como os Apaches, os Urais, a Precordilheira Andina.	390-250	DEVONIANO (417-354 Ma) 28/11 a 02/12		
	1-3	Os primeiros vertebrados saem da água (anfíbios). (Devoniano Médio).	380-350			
		Aparecem as primeiras florestas de plantas vasculares primitivas e também as primeiras plantas com sementes (gimnospermas) (Devoniano Superior).				
	03	Primeiros répteis. Florestas pantanosas de licófitas, esfenófitas e samambaias fornecem material para grandes depósitos de carvão.	350	CARBONIFERO (354-290 Ma) 02 a 08/12		
	12	A era Paleozóica se encerra de madrugada com as dramáticas extinções (final do Permiano)	248	PERMIANO (290-248 Ma) 08 a 12/12		
	12-26	Início da Era MESOZÓICA: o super continente Pangea começa a se desagregar, dando origem aos continentes modernos	248-65	TRIÁSSICO (248-206 Ma) 12 a 15/12		
	13	Os répteis diversificam-se. Surgem os dinossauros e os mamíferos, mas serão os répteis que dominarão a Terra durante as próximas semanas	230			
	20-31	No processo do desmantelamento do Pangea, a América do Sul separa-se da África (limite Jurássico-Cretáceo) e migra para sua posição atual, juntamente com os outros continentes	140 até hoje	JURÁSSICO (206-142 Ma) 15 a 20/12		
	22	Surgem as plantas com flores (angiospermas) que rapidamente dominam as floras continentais	120	CRETÁCEO (142-65 Ma) 20 a 26/12		
	26	Extinção dos dinossauros e muitos outros organismos marca o final da Era Mesozóica	65			
	26, às 19:12h	Início da Era CENOZÓICA: domínio dos mamíferos, angiospermas e insetos. (épocas) PALEOCENO	65	PALEÓGENO (65-24ma) 26 A 30/12		
	27, às 14:24h	EOCENO	55			
	29, às 19:36h	OLIGOCENO	33	TERCIÁRIO (65-18 Ma) 26 A 31/12		
	30, às 02:24h	MIOCENO	24			
	31, às 13:55h	PLIOCENO	5,3			
31, às 19:12	Os primeiros membros de nosso gênero (Homo) aparecem na África	2				

ERA PALEOZÓICA

ERA MESOZÓICA

EON FANEROZÓICO

ERA CENOZÓICA

Mês	Data	Eventos	Idade em Milhões de anos	Subdivisão do tempo (Milhões de Anos)		
Dezembro	31, às 20:38	PLEISTOCENO	1,8	QUARTENÁRIO (1,8 Ma – hoje)	ERA CENOZÓICA	ERA MESOZÓICA
	31, às 23:58:50h	HOLOCENO ou RECENTE	10.000 anos até hoje			
	31, às 23:59:57h	Cabral Chega ao Brasil	500 anos			
	31, às 23:59:59h	Brasil república, primeira guerra mundial, lâmpada elétrica, automóvel, avião, hambúrguer, televisão, penicilina, código genético, satélite artificial, computador, celular, buracos negros, homem na Lua, paz mundial, Erradicação da fome, Nascem seis bilhões de pessoas, inclusive todos nós.	120 anos			

Geologia do Brasil

O território do Brasil foi palco de múltiplos processos geológicos que deram origem a uma grande variedade de rochas, cuja distribuição geográfica é complexa e determinante na história da ocupação e desenvolvimento do País.

Sob o ponto de vista da Geologia de Engenharia, a implantação de obras exige a solução de problemas específicos, conforme o tipo de obra e as características geotécnicas do sítio do empreendimento, condicionadas pela geologia local. Os grandes aproveitamentos hidrelétricos, por exemplo, por força do próprio comportamento da rede hidrográfica, situam-se no domínio das amplas bacias sedimentares, que encerram a maior parte do potencial hidráulico do Brasil, obrigando, muitas vezes, a implantação de barragens em rochas sedimentares. De maneira semelhante, as extensas obras viárias, ao ligarem locais preestabelecidos pela demanda de transporte, atravessam obrigatoriamente diversas unidades litológicas, com diferentes comportamentos geotécnicos quanto a categorias de escavação, estabilidade de taludes, materiais de empréstimo e construção, qualidade de maciços rochosos e assim por diante.

Existem relações muito evidentes entre a geologia do território brasileiro e problemas de Geologia de Engenharia como, por exemplo, as erosões urbanas nos solos arenosos das formações sedimentares e os escorregamentos em encostas íngremes dos terrenos pré-cambrianos. Ou, ainda, as relações da geologia com as obras de engenharia de grande porte, como os aproveitamentos hidrelétricos das bacias paleozóicas que, por exemplo, na Bacia do Paraná, multiplicam o número de casos de fundações basálticas de estruturas de concreto, do tipo gravidade, complementadas por obras de terra, construídas a partir de solos oriundos das formações sedimentares.

Tais relações são apresentadas neste capítulo como comportamentos geotécnicos esperados das rochas e respectivos solos, das formações geológicas consideradas. Embora estes comportamentos sejam apresentados como exemplos, exigindo prudência ao se proceder generalizações, a interpretação da geologia para fins de engenharia constitui uma prática corrente em Geologia de Engenharia. Esta prática envolve a tradução de uma linguagem própria da Geologia para uma linguagem da Geologia de Engenharia, na qual são valorizadas as características mecânicas e hidráulicas, em função do uso a que essa geologia se destina, ou do problema considerado.

A distribuição dos vários tipos de rochas consta dos mapas geológicos de escala regional, disponíveis para consulta nos institutos de Geociências das diversas universidades brasileiras e em órgãos públicos como o DNPM e a CPRM, ambos ligados ao MME, além de secretarias estaduais (Meio Ambiente, Agricultura, etc.).

Para uma visão conjunta das unidades litológicas, recomenda-se a consulta ao Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, na escala de 1:2.500.000, editado pelo DNPM (1981), cujo texto explicativo foi editado em 1984 (Schobbenhaus et al., 1984). Existem, também, os mapas geológicos do Projeto Radambrasil e do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, elaborados pelo MME/DNPM, envolvendo perto de 40 folhas, na escala de 1:1.000.000, que abrangem, em média, quadrículas com 4° de latitude por 6° de longitude (DNPM, 1983 e JBGE, 1985).

Uma vez que os diversos tipos de rocha podem ser encontrados, repetidas vezes, em diferentes situações geográficas, como consequência do zoneamento das grandes unidades geotectônicas de que fazem parte, a sua distribuição é discutida, neste capítulo, em função da evolução tectônica que lhes deu origem e das unidades às quais pertencem, procurando-se regionalizar essas unidades dentro do território nacional.

A Figura 4.1 apresenta a distribuição das unidades geológicas fundamentais.

Evolução Tectônica da Plataforma Brasileira

A distribuição geográfica dos diferentes tipos de rochas no território brasileiro é consequência de processos tectônicos que agiram na crosta terrestre, desde os primórdios da história geológica da Terra, no Arqueano, até o Presente).

A evolução tectônica pode, assim, ser vislumbrada como tendo se iniciado com a consolidação de antigas massas ou núcleos crustais, que foram se aglutinando, através de sucessivas colisões, de modo a conformar um único megacontinente ainda no Arqueano, há cerca de 2 bilhões de anos (1-Hasui et al., 1993a).

Os antigos núcleos ou placas, aglutinados pelos dos processos mencionados, limitam-se por meio de zonas de fraqueza crustal, conhecidas por geossuturas ou, simples mente, suturas, ao longo das quais ocorreram sucessivas rupturas, no decorrer do Proterozóico, causando desagregação parcial do megacontinente primitivo. Estes processos colisionais e desagregacionais perduram até hoje, sendo que, no Mesozóico, iniciou-se um processo de desagregação e deriva continental que redundou na atual distribuição dos continentes no nosso Planeta.

Como consequência desse conjunto de fenômenos, as rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino consolidaram-se, servindo de substrato para a acumulação e deposição das rochas fanerozóicas nas bacias sedimentares. Tendo em vista a substancial distinção tectônica, litológica e estrutural entre os terrenos pré-cambrianos e fanerozóicos, a distribuição das diferentes unidades rochosas, no nosso país, é caracterizada pela existência de duas grandes províncias geotectônicas, já individualizadas nos primeiros compêndios de Geologia do Brasil. Estas duas unidades fundamentais constituem o Embasamento Cristalino ou Pré-Cambriano e as Bacias Sedimentares, estas últimas ocupando mais de 50% do território nacional, conforme mostra a Figura 4.1.

Ressalta-se que as unidades pré-cambrianas, em especial, são localmente interceptadas por grandes descontinuidades, como sistemas de falhas e fraturas, que podem afetar a qualidade geomecânica de maciços rochosos, constituindo importantes condicionantes para os projetos de engenharia.

O modelo evolutivo colisional, adotado para o embasamento cristalino, permite delinear uma distribuição litológica do Pré-Cambriano brasileiro em quatro unidades geotectônicas de primeira ordem: 1) Complexos de Alto Grau; 2) Sequências de Xistos Verdes; 3) Escudos ou Complexos Gnáissico-Granitóides; 4) Faixas Vulcano-Sedimentares Dobradas e Metamorfizadas (Figura 4.1).



Figura 4.1 Distribuição das unidades geológicas fundamentais (Hasui, 1990)

As bacias sedimentares, por sua vez, são representadas pelas Bacias do Amazonas, Parnaíba, Paraná, Alto Tapajós, Parecis-Alto Xingu, Recôncavo-Tucano e Bacias Costeiras. As bacias mostram forte relação com a compartimentação pré-cambriana em blocos pois resultaram, em grande parte, da movimentação relativa desses blocos ao longo das discontinuidades e suturas que os limitam.

Nas duas províncias geotectônicas fundamentais, as diversas unidades litológicas estão classificadas, segundo a nomenclatura geológica, em grupos e formações, com denominações geralmente correspondentes aos locais ou acidentes geográficos onde foram descritas pela primeira vez, ou onde as exposições são mais expressivas e representativas. Estas denominações constam dos mapas geológicos indicados para consulta na introdução deste Capítulo, sendo aqui nominalmente citadas, devido à maior simplicidade das sequências pouco deformadas das bacias sedimentares, apenas as unidades a elas pertencentes.

A descrição das unidades rochosas, cujo conceito é objeto do Capítulo 2-Minerais e Rochas, é feita com ênfase à sua natureza e às características genéricas de suas faixas de domínio, sob o ponto de vista da Geologia de Engenharia. De forma a ilustrar este ponto de vista, são apresentados alguns aspectos que, embora não generalizáveis, constituem características ou exemplos notáveis de comportamento geológico-geotécnico. Exemplos de soluções de engenharia, em diferentes tipos de rochas, podem ser encontrados nos Capítulos 23 a 31, referentes a aplicações específicas da Geologia de Engenharia. Salientase que a correlação dos tipos de solos com o substrato litológico é apenas indicativa, considerando-se que a atuação do clima, relevo, atividade biológica e outros fatores são determinantes nos processos de pedogênese, podendo suplantam a herança litológica dos diferentes tipos de solo (Capítulo 6 - Solos).

Embasamento Pré-Cambriano

As quatro unidades geotectônicas pré-cambrianas de primeira ordem, individualizadas no item anterior, englobam rochas com características específicas que dependem do ambiente tectônico e do grau de metamorfismo a que foram submetidas. Assim, são resumidos, a seguir, os elementos que permitem identificar a natureza de cada uma dessas unidades e compreender o mecanismo que levou à atual configuração do território brasileiro.

- **Complexos de Alto Grau (Cinturões Granulíticos):** correspondem a trechos da crosta inferior (sima), representados por rochas de alto grau de metamorfismo (fácies granulito), que provêm de grandes profundidades e foram tectonicamente alçadas a níveis mais elevados da crosta, por cavalgamento, durante os processos colisionais do Arqueano.
- **Escudos Gnáissico-Granitóides de Médio Grau:** correspondem aos blocos crustais mais antigos (primitivas placas) do embasamento pré-cambriano, consolidados a partir dos processos finais de resfriamento e solidificação da superfície terrestre.
- **Sequências de Xistos Verdes (Greenstone Belts):** devem representar as primeiras bacias sedimentares da história geológica da Terra, do tipo fossa tectônica ou rifte, implantadas após suficiente espessamento e enrijecimento da primitiva crosta continental, em regime de tectônica rígida, possibilitando o fenômeno de ruptura.
- **Faixas Vulcano-Sedimentares Dobradas e Metamor fizadas:** constituem o preenchimento vulcano-sedimentar de bacias formadas ao longo das zonas de fraqueza que limitam os blocos crustais mais antigos (escudos). Sucessivas colisões, resultando em reaglutinação destes blocos, fizeram com que esses depósitos fossem intensamente dobrados e submetidos a metamorfismo brando e médio, sofrendo **orogênese**, ou seja, soerguendo se sob a forma de cadeias montanhosas.

Para melhor compreensão do significado das unidades geotectônicas em questão, destaca-se que a Plataforma Pré-Cambriana brasileira pode ser visualizada como sendo constituída pelos antigos blocos crustais arqueanos (escudos gnáissico-granitóides), aglutinados e limitados por suturas, às quais se associam as zonas de fraqueza. As movimentações subseqüentes, ao longo dessas zonas de fraqueza e de sismicidade, deram margem ao aparecimento das unidades geotectônicas correspondentes aos complexos de alto grau (cinturões granulíticos), sequências de xistos verdes e faixas vulcano-sedimentares dobradas e metamor fizadas, que circundam os escudos pré-consolidados e acompanham as suturas mais antigas (Figura 4.1).

Complexos de Alto Grau (Cinturões Granulíticos)

Os complexos de alto grau, envolvendo os cinturões granulíticos, representam exposições de rochas da crosta inferior, de alto grau metamórfico. Estas rochas foram trazidas à superfície por processos de cavalgamento em regime tectônico dúctil, que lhes conferiu suficiente plasticidade, de modo a deformá-las sem ruptura. Em consequência desses processos, foram impressas estruturas de foliação às rochas, como bandamento, xistosidade e milonitização, geralmente com baixos ângulos de mergulho. Em direção às bordas dos complexos de alto grau, o regime dúctil cedeu espaço progressivamente para os estados rígidos, permitindo o desenvolvimento de falhas e fraturas.

Os complexos de alto grau sofreram deformações subseqüentes, resultantes de falhas transcorrentes tardias, que alteraram suas características originais. A sua distribuição pelo território brasileiro configura-se por extensas faixas encurvadas, obedecendo a certo paralelismo, além de disposição em ramos ou braços, delineando antigas junções tríplexes (Hasui et al., 1993a). O mecanismo que possibilitou o aparecimento, em superfície, dos complexos de alto grau é responsável pela sua associação às suturas ou descontinuidades crustais de primeira ordem (Figura 4.1).

A unidade litológica mais característica dos complexos de alto grau é representada por rochas granulíticas de natureza anortositica, charnoquítica, anfibolítica e ultrabásica, quinzigitos, etc. Texturalmente, é mais comum a presença de cristais de feldspato, piroxênio ou anfibólios, de tamanho uniforme e arranjo homogêneo, caracterizando rochas equigranulares de granulação grossa.

A foliação dos corpos granulíticos não é muito intensa, sendo que passam, gradualmente, a rochas biastomiloníticas com pronunciada foliação de baixo ângulo de mergulho, podendo conter núcleos e encraves de granulitos transportados tectonicamente, por cisalhamento dúctil, que vão desaparecendo com o distanciamento da zona de sutura.

No Brasil já foram reconhecidos mais de 20 cinturões granulíticos associados a vários complexos de alto grau (Hasui et al., 1993a). Mencionam-se aqui apenas alguns, a título de exemplificação, considerados mais importantes pela localização próxima a regiões de maior ocupação humana. Assim, na Região Sudeste, citam-se os cinturões granulíticos Atlântico e Alfenas, associados aos complexos de alto grau de Santa Catarina, Serra Negra, Itatins-Ubatuba, Juiz de Fora e Varginha. Na Região Nordeste merecem destaque os cinturões costeiros Atlântico e Salvador, onde aparecem os complexos Jequié, Caraíba, Salvador e Jirau, enquanto os cinturões Goiás e Médio Tocantins, na Região Centro-Oeste, abrigam os complexos Anápolis-Itaçu, Niquelândia, Cana Brava, Porangatu e Porto Nacional.

As rochas granulíticas são relativamente homogêneas e apresentam baixa anisotropia, com exceção das faixas blastomiloníticas marginais. Quando são e pouco fraturadas, constituem maciços de boa qualidade, mecânica e hidráulica, para obras de engenharia de grande porte, como barragens de concreto. Várias rochas destes complexos são desprovidas de quartzo, causando menor desgaste às ferramentas de corte e desmonte, prestando-se, ainda, como materiais pétreos de construção a custos inferiores aos de rochas graníticas e gnáissicas. O intemperismo em regiões de complexos de alto grau tende a originar solos argilosos e silto-argilosos de boa coesão e alta plasticidade ou, conforme o clima, saibrosos, ambos de grande aplicação em obras viárias.

Complexos Gnáissico-Granitóides de Médio Grau (Escudos)

Os complexos gnáissico-granitóides representariam os blocos crustais primevos que se aglutinaram no megacontinente arqueano e que se articularam através das suturas crustais associadas aos cinturões granulíticos, faixas de dobramento proterozóicas e áreas de domínio dos greenstone belts ou seqüências de xistos verdes.

Constituem, portanto, regiões de estabilidade muito antiga, bordejadas por faixas submetidas a sucessivas reativações, das quais resultaram as faixas metavulcano-sedimentares de dobramento ou cinturões móveis.

A constituição litológica predominante é gnáissica, migmatítica e granitóide, existindo subordinadamente zonas de xistos, quartzitos, anfibolitos, anatexitos, cataclasitos, metabásicas, calcários e encraves de rochas metassedimentares, que podem corresponder a lascas de greestone belts ou seqüências metavulcano-sedimentares dobradas. As unidades litológicas dos complexos gnáissico granitóides de médio grau mostram foliação em graus variados, desde incipiente, no caso dos granitóides, anfibolitos e anatexitos, passando a evidente nos gnaisses e migmatitos, até marcante, nos xistos, cataclasitos e quartzitos.

No Brasil existem mais de 20 complexos gnáissico granitóides de médio grau, merecendo destaque os complexos Cambaí e Rio Grande do Sul na Região Sul; Amparo, Apiaí-Mirim e Barbacena na Região Sudeste; Paramirim, Guanambi, São Vicente e outros na Região Nordeste; Alto Paraná e Goiano na Região Centro-Oeste. Na Região Norte, sobretudo na Amazônia, sobressaem-se os complexos Xingu, Colmeia, Maracaçumé e Guianense (Figura. 4.1).

Ressalta-se que, na Amazônia, as áreas de escudos cristalinos de médio grau são permeadas por grande número de intrusões ácidas, básicas e intermediárias, associadas a depósitos de fossas tectônicas (rifes), originados, principalmente, durante o Proterozóico Médio. A natureza essencialmente gnáissica do embasamento da Amazônia é, assim, entremeada por muitos encraves localizados de depósitos terrígenos, constituídos por arenitos, arcósios, conglomerados, siltitos, riolitos, andesitos e tufos das sequências Cubencranquén, Uatumã, Prainha e outras, associadas a essas fossas tectônicas.

A predominância de rochas gnáissicas e granitóides nos complexos de médio grau confere às suas áreas de domínio, tendo em vista suas boas qualidades geomecânicas e hidráulicas, quando sãs e pouco fraturadas, atributos favoráveis, como maciços de fundações de grandes obras de engenharia, além de prestarem-se para o uso como material pétreo de construção. Entretanto, quando alteradas, não só restringem esse uso como podem configurar problemas para as obras civis, conforme ilustra a Figura 4.2.

Se, por um lado, a anisotropia das rochas dos escudos é pequena, inexistindo, nos gnaisses, granitóides, anfibolitos e anatexitos, por outro, as rochas que ocorrem, subordinadamente, nas regiões de escudos, como xistos, quartzitos, cataclasitos e rochas metassedimentares, são anisótropas, mostrando-se pouco propícias para utilização como agregados, podendo, entretanto, ser empregadas, eventualmente, em enrocamentos, diques rochosos, etc.

Os solos residuais das regiões correspondentes aos complexos gnáissicos de médio grau tendem a ser de natureza areno-argilosa ou argilo-arenosa, além de argilosa, nas restritas áreas de anfibolitos, e arenosa, nas áreas de quartzitos. É bastante comum, nas áreas de gnaisses e granitóides, a presença de espessos solos saibrosos, de reconhecida aplicação em obras viárias. Nas regiões das grandes metrópoles é crescente a utilização de desmonte hidráulico para extração da areia, a partir de solos de alteração de gnaisses, granitos e, mesmo, quartzitos.

Sequências de Xistos Verdes

As sequências de xistos verdes ocupam áreas pequenas, associadas às suturas do Arqueano e do Proterozóico Inferior, constituindo as unidades litoestratigráficas pré-cambrianas menos expressivas, em termos de superfície, apesar de se espalharem por todo o território nacional (Figura 4.1).

Todavia, assumem importância para a Geologia de Engenharia, quando ocorrem em regiões mais densamente habitadas, como o Quadrilátero Ferrífero, principalmente, com relação à exploração mineral, tendo em vista o alto potencial dos greenstone belts em recursos minerais, sobretudo de ferro, manganês, amianto, níquel, cromo, cobre, ouro e outras substâncias, cuja exploração demanda trabalhos de desmonte, estabilização de escavações a céu aberto e subterrâneas, drenagens, barramentos, acessos, etc.



Figura 4.2 Instabilização de latitude, em maciço graníticognáissico alterado. Ferrovia do Aço, trecho Belo Horizonte-Jeceaba (MG) (Foto de A. Bartorelli, 1975)

Foram identificadas, até hoje, 45 seqüências de xistos verdes no território brasileiro, das quais podem se destacar as de Amapá, Sapucaia, Rio Maria, Jacareacanga, Comemoração e outras na Região Amazônica; Brumado, Boquira, Rio Itapicuru, Xique-Xique e várias outras na Região Nordeste; além das seqüências, Serro, Rio das Velhas, Lafaiete, Crixás, entre muitas das que ocorrem nas regiões Centro-Oeste e Sudeste. Na Região Sul, as seqüências de xistos verdes são pouco representativas, destacando-se apenas a de Vacacaí, no Rio Grande do Sul.

As seqüências de greenstone belts caracterizam-se pela presença de rochas bandadas e xistosas, predominando filitos, talco-xistos, anfibólio-xistos, clorita-xistos, biotita-xistos, serpentinitos, itabiritos (ferro bandado), metabasitos e quartzitos. Ocorrem, também, cálcio-xistos, gnaisses, granitos, metarenitos, metapelitos, grauvacas, conglomerados, dolomitos, anfibolitos e metavulcânicas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas.

A heterogeneidade litológica e a alternância de pacotes com características geotécnicas contrastantes confere às áreas de greenstone belts ou xistos verdes, uma natureza mais problemática com relação a obras de engenharia que a de rochas ígneas homogêneas, exigindo estudos mais aprofundados sobre o comportamento hidromecânico, estabilização de escavações, tratamento de fundações, etc.

Cortes em solos de alteração de rochas xistosas são de fácil execução e a estabilidade pode ser boa, desde que não sejam desconfinados os planos de xistosidade que tem valores baixos de ângulo de atrito. Obras subterrâneas nesse tipo de rocha, entretanto, demandam trabalhos mais cuidadosos de estabilização, considerando-se a qualidade inferior dos maciços, quando comparada à dos granulitos, granitóides e gnaisses, que predominam nos cinturões de alto grau e nas áreas de escudos de médio grau de metamorfismo.

Os solos de alteração de rochas xistosas e quartzíticas são, em geral, pouco adequados para grandes aterros, devendo-se dar preferência a áreas de empréstimo em solos provenientes da alteração de anfibolitos, metabasitos, granitos, gnaisses, colúvios ou solos residuais maduros dos próprios xistos. A implantação de pedreiras restringe-se às áreas granítico-gnáissicas, anfibolíticas e dolomíticas, de ocorrência bastante localizada. A anisotropia litológica nas áreas de domínio dos xistos verdes é marcante, tanto em micro, como em megaescala, exigindo soluções geotécnicas específicas para obras nelas executadas, como na Ferrovia do Aço, que liga o Quadrilátero Ferrífero a Volta Redonda, no Estado do Rio de Janeiro.

Faixas Vulcano-Sedimentares Dobradas e Metamorfizadas

As faixas vulcano-sedimentares dobradas e metamorfizadas, ou faixas metavulcano-sedimentares, ocupam expressivas áreas do Pré-Cambriano brasileiro, sendo apenas superadas, em termos de extensão superficial, pelos escudos granítico-gnáissicos de médio grau. Do mesmo modo que os cinturões granulíticos e as seqüências de greenstone belts, as faixas vulcano-sedimentares de dobramento associam-se às bordas dos antigos blocos continentais justapostos ao longo das suturas crustais, sob a forma de extensos cinturões com até 300 km de largura (Figura 4.1).

Os sucessivos cinturões de dobramento proterozóicos seriam o resultado de reativação de antigas zonas de colisão, ao longo das suturas submetidas a múltiplos processos litosféricos de distensão e compressão que, alternadamente, separaram e reagruparam as placas (escudos), ao longo das faixas móveis. Os cinturões vulcano-sedimentares dobrados, no território nacional, concentram-se no setor oriental, sendo que a oeste da Faixa Paraguai-Araguaia (Baixo Araguaia Cuiabá), englobando quase toda a Amazônia, são reconhecidos apenas alguns cinturões de dobramento pouco expressivos, de idade muito antiga.

As faixas vulcano-sedimentares dobradas brasileiras mais expressivas podem ser resumidas nas de Brusque e Porongos na Região Sul; Ribesita e Minas na Região Sudeste; Canastra-Araxá, Araí, Serra da Mesa e outras na Região Centro-Oeste. Nas regiões Norte e Nordeste são reconhecidas, entre outras, as faixas de dobramento Grão Pará-Rio Fresco, Santa Luzia-Gurupi, Jacobina, Espinhaço, Seridó, Ceará.

A **Barragem de Tucuruí** foi implantada no domínio da Faixa de Dobramento Baixo Araguaia e está assentada sobre um conjunto heterogêneo de rochas metamórficas do Grupo Tocantins, constituídas por filitos, metarenitos, metabasitos, cloritaxistos e quartzitos, num contexto de falhas de cavalgamento e intenso fraturamento, que demandaram soluções especiais de consolidação, regularização e impermeabilização.

A constituição litológica dos cinturões metavulcano-sedimentares é muito diversificada, predominando, conforme o cinturão considerado, ora uma, ora outra unidade, como micaxistos, quartzitos, migmatitos, metarenitos, metapelitos, filitos, ardósias, metaconglomerados, calcários, dolomitos, mármore, rochas calciossilicatadas, granitos, anfibolitos e metavulcânicas. A maioria dessas rochas é portadora de forte anisotropia, incutida por marcante foliação e xistosidade, a qual reflete-se em suas propriedades geomecânicas. Esta estrutura, inerente aos processos metamórficos, torna-se fator de menor relevância nas rochas carbonáticas, graníticas e anfibolíticas, sendo que nos migmatitos, apesar da nítida foliação composicional e bandamento, a sua influência no comportamento geotécnico não tem a importância atribuída às rochas xistosas. O intenso dobramento a que foram submetidas as faixas vulcano-sedimentares imprimiu, em seus pacotes rochosos, diversos ângulos de mergulho, sendo predominantes os subverticais, com direções acompanhando as orientações gerais das faixas dobradas.

Com exceção das faixas migmatíticas e encraves de granitos, calcários e anfibolitos, as rochas dos cinturões metavulcano-sedimentares demandam estudos mais aprofundados no caso de fundações de grandes obras, sendo também pouco apropriadas como fonte de material para construção. Nas rochas xistosas, a estabilidade de taludes e paredes de escavações pode ser comprometida pelas descontinuidades de baixa resistência, ao longo dos planos de xistosidade, enquanto que maciços rochosos quartzíticos, metareníticos e metavulcânicos são de qualidade inferior e os solos, provenientes destes, caracterizam-se por baixa coesão. A qualidade de material de empréstimo tende a restringir-se aos encraves de rochas que originam solos essencialmente argilosos, areno-argilosos e outros mais facilmente compactáveis.

Bacias fanerozóicas

Enquanto as bacias do Amazonas, Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu encontram-se integralmente localizadas na extensa Região Norte do Brasil, as Bacias do Paraná, Parnaíba e Recôncavo-Tucano ocupam, respectivamente, grandes partes das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Norte e Nordeste (Figura 4.1). Já as Bacias Costeiras limitam-se a estreitas faixas do litoral e localizam-se na plataforma continental, encontrando-se submersas.

São sucintamente descritas, a seguir, as unidades litológicas principais de cada bacia e sua distribuição e importância para a Geologia de Engenharia, com base no Mapa Geológico do Brasil, na escala de 1:2.500.000 (DNPM, 1981 e Schobbenhaus et al., 1984). Cabe frisar que as Bacias do Parnaíba, Paraná e Amazonas iniciaram a subsidência como depressões intracratônicas, num contexto tectônico ligado às zonas de suturas.

Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas é composta por duas seqüências de rochas, uma paleozóica e a outra mesozóica a terciária. A seqüência paleozóica é constituída essencialmente por arenitos, siltitos e folhelhos das formações Trombetas, do Siluro-Ordoviciano, Maecuru, Ererê e Curuá, de idade devoniana, e pelos depósitos permo-carboníferos das formações Faro, Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda, as quais, além de arenitos, siltitos e folhelhos, contêm níveis expressivos de conglomerados, calcários, dolomitos e evaporitos. Essas rochas paleozóicas restringem-se a duas estreitas faixas nas bordas da bacia, na altura do baixo e médio cursos do Rio Amazonas e, principalmente na margem direita, na região entre os rios Tapajós e Xingu, associam-se a pequenas áreas de exposições de basaltos e rochas alcalinas de idade jurássica.

A maior extensão da área sedimentar, a jusante da confluência dos rios Negro e Solimões, corresponde a grauvacas, arenitos e argilitos da Formação Alter do Chão, com idade no limite entre o Cretáceo e o Terciário.

Esse conjunto de rochas fanerozóicas, com grau de consolidação geralmente baixo, à exceção dos calcários e basaltos, mostra-se pouco favorável à implantação de grandes obras, demandando estudos sobre a necessidade de tratamento de consolidação, impermeabilização e contenção e dificultando a obtenção de material para enrocamento, agregado e empréstimo.

Não são incomuns, principalmente no âmbito da Formação Alter do Chão, níveis limoníticos com espessuras da ordem de um metro ou mais. Apesar dos pequenos desníveis do terreno na Bacia Sedimentar do Amazonas, existem muitas possibilidades de pequenos e médios aproveitamentos hidrelétricos, a exemplo da Usina de Curuá Una, próxima a Santarém, implantada em arenitos finos da Formação Alter do Chão.

Deve ser salientado que quase todos os grandes aproveitamentos hidrelétricos, bem como os maiores trechos das rodovias Transamazônica e Perimetral Norte, situam-se, em relação à vasta rede hidrográfica do Amazonas, nos domínios dos escudos pré-cambrianos, portanto, fora da bacia sedimentar. Os solos oriundos da decomposição das rochas da Bacia do Amazonas são essencialmente arenosos e areno-siltosos, com proporções variadas de argilas, com melhor qualidade para aterros, quando associa das às áreas de calcários, folhelhos e basaltos.

Bacia do Alto Tapajós

A Bacia do Alto Tapajós alonga-se por cerca de 500 km na direção NW e tem largura máxima de 250 km, na altura dos baixos cursos dos rios Teles Pires e Juruena, onde os esses se juntam formando o Rio Tapajós. As rochas sedimentares têm idade paleozóica não-diferenciada e são constituídas por arenitos, arcósios, siltitos, folbelhos, argilitos, calcários, brechas e diamictitos.

A baixa qualidade dessas rochas, sob o enfoque geotécnico, pode ser um pouco atenuada, conforme a localização de eventuais projetos de engenharia, pela presença de abundantes diques de rochas básicas, principalmente, no setor oriental da bacia, os quais poderão vir a constituir fontes de material pétreo e áreas de empréstimo.

Bacia Parecis-Alto Xingu

Esta bacia é representada por ampla faixa, com mais de 300 km de largura, que se estende na direção leste-oeste por aproximadamente 500 km, correspondendo a um platô onde nascem os formadores do Rio Juruena, na região limítrofe entre os estados de Mato Grosso e Rondônia. Consiste em seqüência de arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos de idade paleozóica, os quais encontram-se capeados, na parte sul da bacia, por arenitos cretáceos da Formação Parecis.

Os arenitos, tanto paleozóicos como da Formação Parecis, possibilitam a implantação de obras de engenharia, demandando tratamentos específicos. A Bacia Parecis-Alto Xingu, principalmente na parte oeste, na região de Vilhena (Rondônia), vem sendo palco de intensa ocupação, induzindo a implantação de diversas obras, como estradas e pequenos aproveitamentos hidrelétricos. As condições geotécnicas são de natureza similar às encontradas nas demais bacias sedimentares do Norte do Brasil.

Bacias do Parnaíba E Recôncavo-Tucano

A Bacia Sedimentar do Parnaíba engloba a quase totalidade da superfície dos estados do Piauí, Maranhão e Tocantins e o seu eixo coincide, grosso modo, com o curso do Rio Parnaíba, desde as cabeceiras até a foz, na pequena faixa litorânea do Piauí. Os depósitos paleozóicos, diferentemente dos existentes nas demais bacias brasileiras, encontram-se expostos também em amplas áreas da parte central da Bacia do Parnaíba. Nas bordas oriental e ocidental, principalmente na primeira, ocorrem extensas faixas, com direção norte-sul, de seqüências siluro-devonianas constituídas pelas formações Serra Grande (arenitos e conglomerados), Pimenteiras (siltitos e folhelhos), Cabeças (arenitos), Longá (folhelhos) e Poti (arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados). Tais formações são cobertas por seqüências permo-carboníferas, representadas por arenitos da Formação Piauí e siltitos, folhelhos e calcários com níveis de sílex, da Formação Pedra de Fogo, além de arenitos com níveis de evaporitos da Formação Motuca. Estas camadas do Paleozóico Superior formam uma ampla faixa de exposições que ocupa toda a parte centro-sul da bacia. Ao norte, esta faixa limita-se com arenitos eólicos finos da Formação Sambaíba, do Jurássico Inferior, que ocupam grandes trechos, sobretudo a leste do Rio Tocantins, e têm cerca da metade de sua área de ocorrência capeada por basaltos, também jurássicos, da Formação Mosquito.

Todo o setor norte da Bacia do Parnaíba encontra-se no domínio de arenitos cretáceos pertencentes às formações Cor da, Grajaú e Itapicuru, sendo esta última a de maior expressão, estendendo-se desde o Rio Tocantins, na altura de Imperatriz, até a costa do Maranhão e Piauí. Na seqüência cretácea intercalase, entre as formações Grajaú e Itapicuru, delgado pacote de calcários, margas e argilitos da Formação Codó.

Ao sul, a Bacia do Parnaíba prolonga-se sob expressivo depósito cretáceo, representado por arenitos da Formação Urucuia, os quais estendem-se por 600 km em direção a latitudes mais meridionais, ao longo de faixa com 50 a 400 km de largura, que constitui o grande divisor de águas entre o Rio Tocantins, a oeste, e os rios São Francisco e Parnaíba, do lado oriental. Estes arenitos assentam-se diretamente sobre rochas proterozóicas do Grupo Bambuí, a quase 400 km de distância da borda nordeste da Bacia do Paraná, onde observa-se transgressão semelhante dos arenitos Bauru sobre rochas do Complexo de Médio Grau Alto Paraná e da Faixa de Dobramento Araxá.

Cabe mencionar a existência de um apêndice na borda leste da Bacia do Parnaíba, onde é exposta a seqüência fanerozóica da Chapada do Araripe, a qual se estende por 200 km na direção leste-oeste, com largura pouco inferior a 50 km. Esta seqüência fica na divisa entre os estados do Ceará e Pernambuco e tem um pacote siluro-devoniano basal representado por arenitos e conglomerados da Formação Cariri, sobrepostos por folhelhos e arenitos da Formação Brejo Santo, de idade jurássica, de pequena expressão em área. Dominam, entretanto, na Chapada do Araripe, arenitos, folhelhos, siltitos, calcários e margas cretáceas das Formações Missão Velha, Santana e Exu, principalmente desta última, que recobre mais da metade da seqüência sedimentar da Chapada.

Na Região Nordeste do Brasil, em contexto geográfico e tectônico distinto daquele da Bacia do Parnaíba, é destacada a presença de arenitos, folhelhos, siltitos e calcários cretáceos da Formação Marizal e Grupo Bahia, ocupando grande graben encravado nas unidades pré-cambrianas, o qual tem até 100 km de largura e estende-se, na direção norte-sul, por 300 km, desde as proximidades de Paulo Afonso, no Rio São Francisco, até o litoral baiano, na altura de Salvador. Ocorrem reduzidas áreas de exposição de sequências mais antigas, constituídas por arenitos e conglomerados siluro-devonianos da Formação Tacaratu, arenitos, siltitos e folhelhos-devonianos da Formação Inajá e folhelhos e arenitos jurássicos do Grupo Brotas. Trata-se da Bacia do Recôncavo-Tucano.

A Bacia do Parnaíba tem grande relevância para a Geologia de Engenharia, principalmente com relação a aproveitamentos hidrelétricos, uma vez que em seus depósitos sedimentares estabeleceram-se as drenagens do Rio Parnaíba e boa parte do Tocantins, além de rios menores mas, igualmente, com potencial hidroenergético, como os rios Gurupi, Pindaré, Grajaú, Mearim, Balsas, Gurguéia e outros, envolvendo o Estado do Maranhão inteiro e parte dos estados do Pará, Piauí e Tocantins. A baixa qualidade das rochas sedimentares para fundações de tais obras pode ser contornada por trabalhos de consolidação dos maciços rochosos, além de projetos especiais de impermeabilização e drenagem, existindo vários barramentos inventariados no âmbito da sequência paleozóica da Bacia do Parnaíba.

Material pétreo de construção pode ser obtido mais facilmente nas áreas basálticas e nas bordas da bacia sedimentar, próximas a ocorrências de rochas duras do embasamento. Alguns arenitos e calcários prestam-se como material de enrocamento, quando fortemente diagenizados e/ou silicificados. Na Bacia do Parnaíba predominam extensas coberturas de solos arenosos, limitando-se as áreas de empréstimo aos domínios de rochas basálticas, calcárias e ricas em argila, que ocupam apenas parte da superfície abrangida pela bacia, ou às coberturas de solos intensamente pedogenizados (Capítulo 6 - Solos).

Bacia do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná, se considerada como unidade tectônica individual, constitui a maior bacia intracratônica conhecida, abrangendo uma superfície total de 1.600.000 km dos quais pouco mais de 60% situam-se em território brasileiro. Ocupa 400.000 km do território argentino, 100.000 km do uruguaio e outros tantos do paraguaio. No Brasil, a maior parte dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo, além de boa parte do Mato Grosso do Sul, e pequena parte do Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais, encontram-se em áreas de domínio da Bacia Sedimentar do Paraná.

O potencial hidroenergético da Bacia do Paraná, aliado ao fato da mesma abarcar as regiões mais desenvolvidas do Brasil, fez com que os grandes aproveitamentos hidrelétricos fossem pioneiramente implantados em seus domínios, tendo sido favorecidos, ainda, pela onipresença de rochas basálticas, às quais está associado praticamente todo o sistema de drenagem da bacia.

Desta maneira, resulta que os leitos dos principais rios da Bacia do Paraná, como é o caso dos rios Grande, Tietê, Paranapanema, Iguaçu, Uruguai, do próprio Rio Paraná e grande parte do Parnaíba, tenham se estabelecido em rochas basálticas da Formação Serra Geral, de idade jurássica-cretácea. As grandes barragens construídas nesses rios, mesmo em áreas de coberturas do Grupo Bauru, têm suas estruturas principais assentadas diretamente sobre basalto, de qualidade bastante boa como rocha de fundação.

As exposições das sequências sedimentares paleozóicas e da primeira metade do Mesozóico limitam-se às bordas da bacia sedimentar, em faixas com larguras máximas de 200 km, alcançando perto de 400 km apenas na parte setentrional da bacia. Contrariamente ao observado na Bacia do Parnaíba, na Bacia do Paraná, as rochas basálticas ocupam toda a sua região central, correspondendo a cerca de 80% das exposições rochosas.

A sequência aflorante basal da Bacia do Paraná é constituída por arenitos grosseiros, conglomerados e siltitos siluro-devonianos da Formação Furnas e siltitos, folhelhos e arenitos finos da Formação Ponta Grossa, de idade devoniana. As áreas de ocorrência dessas duas formações restringem-se a estreitas faixas nas bordas oeste e norte da bacia, além de reduzidas exposições limitadas ao eixo do Arco de Ponta Grossa, no Estado do Paraná, com base no Mapa Geológico do Brasil (DNPM, 1981 e Schobbenhaus et al., 1984). Ocupando áreas significativas do norte e oeste da bacia afloram arenitos, siltitos, conglomerados, diamictitos e arcósios da Formação Aquidauana, associados à extensiva glaciação do Permo-Carbonífero e correlacionáveis aos arenitos, siltitos, arcósios, diamictitos, varvitos e siltitos da Formação Itararé, a qual acompanha a borda oriental da Bacia do Paraná, desde o litoral sul de Santa Catarina até a divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais, na região entre Ribeirão Preto e Poços de Caldas. Sobrepondo-se às sequências Itararé e Aquidauana ocorrem siltitos, folhelhos e arenitos do Grupo Guatá, com leitos localizados de carvão, e folhelhos, arenitos siltitos, lamitos, calcários com níveis de sílex e folhelhos pirobetuminosos do Grupo Passa Dois. Estas sequências permianas ocorrem em pequenas áreas próximas à borda norte da bacia e na extremidade sul, bordejando o Arco do Rio Grande, enquanto a sua superfície exposta aumenta consideravelmente na borda sudeste, principalmente no contorno do Arco de Ponta Grossa.

O Período Triássico é representado por arenitos, siltitos, folhelhos, lamitos e conglomerados que ocorrem apenas no Rio Grande do Sul (Formação Rosário do Sul) e no leste-nordeste no Estado de São Paulo, cruzando a divisa com Minas Gerais (Formação Pirambóia). Os arenitos eólicos da Formação Botucatu, depositados sob severas condições do clima árido que caracterizou o Jurássico, sobrepõem-se ao espesso pacote paleozóico e afloram, sotopondo-se e circundando, quase por completo, a colossal sequência basáltica que lhes sucedeu no Jurássico-Cretáceo.

Os arenitos da Formação Botucatu só não afloram na extremidade nordeste da bacia, onde as lavas basálticas trans-puseram toda a sequência sedimentar mais antiga e esparziram-se diretamente sobre o embasamento cristalino. Sua faixa de exposição, porém, é muito limitada, não só como consequência de sua pequena espessura mas, também, pelo fato destes arenitos aflorarem, geralmente, em relevos escarpados, associados às cuestas basálticas, próximas aos limites da bacia. Exceção é representada pela larga área de domínio da Formação Botucatu, na extremidade norte-noroeste da Bacia do Paraná.

O pacote paleozóico descrito reflete ambientes deposicionais relacionados a três sequências sedimentares transgressivas-regressivas, correspondentes ao Siluriano, Devoniano e Permo-Carbonífero, fortemente condicionadas por glaciação, mudanças do nível do mar e deformações resultantes das orogenias andinas, enquanto o pacote mesozóico é constituído por sequências continentais intensamente influenciadas por clima árido e esforços decorrentes da abertura oceânica e deriva continental (Zalán et al., 1990).

As características geomecânicas do pacote sedimentar paleozóico e mesozóico infrabasáltico são, genericamente, insatisfatórias para obras de engenharia de grande porte, necessitando de tratamentos onerosos de consolidação, impermeabilização e revestimento, conforme os diversos tipos litológicos dos maciços de escavação e fundação. As áreas de obtenção de agregado e enrocamento limitam-se a restritas zonas silicificadas ou litificadas de arenitos, siltitos, e calcários, além de diques esoleiras de diabásio que abundam sobretudo na região do Arco de Ponta Grossa.

Áreas de empréstimo resumem-se a solos residuais de rochas com argila e solos resultantes do intemperismo dos corpos intrusivos básicos.

Como já ressaltado, a ampla área de domínio dos basaltos da Formação Serra Geral, principalmente pelo fato de estar associada quase integralmente ao sistema de drenagem da Bacia do Paraná, representa fator preponderante no aproveitamento do potencial hidrelétrico da bacia. Os basaltos constituem, de maneira geral, maciços apropriados para fundação de grandes obras, levando-se em conta que os diversos tipos de descontinuidades, inerentes à natureza desse tipo de rocha, demandam obras de estabilização e outros tratamentos, principalmente em taludes rochosos e escavações subterrâneas. Um bom exemplo de barragem construída em área basáltica é representado pela Barragem de Itaipu, obra de grande porte que demandou escavação de volumosas quantidades de rocha para as fundações e desvio do Rio Paraná, além de obras específicas de consolidação do maciço de fundação (Capítulo 24 - Barragens e Reservatórios).

As rochas basálticas, se contêm minerais expansivos, apresentam restrições ao seu emprego como material de construção, pois podem se desagregar quando expostas às intempéries ou à submersão periódica em reservatórios. O uso de material proveniente de escavações obrigatórias fica, assim, limitado aos trechos de rocha com comprovada ausência de substâncias deletérias.

Entretanto, quando não é apropriado para emprego em agregados, o material pétreo nem sempre é descartado na construção de enrocamentos. Os solos residuais de basalto, por sua vez, são muito plásticos e de boa qualidade para construção de aterros compactados, encontrando-se onipresentes na área de domínio da Formação Serra Geral.

O estágio final de deposição, no âmbito da Bacia do Paraná, é representado pelo Grupo Bauru, que recobre os derrames basálticos da porção setentrional da bacia, a montante das cachoeiras de Sete Quedas, envolvendo boa parte dos estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo e Paraná. A parte basal do Grupo Bauru é representada por arenitos finos das formações Caiuá e Santo Anastácio que afloram, sobre tudo, na área da calha do Rio Paraná e a oeste dela. Na parte oriental do rio dominam arenitos, lamitos e siltitos da Formação Adamantina e, arenitos, siltitos, conglomerados e calcários da Formação Marília.

Estas rochas estão envolvidas nos projetos de algumas grandes obras de engenharia, sustentando altos taludes de escavação em canais e eclusas, dispensando tratamentos muito onerosos. Apresentam permeabilidade bastante elevada e necessitam de eventual tratamento em maciços de fundação de barragens. Os arenitos do Grupo Bauru são pouco propícios ao emprego em construção, mesmo como enrocamento de proteção. Os solos oriundos deste arenito têm sido usados como aterros compactados de barragens de terra.

Bacias Costeiras

As Bacias Costeiras, totalmente submersas no âmbito da Plataforma Continental, são constituídas de seqüências mesozóicas transgressivas, passando de depósitos terrígenos continentais para seqüências de lago, golfo e marinhas, representadas por calcários, vazas, argilitos e evaporitos. Localmente, assentam-se sobre substrato constituído de rochas basálticas.

O interesse da Geologia de Engenharia pelas Bacias Costeiras responde, sobretudo, aos problemas geotécnicos decorrentes da exploração petrolífera submarina, relativos à estabilidade das plataformas exploratórias e dutos (Capítulo 28 - Obras Marítimas).

Atividade Magmática Mais Recente

Nas bordas das bacias sedimentares brasileiras, principalmente no domínio das rochas do embasamento próximo aos limites das bacias, ocorrem numerosas intrusões alcalinas, além de ultrabásicas e carbonatíticas, de idade cretácea a cenozóica, relacionadas aos processos de ruptura e deriva continental. Na Região Norte do Brasil são conhecidas as intrusões de Catrimani, Seis Lagos, Morro do Redondão, Juína e outras. A Região Centro-Oeste engloba as manifestações alcalinas de Iporá, Araxá, Catalão, Tapira, Serra Negra, Salitre, etc., enquanto na Região Nordeste encontra-se o único exemplo de magmatismo ácido do Meso-Cenozóico brasileiro, representado pelo Granito do Cabo e vulcânicas ácidas, intermediárias e básicas associadas.

A Região Sudeste, na qual concentraram-se as principais anomalias térmicas do manto, que ensejaram o processo de abertura oceânica, é a que apresenta maior número de intrusões ígneas do Cretáceo, exemplificadas pelos maciços alcalinos e/ou carbonatíticos de Itatiaia, Passa Quatro, Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Tinguá, Rio Bonito, Itaúna, Gericinó, Jacupiranga, Juquiá, Ipanema, Sarapuí, Piedade, Tunas, Banhadão, Itapirapuã, etc. Na Região Sul, destacam-se os maciços alcalinos de Lages, Piratini e Anitápolis, assinalados no Mapa Geológico do Brasil (DNPM, 1981 e Schobbenhaus et al., 1984).

Nos poucos casos de rochas alcalinas, intrusivas nas sequências sedimentares fanerozóicas, estas podem vir a constituir a única fonte disponível de material pétreo para construção, sendo a implantação de pedreiras facilitada pela topografia. Por serem isentas de quartzo ou outros minerais de dureza alta, proporcionam sensível redução no desgaste de ferramentas de corte e desmonte.

O intemperismo de rochas alcalinas costuma originar solos argilosos adequados para áreas de empréstimo.

Depósitos Cenozóicos

Os Depósitos Cenozóicos recobrem vastas regiões do Brasil sobrepondo-se, indistintamente, às unidades litoestratigráficas mais antigas, tanto em depressões e vales dos grandes rios, como em chapadões e interflúvios situados em cotas elevadas. Os depósitos associados às atuais drenagens são mais novos, de idade pleistocênica e holocênica, e constituem os Aluviões Quaternários, enquanto que os depósitos sedimentares de encostas e divisores de água são de idades terciárias ou, localizadamente, quaternárias. Devem ainda ser consideradas, no quadro cenozóico, as coberturas pedológicas.

Depósitos e Coberturas Terciárias

Na Região Norte do Brasil, encontram-se as maiores extensões de coberturas terciárias, ocupando amplas áreas no extremo oeste do Estado do Amazonas, o Acre inteiro e o norte do Pará. As áreas de domínio do Terciário, na Amazônia, são sustentadas por baixos relevos com drenagem encaixada, esculpidos em argilitos, siltitos e arenitos da Formação Solimões e arenitos, argilitos, conglomerados e lateritas da Formação Barreiras, de acordo com o Mapa Geológico do Brasil (DNPM, 1981 e Schobbenhaus et al., 1984). As superfícies erosivas, frequentemente preservadas nas áreas pré-cambrianas da Amazônia, muitas vezes exibem delgadas coberturas detríticas, com siltes, areias e argilas, além de níveis de cascalho. Estes depósitos interfluviais são de difícil representação cartográfica e não constam de mapas geológicos regionais. Ocorrem não só no Norte do País como, também, nas regiões Nordeste e Centro-Oeste, diminuindo sua importância apenas nas regiões Sudeste e Sul.

A Região Nordeste do Brasil distingue-se pela onipresente e estreita faixa costeira de sedimentos terciários da Formação Barreiras, constituídos por argilitos, arenitos e conglomerados, com freqüentes níveis laterizados. Para o norte, essa faixa vai se alargando até alcançar máxima expressão no leste do Pará, onde sustenta os terrenos de quase toda a extremidade oriental desse Estado. Ocorrem, encravados nos depósitos da Formação Barreiras e de maneira localizada, calcários terciários das formações Pirabas e Maria Farinha, além de rochas vulcânicas fonolíticas e olivina-basálticas, como as de Macau, Açú, Boa Vista, Mecejana, Cabuji, Cubati, etc. Quase no limite com a Região Norte ocorrem, no interflúvio entre os rios Gurguéia e São Francisco, sedimentos detríticos e lateritas do Terciário com denominações como Serra da Tabatinga, do Capim Grosso e outras. Mais para o sul, registram-se depósitos correlatos na divisa entre Minas Gerais e Bahia, os quais ocupam o interflúvio entre os rios Jequitinhonha e de Contas.

Na Região Centro-Oeste, na grande área limítrofe entre os estados de Mato Grosso, Goiás e Mato Grosso do Sul, destacam-se, nos divisores de águas, significativos depósitos terciários constituídos por argilitos, arenitos, sedimentos detríticos e lateritas da Formação Cachoeirinha. São os únicos depósitos terciários da Região Centro-Oeste cartografáveis em escala regional, ressaltando-se, como já mencionado, a existência de generalizadas coberturas detríticas, coluviais e lateríticas não-mapeadas, com idades que possivelmente avançam até o Pleistoceno.

Cabe aqui salientar que grande parte do relevo da porção Centro-Oeste e Leste do Brasil (Minas Gerais, Bahia, Mato Grosso e Goiás) é representada por chapadões nivelados em torno de 1.100-1.200 m de altitude, tendo em seu topo uma pequena cobertura de conglomerados e sedimentos terciários. O seu soerguimento pode ser considerado como sendo pós-miocênico. As cascalheiras encontradas nestes depósitos dos topos dos chapadões são, de modo geral, apropriadas para uso em diversas obras de engenharia, como em leitos de estradas e agregados, nas regiões onde não há rochas apropriadas para produção de brita.

Na Região Sudeste, a faixa de domínio da Formação Barreiras, no litoral, vai restringindo-se até desaparecer por completo no Estado do Rio de Janeiro. Nesta parte do território brasileiro, assumem grande importância, apesar de ocuparem superfícies relativamente pequenas, os preenchimentos terciários do rifte continental que acolheu os sedimentos das bacias de Resende, Taubaté e São Paulo. Os depósitos destas bacias, constituídos por argilitos, arenitos, conglomerados e folhelhos, além de calcários da Bacia de Itaboraí, no Rio de Janeiro, sustentam os terrenos de maior ocupação urbana e industrial do País, tendo sido objeto de estudos para os mais diversificados projetos de engenharia.

Na Região Sul, a Bacia de Curitiba é preenchida por arenitos, siltitos e argilitos da Formação Guabirotuba e sua importância, para a região urbana da capital paranaense, é proporcional àquela da Bacia de São Paulo, em relação à grande metrópole paulistana. No interior da Região Sul, recobrimo basaltos e rochas pré-cambrianas do Arco do Rio Grande e ocupando áreas elevadas correspondentes aos divisores de água, ocorrem arenitos e conglomerados das formações Tupanciretã e Santa Tecla, de idade terciária. Associadas aos depósitos terciários do rifte continental do Sudeste do Brasil, ocorrem pequenas manifestações localizadas de magmatismo alcalino, como as registradas em Cabo Frio, Casimiro de Abreu, Jaboticabal e outras.

Os sedimentos terciários, embora apresentem certas limitações para servirem de fundação para obras de grande porte, oferecem, em geral, condições favoráveis ao seu aproveitamento, enquanto areias e argilas para a construção civil.

Conforme a sua consistência, as argilas terciárias das bacias de São Paulo, Curitiba e Taubaté permitem a execução de fundações para grandes edificações, pontes e viadutos, sem a necessidade de soluções especiais de alto custo. Obras urbanas, como adutoras, sistemas metroviários e outras, demandam projetos de estabilização e drenagem onerosos, porém exequíveis. Geralmente, taludes nos sedimentos terciários são bastante estáveis e de fácil escavação, sendo as argilas variegadas, freqüentemente, muito rijas, dificultando ocasionalmente o cravamento de estacas e escavação com pá mecânica. As areias são geralmente friáveis e, quando saturadas, muito instáveis, exigindo rebaixamento do nível d'água e drenagens específicas.

Em áreas desprovidas de material rochoso, soluções para obtenção de agregado para concreto podem ser vislumbradas pela exploração de níveis conglo-meráticos dos depósitos terciários.

Os capeamentos terciários, que recobrem indistintamente as unidades litológicas pretéritas, muitas vezes, constituem também fonte de empréstimo de solos e material granular (cascalho, concreções lateríticas, etc.) para aterros e revestimento de estradas, em áreas onde, na sua ausência, haveria pouca possibilidade de obtenção de materiais para construção.

Depósitos Quaternários

Neste item são especialmente considerados os depósitos cuja gênese sedimentar é revelada, frequentemente, pela presença da estratificação. Somam-se a estes depósitos os solos originados de processos pedogenéticos, resultantes das condições ambientais quaternárias (Capítulo 6 - Solos).

Por serem originários da dinâmica presente e pré-atual de acumulação sedimentar, os depósitos quaternários encontram-se associados aos atuais agentes de sedimentação, constituídos pelo mar, rios e lagos, podendo transpor suas áreas de atuação por influência de outros fatores, sobretudo de natureza tectônica, a exemplo do Pantanal Matogrossense. Alguns dos depósitos citados a seguir podem ter idade remontando ao Terciário, principalmente os de grande extensão que abrangem vastas áreas deprimidas, recobrando baixos interflúvios e extrapolando, assim, o espaço de influência da atual drenagem.

A maior superfície de cobertura sedimentar quaternária do Brasil encontrase na Região Norte, abarcando toda a área de drenagem dos rios Madeira, Purus, Juruá, Japurá e boa parte dos rios Negro e Branco. Ocupa mais da metade do Estado do Amazonas e parte de Roraima e é constituída por aluviões e coluviões da Formação Içá, representados por arenitos, siltitos e turfas. No alto curso do Rio Branco, em Roraima, encontram-se significativos depósitos de cascalho e aluviões fluviais da Formação Boa Vista, enquanto em Rondônia, na fronteira com a Bolívia, e também extrapolando os cursos dos rios atuais, ocorrem aluviões fluviais com níveis de cascalho e lateritas da Formação Guaporé.

Nas cabeceiras do Rio Xingu, existe extensa área de sedimentos quaternário-terciários compostos por areias, siltes, areias siltosas e lateritas, que se limitam, a leste, com aluviões quaternários contendo níveis de cascalho da Formação Araguaia, que abrangem toda a região da Ilha do Bananal e estendem-se até os limites com a Região Centro-Oeste. Ainda na Região Norte, citam-se os aluviões fluviais e d marinhos da região da foz do Amazonas, abrangendo a Ilha de Marajó e a faixa litorânea do Amapá e Pará.

Finalmente, acompanhando os cursos de praticamente toda a drenagem de primeira e segunda ordem e boa parte das demais, existem consideráveis depósitos aluvionares constituídos por areias, siltes e argilas, com níveis de cascalho, conformando amplas planícies de inundação e terraços mais antigos, correspondentes a diferentes regimes fluviais do Pleistoceno. No litoral da Região Norte, além dos depósitos marinhos, ocorrem importantes acumulações eólicas de areia fina, consubstanciadas em grandes campos de dunas, na costa do Maranhão.

Na Região Nordeste, na divisa entre o Piauí e a Bahia, ligados à drenagem do Rio São Francisco, mas com ocorrências afastadas de até 200 km de suas margens, existem depósitos fluviais detríticos com níveis de cascalho, depósitos eólicos continentais e tufos calcários (Formação Caatinga), refletindo severas condições de aridez pré-atuais na região. Próximo à costa, os aluviões distribuem-se ao longo das principais drenagens e misturam-se com depósitos marinhos, flúvio-marinhos e eólicos. Nas cabeceiras do Rio São Francisco, em região limítrofe entre as regiões Nordeste, Centro-Oeste e Sudeste, espalham-se depósitos detríticos com níveis de cascalho e lateritas que ocupam os vales e alguns interflúvios entre os afluentes do São Francisco.

Na Região Sudeste, existem aluviões constituídos por areias, argilas, siltes e cascalhos nas planícies de inundação e terraços fluviais, pouco representativos em escala regional, como as areias conglomeráticas e siltosas da Formação Rio Claro, além de depósitos marinhos, eólicos e deltaicos do litoral do Rio de Janeiro.

No Centro-Oeste brasileiro, é marcante a presença de depressão tectônica no Mato Grosso do Sul, preenchida por espesso pacote de aluviões e sedimentos lacustres, com níveis de cascalho, da Formação Pantanal.

Distingue-se, entre outras planícies aluvionares, a Planície do Paraná, com depósitos de cascalho que podem atingir várias dezenas de metros de espessura, além de areias, siltes e argilas, estas últimas com maiores concentrações na planície de inundação.

Na Região Sul, os depósitos quaternários de maior importância são os do litoral do Rio Grande do Sul, constituídos por sedimentos arenosos, onglomeráticos e siltosos continentais, depósitos aluviais, marinhos, deltaicos, eólicos e lacustres generalizados e depósitos eólico-marinhos do Grupo Patos. Os aluviões são preferencialmente desenvolvidos ao longo dos cursos dos rios Jacuí, Vacacaí, Santa Maria, Ibicuí e Uruguai. No limite com a Região Sudeste, na área litorânea do Vale do Ribeira, registra-se a presença de arenitos, argilitos e siltitos da Formação Pariquera-Açu, com níveis de cascalho basal.

A importância geotécnica dos depósitos sedimentares quaternários, caracterizados por baixo grau de consolidação, não é desprezível, levando-se em conta que nas obras de barragens é necessária a sua remoção ou tratamento para impermeabilização. Os depósitos quaternários constituem a principal fonte de areia para construção e, na falta de áreas para instalação de pedreiras, o agregado para concreto pode ser obtido a partir dos cascalhos aluvionares, os quais são também muito utilizados em revestimento e pavimentação de obras viárias. Coberturas pedológicas, freqüentemente denominadas coberturas coluvionares, constituem áreas de empréstimo, muito utilizadas para aterros compactados.

Sismicidade

A atividade sísmica é a manifestação neotectônica mais marcante e melhor documentada. Essa liberação da energia mecânica, decorrente dos esforços intraplaca (Capítulo 1 - A Terra em Transformação), pode ser induzida por cargas de reservatórios de água, ondas sísmicas de fonte distante, percolação de água em zonas de falha, etc. A sismicidade intraplaca pode representar risco para as obras de engenharia pela possibilidade de provocar rachaduras ou movimentação das estruturas. E de grande importância o seu dimensionamento, especialmente nas grandes obras de engenharia, como as barragens de usinas hidrelétricas que, pelo peso do reservatório de água, induzem tensões que podem liberar energia ao longo de zonas de falhas (Capítulo 10 = Estado de Tensão dos Maciços Rochosos).

Dado o baixo nível de sismicidade intraplaca no Brasil, excetuando obras de alto potencial de risco, como o de usinas nucleares, indústrias químicas que lidam com produtos tóxicos, etc., nas demais obras de engenharia, sua manifestação tem menor importância, sendo apenas levada em consideração através de monitorização temporária e pela estimativa de aceleração sísmica máxima, prevista durante a vida útil do empreendimento.

A sismicidade intraplaca brasileira parece estar, em grande parte, associada às zonas de cisalhamento relacionadas com a estruturação de primeira ordem dos terrenos arqueanos e às zonas de cisalhamento reativadas nos eventos tectônicos subseqüentes (Haralyi et al., 1985; Hasui et al., 1989 e Mito, 1993).

Zonas de risco potencial, a ser consideradas para grandes obras de engenharia, são as regiões de depósitos sedimentares quaternários, pouco ou não-consolidados, situados junto ou próximos às discontinuidades maiores, como, por exemplo, os depósitos sedimentares da região da Ilha do Bananal e sedimentos recentes das zonas sismogênicas de Belém e de Manaus.

No Brasil, Berrocal et al. (1984) revisaram os dados de sismicidade e Mito (1993) delimitou 26 zonas sismogênicas, as quais, especialmente nas regiões Centro-Oeste e Amazônica, poderão ser subdivididas quando obtidos dados mais detalhados de atividade sísmica.

Algumas zonas sismogênicas mais importantes, com relação à Geologia de Engenharia, podem ser mencionadas, em função da localização dos principais núcleos urbanos e obras de engenharia no Brasil. Estas zonas são as de Manaus, Belém, Itacaiúnas, São Luiz, Cuiabá, Porangatu, São Francisco, Ribeirão Preto, Presidente Prudente e Santos, dentre outras.

Exemplos de sismos induzidos, associados a barragens, são apresentados no Capítulo 9 - Processos de Dinâmica Superficial.

Minerais e Rochas

Generalidades

A crosta terrestre é formada essencialmente de rochas, cujos constituintes são na maioria das vezes os minerais, podendo também os constituir-se dos chamados mineralóides, como o vidro vulcânico, o carvão ou outros compostos de origem orgânica.

Mineral

É um elemento ou um composto químico, via de regra, resultante de processo orgânico de composição química geralmente definida e encontrado naturalmente na crosta terrestre. Os minerais em geral, são sólidos.

Somente a água e o mercúrio se encontram no estado líquido, em condições normais de pressão e temperatura.

Rocha

É um agregado natural formado de um ou mais minerais (podendo eventualmente tratar-se de um vidro vulcânico), que constitui parte essencialmente da crosta terrestre e é nitidamente individualizado. Por isso, as rochas ocorrem em extensões consideráveis na crosta terrestre, podendo, na maioria das vezes, ser representada em mapas geológicos. São elas nitidamente individualizadas, porque os minerais se agregam obedecendo as leis físicas, químicas ou físico químicas, dependendo das situações em que se formam esta ou aquela rocha. Esta agregação, portanto, não se dá ao acaso. Não é necessário que a rocha seja consolidada. As areias, as argilas, etc., desde que representem corpos independentes, individualizados e extensos, são considerados rochas.

Minerais

Propriedades Físicas dos Minerais

Estrutura - Quase todos os minerais ocorrem no estado cristalino, no qual os átomos ou agrupamento de átomos são dispostos regularmente, segundo sistemas físicos e constantes, ou seja, conservando-se invariáveis as distâncias entre os átomos que se repetem, numa linha, assim como as fileiras dos átomos e ou entre os planos formados pelas fileiras e com planares. Assim, os átomos no cristal de halita (sal de cozinha) são organizados de modo tal, que os íons positivos de Na e os negativos de Cl se acham dispostos em uma rede cúbica (Fig.1-1)

Também, para quase todos os outros minerais, se conseguiu determinar sua rede cristalina própria.

Outra propriedade física que é função da estrutura cristalina é a forma do cristal. Dependendo das distâncias entre os átomos ou grupos de átomos nas três direções fazem entre si, os cristais são subdivididos em sete sistemas cristalinos: cúbico, tetragonal, trigonal, hexagonal, rômbo, monoclinico e triclínico.

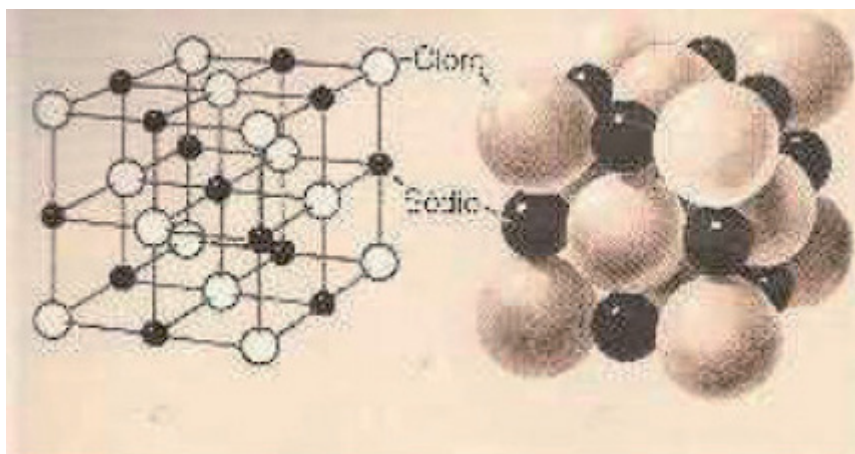


FIG. 1-1 - Estrutura do cloreto de sódio. À esquerda observa-se a disposição cúbica alternada dos íons de cloro e sódio, e à direita a mesma configuração, estando representados os diâmetros atômicos relativos dos dois íons (seg. Gilluly et al.).

Também, para quase todos os outros minerais, se conseguiu determinar sua rede cristalina própria.

Outra propriedade física que é função da estrutura cristalina é a forma do cristal. Dependendo das distâncias entre os átomos ou grupos de átomos nas três direções fazem entre si, os cristais são subdivididos em sete sistemas cristalinos: cúbico, tetragonal, trigonal, hexagonal, rômbo, monoclinico e triclínico.

Clivagem - É a propriedade que tem uma substância cristalina em dividir-se em planos paralelos. Ela se dá graças à estrutura íntima do respectivo mineral. Pode ocorrer uma clivagem segundo uma ou mais direções. Assim, a mica possui apenas uma direção, enquanto que a galena se cliva segundo três planos perpendiculares entre si, formando um sólido de clivagem de forma cúbica.

Fala-se em clivagem excelente ou preeminente no caso da mica, gipsita, etc. Neste caso, a clivagem realiza-se com tal facilidade, que as lâminas paralelas do mineral se destacam sob pressão da unha ou da lâmina de um canivete. A clivagem é perfeita quando realiza sob uma ligeira percussão de um pequeno martelo, como no caso da galena, calcita, ou feldspato. É indistinta como no caso da patita, onde é difícil distinguir-se a fase onde se deu a clivagem das regiões simplesmente fraturadas.

Um mineral se clivagem apresenta fratura, que pode ser concoidal (quartzo, vidro), terrosa (ocre), granular (magnetita) ou fibrosa (limotita).

Dureza - Significa a resistência que um mineral oferece à penetração de uma ponta aguda que tentará riscar o mineral. Esta ponta aguda poderá ou não riscar o mineral. Riscando o sulco poderá ser profundo e bem nítido se o mineral tiver pouca dureza. Se a dureza for pouco inferior à da aguda, o sulco será fino e pouco profundo. Esta ponta tanto pode ser de aço ou vidro, como pode ser de outro mineral qualquer. Frequentemente se forma um traço produzido pelo pó do próprio mineral, que funciona como ponta aguda, podendo enganar-se o observador.

Para a comparação da dureza dos diferentes minerais usa-se uma escala relativa, segundo MOHS, na qual os intervalos não obedecem à proporcionalidade dos números, que simplesmente ordenam os minerais.

Assim, o mineral mais duro, o diamante (dureza 10), é de fato 140 vezes mais duro que o coríndon (dureza 9). A escala de MOHS, muito usual na prática, é a seguinte:

1. Talco
2. Gipsita
3. Calcita
4. Fluorita
5. Apatita
6. Ortoclássico
7. Quartzo
8. Topázio
9. Coríndon
10. Diamante

A unha humana consegue riscar minerais de dureza 1 e 2; o aço comum e o vidro riscam até 5, inclusive. Minerais de 6 e 7 riscam e os de 8 e a 10 cortam o vidro.

Diz-se que um mineral possui dureza 5 quando este risca um de dureza 4, mas deixa-se riscar por um de 6.

Minerais da mesma dureza riscam-se mutuamente, mas de maneira fraca.

Peso Específico - É o número que indica quantas vezes um certo volume de mineral é mais pesado do que um mesmo volume de água destilada à temperatura de 4°C. Densidade é assim o peso expresso em gramas de 1 cm cúbico de mineral.

Densidade de alguns minerais: halita 2,2; quartzo 2,65; calcita 2,75; galena 7,5; ferro 7,3-7,9; mercúrio 13,6; ouro 19,4.

A maioria dos minerais formados das rochas possui uma densidade de 2,5 a 4,0, e os minerais de minérios de 4 a 7,5.

A Fig. 1-2 esclarece a relação existente entre a estrutura cristalina e diversas propriedades físicas dos minerais, inclusive a forma apresentada pelos cristais, que é também governada pela distribuição espacial dos átomos.

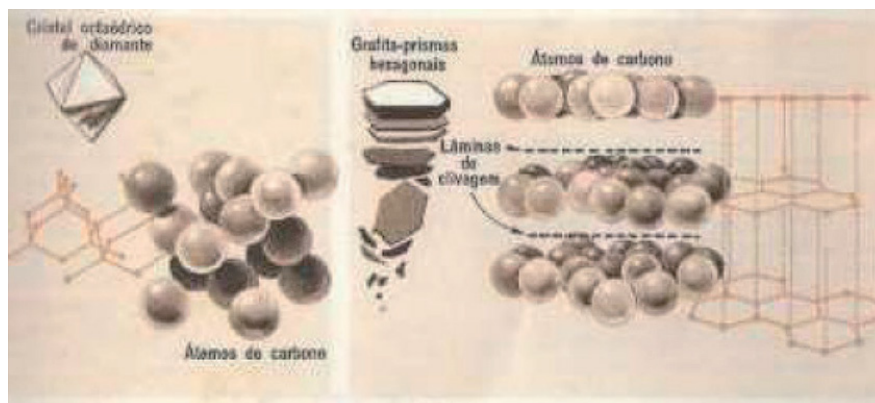


FIG. 1-2 - Estrutura cristalina do diamante e da grafita. Embora ambos possuam a mesma composição química, e as suas propriedades são completamente diferentes, sendo muitas delas antagônicas. A explicação de muitas delas acha-se patenteada na ilustração, como p. ex.: a forma dos cristais é diferente, como consequência da diferente disposição dos átomos. A densidade do diamante é maior, pelo menor espaçamento entre os átomos de carbônio. Este mesmo espaçamento resulta em maior coesão entre os átomos do diamante, resultando maior dureza do que na grafita. A clivagem basal da grafita resulta do grande espaçamento entre os planos de átomos agrupados paralelamente à face da base do prisma hexagonal (seg. Gilluly et al.)

Propriedades Ópticas

- As principais propriedades ópticas são: brilho e cor.

Brilho - É a capacidade de reflexão da luz incidente. Assim no diamante, 17% da luz incidente na perpendicular são refletidas no vidro adentro, sendo esta a causa da menor brilho no vidro e maior no diamante.

Distingue-se brilho metálico ocorrendo apenas nos minerais não-transparentes opacos, como por exemplo, pirita, galena e muitos outros. O brilho não-metálico é peculiar aos minerais transparentes e translúcidos, como brilho adamantino, vítreo, resinoso, etc.

Cor - A cor dos minerais é um caráter importante na sua determinação.

A cor depende da absorção seletiva da luz, restando uma fração transmitida e outra refletida. Assim, por exemplo, um mineral que apresenta cor verde absorve todos os comprimentos de onda do espectro com exceção daqueles que, associados, dão à sensação de verde.

WEGENER considera como fundamentais as seguintes cores dos minerais: branco, cinzento, azul, verde, amarelo, vermelho e castanho.

Deve-se assinalar, entretanto, que ocorrem nos minerais tonalidades de cor, das quais são citadas as seguintes:

a) Entre as cores dos minerais metálicos citamos:

Vermelho - ex. cobre nativo

Amarelo - ex. pirita, ouro, calcopirita.

Branco-argênteo - ex. prata nativa

Branco-acinzentado - ex. galena, arsenopirita.

Preto-acinzentado - ex. cassiterita, hematita, esfaletita.

b) Entre as cores de minerais não-metálicos:

Azul - ex. augita, biotita, anfíbólio, piroxênio.

Azul - ex. lazulita.

Azul-da-Prússia - ex. cianita

Verde-esmeralda - ex. esmeralda

Amarelo-citrino - ex. enxofre

Amarelo - ex. topázio

Vermelho-escarlate - ex. cinábrio

Vermelho-acastanhado - ex. limonita

Castanho-avermelhado - ex. zircão, etc.

A cor dos minerais, especialmente dos que apresenta brilho metálico, deve ser sempre observada na fratura fresca, pois em geral sua superfície, exposta ao ar, se transforma, formando-se películas de alteração, muitas vezes com cores vivas de iridescência, como é comum na calcopirita e vários outros minerais.

Entre os minerais, de brilho não-metálico deve-se distinguir os idiocromáticos, isto é, de cor própria, constante, que dependem da composição química, como o enxofre (amarelo) azurita (azul), etc., e os alochromáticos. Isto é, de cor variável com a composição química ou com a presença de impurezas. São chamados acróbicosos minerais incolores quando puros, podendo entre tanto apresentar colorações diversas, ou pela presença de impurezas diversas.

Como exemplo típico citaremos:

- **Fluorita:** incolor, amarela, rósea, verde ou violeta.
- **Turmalina:** incolor (acroíta), rósea (rubelita), verde (“esmeralda do Brasil”), azul ou preta.
- **Berilo:** incolor, verde (esmeralda), azul-esverdeado ou azul (água marinha), amarelo (heliodoro) e róseo (morganita).
- **Quartzo:** incolor (cristal de rocha), amarelo (q. citrino), róseo (q. róseo), verde (q. prase), violeta (q. ametista), etc.

Propriedades Químicas dos Minerais

Os minerais podem consistir de apenas um elemento químico, como ouro, diamante, grafita, enxofre, etc., ou de vários passando a ser compostos químicos, podendo ser expresso na sua fórmula química. Esta representa a relação numérica dos elementos do mineral, como, por exemplo, a pirita, FeS_2 que significa um átomo de ferro e dois átomos de enxofre, ou de quartzo, SiO_2 com um de silício e dois de oxigênio.

Existem certas relações entre a forma cristalina e a composição química, chamadas polimorfismo e isomorfismo.

Polimorfismo (do grego poli, muito e morphê, forma) é a propriedade do mineral de se polimorfo, isto é, quando diferentes minerais possuem a mesma composição química, mas formas cristalinas diferentes, tendo, portanto, muitas outras propriedades físicas e químicas diferentes também, por que estas dependem da forma cristalina do mineral.

O exemplo clássico é o do carbono, que pode cristalizar-se sob a forma de diamante ou de grafita. Ambos possuem propriedades físicas e químicas completamente diferentes.

Outro exemplo é o de carbonato de cálcio CaCO_3 , que ocorre como calcita e araginita. Neste caso as diferenças não são tão marcantes como no exemplo anterior.

De outro lado fala-se em isomorfismo (isos, igual), quando vários minerais possuem uma composição química diferente, mas análoga, cristalizando, todavia, na mesma (ou similar) forma. A forma dos cristais apresenta ligeiras diferenças, porém a estrutura cristalina é da mesma natureza. O grupo de minerais mais comuns no globo terrestre, os feldspatos, apresenta compostos isomorfos quando se trata dos plagioclásios, minerais do grupo dos feldspatos.

Os Principais Minerais.

Apresentaremos apenas uma pequena coletânea, dos principais minerais, dando destaque aqueles que formam as rochas mais comuns da crosta. A seguir descreveremos brevemente alguns minerais de importância econômica, mas que não são formadores de rochas, apesar de serem relativamente abundante na litosfera.

O mais importante dos minerais é o feldspato, que perfaz ao redor de 60% da totalidade dos minerais. A seguir, os anfibólios e piroxênios, que perfazem 17%. O quartzo 12%, e as micas, 4%. Os demais ocorrem em quantidades subordinadas, na maioria dos casos. Devem ser citados pela sua importância petrográficas e ocasionalmente econômica os seguintes minerais: apatita, olivina, magnetita, granada, turmalina, clorita, ilmenita, nefelina, zirconita, monazita, e muitos outros, quase sempre em quantidades subordinadas nas rochas ígneas formadores de litosfera.

Feldspatos – Formam o grupo mais importante como constituintes das rochas. São translúcidos ou opacos e podem apresentar cristais mistos de três componentes: feldspato potássio, sódico e calcico. Quanto ao sistema de cristalização e quanto a sua clivagem, distinguem-se: ortoclásio (sistema monoclinico, clivando em ângulo reto) e plagioclásio (sistema triclínico, clivando em ângulo oblíquo). Macroscopicamente são de difícil distinção.

- **a) Ortoclásio** (do grego orthós, reto) $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ – A cor pode ser branca, rósea, ou amarelada, de brilho vítreo, dureza 6, densidade 2,56, clivagem boa segundo 2 planos ortogonais. O microclineo é de feldspato potássio triclínico. Ocorre em rochas cristalinas, principalmente na magmática de coloração clara, e também em pegmatitos.
- **b) Plagioclásio** (do grego plágios, oblíquo) – Trata-se de um mineral de composição química variável pelo fato de formar cristais mistos de albita ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$) e anortita ($\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$), que podem misturarse em proporções variáveis. Trata-se de um dos exemplos mais patentes de minerais isomorfos. Sua cor é branca, amarela, cinza, até rósea.

Translúcido a opaco: dureza 6, densidade 2,6 a 2,75. Cliva-se segundo 2 planos oblíquos, mas quando perpendiculares.

Ocorre como componente principal nas rochas cristalinas, tanto em rochas claras como escuras. Graças às suas direções de clivagem os feldspatos se apresentam nas rochas ígneas como as superfícies brilhantes e planas, ao contrario do quartzo, que não possuem clivagem. É também um mineral duro, que se deixa riscar pelo quartzo, mas que risca o vidro.

Piroxênios e anfibólios – São minerais de aparência muito similar. São prismáticos ou granulares, de cor quase preta, com clivagem segundo 2 planos, que são entre si quase perpendiculares nos piroxênios e oblíquos nos anfibólios.

- **a) Piroxênios** – Possuem uma composição variável. São silicatos de Mg, Ca e Fe, com ou sem Al_2O_3 e Fe_2O_3 . Conforme sua composição designa-se as diversas variedades. A cor é de preta a verde escura, e o brilho, vítreo. Dureza 5 a 6, densidade 3,0 a 3,6. Clivagem boa, formando prismas quase retangulares. Forma prisma de seção ortogonal e agregados granulares nas rochas magmáticas, principalmente nas escuras. Um dos piroxênios comuns é designado augita.
- **b) Anfibólios** – São quimicamente muito parecidos aos piroxênios, mas possui (OH) na sua constituição. Sua cor é de verde escura e preta e opaca. Dureza 5 a 6, densidade 2,95 a 3,8. clivagem boa segundo 2 planos, formando prismas de seção rômica. Ocorrem em prismas, agulhas e agregados granulares, principalmente em rochas metamórficas e magmáticas. O anfibólio mais comum é designado hornblenda.

Quartzo – SiO_2 – Cor branca ou incolor, mas também em inúmeras outras variedades, como roxo, amarelo, vermelho, preto, etc. Brilho vítreo, transparente ou opaco. Dureza 7. Densidade 2,65, fratura concóide. Ocorre como diversas variedades, sob diferentes nomes. Trata-se de um mineral bastante comum no Brasil. Cristal de rocha: incolor transparente e bem cristalizado, usado na telecomunicação: ametista, transparente, roxo: citrino: transparente, amarelo: quartzo róseo: translúcida e fibrosa: ágata: é uma variedade de calcedônia bandeadada.

Ocorre como mineral mais comum na superfície do globo terrestre, entre as rochas sedimentares, graças à sua alta resistência química e física. Nas rochas graníticas o quartzo é um mineral de fácil reconhecimento, pois se assemelha ao vidro quebrado. Como não tem clivagem, quebra-se com uma superfície irregular, abaulada. Caracteriza-se também pela sua dureza elevada (ver escala de MOHS). Ocorre também em rochas metamórficas, magmáticas e em veeiros. É usado como matéria prima no fabrico de vidro, abrasivos, refratários, etc.

Micas – Trata-se de um grupo de minerais caracterizados por uma ótima clivagem laminar e boa elasticidade. Distinguem-se 2 variedades principais:

a) Muscovita – $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (mica branca) – Incolor, transparente, também esverdeada ou amarelada, brilho vítreo, densidade 2,76 a 2,9. Clivagem excelente segundo um plano, podendo apresentar-se sob a forma de pacotinhos hexagonais, que facilmente se desfolham com a ponta de uma agulha. Mineral comum em rochas graníticas, pegmatitos, micaxistos, gnaisses e muitas vezes em sedimentos, pelo fato de ser um mineral quimicamente estável. Placas maiores e límpidas são usadas na indústria elétrica, como isolante.

b) Biotita – Mica preta – Silicato complexo, contendo K, Mg, Fe e Al. Cor preta, ou preta – acastanhado, às vezes dourada quando decomposta. Dureza 2,5 a 3 densidades 2,9 a 3,1. Clivagem excelente e formas similares à da muscovita. Constituinte comum em granitos, micaxistos e gnaisses. Além da clivagem perfeita as micas se caracterizam pela dureza baixa, ao redor de 2,5. Riscam-se com muita facilidade com uma ponta de agulha de aço ou de vidro.

Clorita – Silicato de Fe, Mg e Al de cor esverdeada, verde escura ou amarelada. Dureza 2 a 2,5, densidade 2,6 a 2,8. clivagem lamelar boa. Similar às micas, mas não elástica. Ocorrem principalmente em rochas metamórficas, como cloritaxistos e micaxixtos.

Olivina – (Mg, Fe) 2SiO_4 . Chamado também peridoto. De cor verde até verde escura, castanha ou opaca e de brilho vítreo. Dureza 6 a 7, densidade 3,27 a 3,37, prismática ou granular. Clivagem imperfeita, sendo mais comuns as superfícies irregulares quando fraturada. Comum em rochas magmáticas escuras e às vezes nas metamórficas.

Granada – É um grupo de minerais de composição variada, como por exemplo.

A variedade almandina, $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Outros tipos de granada podem também conter Mg, Ca e Mn. A cor depende da composição: a almandina é vermelho – castanho, a grossularia é branco-esverdeada, e a espersatita, vermelha jacinto. Podem ser translúcidas, opacas de brilho vítreo e dureza 6,5 a 7,5. Densidade 3,15 a 4,3. forma cristais bem perfeitos, com tendência a superfícies arredondadas e massas granulares. Ocorrem principalmente em rochas metamórficas sendo também comuns nas rochas magmáticas claras.

Nefelina – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, contendo também sempre potássio na sua composição. Mineral incolor ou leitoso, brilho vítreo muitas vezes graxo, dureza 5,5 a 6, fratura concoidal, densidade 2,55 a 2,65 e de aspecto muito semelhante ao do quartzo. Distingue-se pela sua dureza inferior à do quartzo e produz uma geléia de sílica gelatinosa em contato com HCl concentrado. O quente, num pequeno tubo de vidro, a reação é mais evidente. Ocorre em sienitos e em rochas ricas em sódio, porém pobres em SiO_2 . Nunca existe junto ao quartzo, pelo fato de reagir quimicamente com este, formando a albita.

Turmalina – É um mineral comum nas rochas ígneas quartzosas (granitos e pegmatitos), bem como em muitas rochas metamórficas. É um silicato de boro e alumínio, podendo conter Mg, Fe, Ca e F. Caracteriza-se pela sua dureza elevada (risca o vidro), fratura concoidal e forma prismática alongada. Sua seção transversal muitas vezes é triangular. A coloração é variável, podendo ser preta, verde, vermelha ou azul. Distinguem-se dos anfíbios ou piroxênios pela ausência de clivagem e pela seção triangular ou hexagonal.

Calcita – CaCO_3 – Cor branca, rósea, cinza, amarela, opaca, raramente incolor (espato-de-islandia), brilho vítreo, dureza 3, densidade 2,7. Ótima clivagem segundo 3 planos, dando romboedros. Pode possuir aspecto terroso ou apresentar-se como agregados cristalizados, ou ainda como cristais isolados. Efervesce com HCl. Ocorre como um dos minerais mais comuns em numerosos sedimentos, assim como em rochas metamórficas (trata-se do mineral que forma mármore), veios e como produto de alteração de diversos minerais. Importante matéria prima para cimento, cal, fundente, corretivo para acidez do solo, etc.

Dolomita – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – Cor branca, cinza-amarelada, brilho vítreo, dureza 3,5, densidade 2,85. Ótima clivagem segundo 3 planos formando romboedros. Distinguível da calcita pela pequena ou nenhuma efervescência com HCl a frio. Ferve com HCl quente. Apresenta-se como agregados terrosos e cristalinos. Ocorre em sedimentos, rochas metamórficas e veios. Usada para fabricação do cal, ou como corretivo de acidez do solo.

Gipsita – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – cor branca, brilho vítreo e sedoso, dureza 2, densidade 2,3. Clivagem perfeita segundo 1 plano. Forma agregados fibrosos, laminares. Ocorre em sedimentos. É usada na fabricação de gesso e incorporada ao cimento na proporção de 2%.

Caulim – $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – Cor branca ou ligeiramente amarelada, dureza 2, densidade 2,6. Clivagem boa, escamoso, lamelar ou terroso. Ocorre como produto mais comum de decomposição dos feldspatos, em veio ou em sedimentos. Usado como matéria prima de porcelana.

Magnetita – Fe_3O_4 (72% Fe) – Cor preta, brilho metálico, traço preto, dureza 6, densidade 5,1, fortemente magnética, granular ou octaédrica. Frequentemente alterada em hematita (martita). Ocorrência: acessório comum em rochas magmáticas básica, podendo formar corpos volumosos, jazidas, graças a concentração gravitativa após a segregação magmática. Pode ocorrer também nos itabiritos.

Hematita – (do grego haima, sangue) Fe_2O_3 (70% Fe) – Cor preta e cinza-escura, brilho metálico, às vezes brilhante (variedade especularita), traço vermelho sanguíneo. Dureza 5,5 a 6,5. Densidade mais ou menos 5. Granular, compacta ou micácea. Ocorrência: forma os principais depósitos ferríferos brasileiros (itabirito), contendo até quase 70% Fe metálico. Ocorrem também como pigmento vermelho comum nos sedimentos, solos, etc. Altera-se facilmente para limonita. Trata-se do minério mais importante para a economia do Brasil.

Limonita – (do grego leimon, prado) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (cerca de 60% de Fe) Cor castanha e preta, brilho metálico ou sub-metálico, traçado amarelo castanho. Dureza entre 5 e 5,5 densidade 4. Formas botrioidais, oolíticos terrosos ou de aspecto esponjoso de hematita, magnetita e outros minerais ferríferos. Forma frequentemente pigmentos amarelos ou castanhos nos sedimentos e rochas em decomposição.

Pirita – (do grego pyr, fogo) FeS_2 (46,6% Fe e 53,4% S) – Cor amarelodourado, traço preto, dureza 6 a 6,5, densidade 4,9 a 5,1. Cristaliza-se em cubos ou forma mais granulares. Transforma-se facilmente em limonita. É um dos minerais mais disseminados. Ocorre em diversas jazidas de minerais metálicos, em rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares. Importante matéria prima para a fabricação de ácido sulfúrico.

Calcopirita – (do grego chalcós, cobre) CuFeS_2 (35% Cu, 30% Fe e 35% S) – Cor amarelodourada, brilho metálico, traço preto esverdeado, dureza 3,5 a 4, densidade 4,2. Ocorre em massas compactas, muitas vezes em filões, sendo o principal minério o de cobre. Transforma-se facilmente em calcosina a malaquita.

Galena – PbS (86,5% Pb, 13,5% S) – Cor branco-chumbo, brilho metálico traço cinza preta, dureza 2,5, densidade 7,5. Ótima clivagem cúbicos agregados. Associa-se comumente à blenda. Trata-se do mais importante minério de chumbo.

Blenda ou Esfalerita – ZnS (67% Zn e 33% S) – Contém frequentemente ferro. Cor castanha, amarela ou preto-aveludada. Brilho adamantino resinoso, traço amarelo-castanho, dureza 3,5 a 4, densidade 3,9 e 4,2, clivagem boa segundo 3 planos. Ocorre em filões com galena e pirita. É o mais importante minério de zinco.

Rochas

A crosta terrestre é constituída essencialmente de rochas. São elas, juntamente com os fósseis, os elementos que o geólogo usa para decifrar os fenômenos geológicos atuais e do passado. A Petrografia ou Petrologia, ramo da ciência geológica dedica-se ao estudo das rochas, da sua constituição, origem e classificação. Repetiremos, aqui, que a rocha é por definição um agregado natural formado por um ou mais minerais (inclusive vidro vulcânico e matéria orgânica) que constitui uma parte essencial da crosta terrestre. De acordo com a sua origem, distingue-se 3 grandes grupos, tais como: rochas magmáticas e rochas metamórficas.

Rochas Magmaicas, ou Ígneas

Provêm da consolidação do magma e são por isso de origem primária. Delas se deveriam por processos vários as rochas sedimentares e metamórficas.

Uma rocha magmática expressa as condições geológicas em que se formou, graças a sua textura. A textura diz principalmente do tamanho e da disposição dos minerais que constituem a rocha, enquanto que a natureza mineralógica dos cristais ou mesmo vidro, se for o caso, diz da composição química aproximada do magma. Dizemos aqui aproximadas por que os magmas geralmente possuem elementos voláteis que escapam durante o processo de consolidação, sem formar minerais nos mesmo locais, e, sim, em zonas mais afastadas da rocha que se consolidou.

Condições geológicas. A condição geológica que interfere na textura das rochas ígneas obedece ao seguinte: o magma pode consolidar-se dentro da crosta terrestre, a vários quilômetros de profundidade, formando as chamadas rochas intrusivas, ou plutônicas, ou abissais. O resfriamento ocorre de forma lenta, dando a possibilidade de os cristais desenvolverem-se sucessivamente e formando uma textura equigranular. (Fig. 1-3A.).

A rocha intrusiva é constituída de minerais cristalizados, como, por exemplo, as rochas graníticas. Por outro lado, em outras condições geológicas, o magma pode extravasar na superfície formando rochas extorsivas ou vulcânicas ou efusivas, das quais varias modalidades podem ocorrer. Assim, se o magma passa bruscamente do estado líquido para o estado sólido, forma-se a textura vítrea, pelo fato de não haver tempo suficiente para dar-se a cristalização dos minerais.

Comumente ocorrem pequeníssimos cristais esparsos pela massa vítrea, que representam o início da cristalização de alguns minerais que não tiveram o devido tempo para se desenvolver pela consolidação rápida da lava.

Se já houver um início de cristalização no interior das câmaras onde se acha o magma, estes cristais em vias de formação serão arrastadas para a superfície pelo magma ainda em estado de fusão. Quando atinge a superfície, a lava consolida-se rapidamente, graças à queda brusca de temperatura, e, como resultado, teremos uma textura porfiritica. Esta caracteriza-se pelos cristais bem formados, chamados fenocristais, que são os cristais intratelúricos, nadando numa massa vítrea ou de granulação fina, denominada massa fundamental, que foi consolidada rapidamente, nas condições de superfície. Esta massa fundamental pode ser de caráter afanítico, não se podendo distinguir seus constituintes à vista desarmada, ou pode ser vítrea. (Fig. 1-3B.)

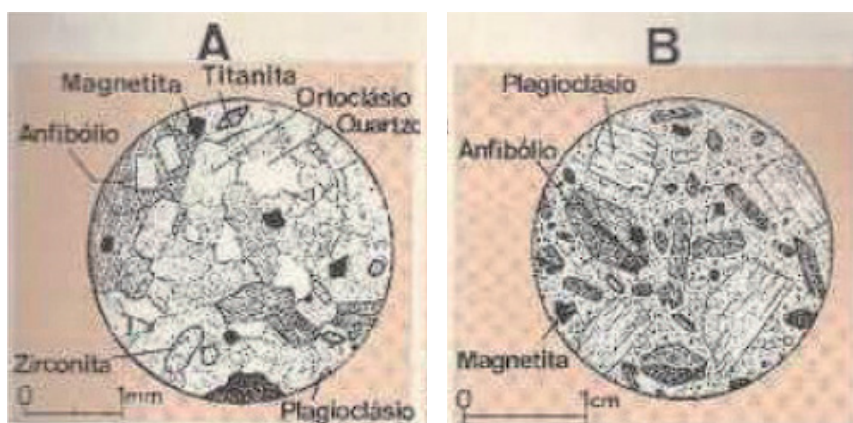
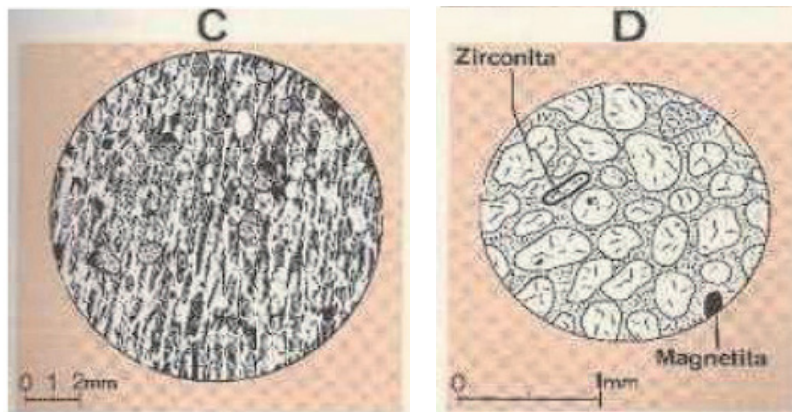


fig. 1-3 - Alguns tipos mais comuns de textura.

A – textura equigranular (hipautomórfica granular), característica das rochas granítica ou qualquer outra formada em profundidade. Todos os minerais acham-se bem desenvolvidos, alguns bem cristalizados (os primeiros a serem formados), como apatita, zirconita e titanita, e outros ocupando os intestícios por serem os últimos a serem cristalizados.

B – textura porfiritica, pelicular às rochas ígneas hipabissais e algumas efusivas, textura esta caracterizada pela existência de cristais bem formados intratelúricos, denominados fenocristais, esparsos na matriz ou massa fundamental, que se solidifica rapidamente, formando cristais macroscópicos ou vidro vulcânico (se for uma lava) ou ambos misturados.



C – textura orientada, peculiar à maioria das rochas metamórficas. A muscovita acha-se orientada com o maior comprimento perpendicular à direção dos esforços. Entre a muscovita ocorre o quartzo com contornos suturados. Os cristais maiores de granada são denominados porfiroblastos, que crescem em meio sólido, sem ter havido uma fusão prévia.

D – textura clástica, na qual as partículas são desagregadas, transportadas e depositadas. Posteriormente podem ser cimentadas, endurecendo a rocha. No presente caso acha-se representado o arenito Botucatu, de caráter eólico, caracterizado pela boa seleção dos tamanho e bom arredondamento dos grãos de quartzo. Estes são cimentados por calcedônia fibrosa, originada do magma basáltico que se derramou sobre os antigos desertos triássicos do Brasil Meridional.

Em certos casos dá-se o desprendimento de gases contidos na lava, sob a forma de bolhas, que podem ser retidas com a consolidação da lava, resultando a chamada textura vesicular ou esponjosa.

Entre os dois tipos citados, de rochas magmáticas abissais com textura granular de rochas efusivas com textura porfiritica ou vítrea, ocorre um grupo intermediário de rochas magmáticas, chamadas hipabissais. Formam-se em condições geológicas quase superficiais e ocorrem normalmente em forma de dique ou sil. Sua textura geralmente é microcristalina ou afanítica, podendo possuir fenocristais bem desenvolvidos junto à massa fundamental, também denominada matriz.

A granulação das rochas magmáticas é muito variável, podendo ter os minerais, desde decímetros de tamanho até fração de milímetro. Quando os minerais são de tamanho tal que a vista desarmada não consiga distingui-los, a textura é denominada afanítica (do grego a, negação e phaneros, visível). Pode ser equigranular ou porfiritica, sendo que o tamanho dos cristais depende normalmente da velocidade da cristalização, que por sua vez depende da velocidade do resfriamento, e da viscosidade do magma. Esta, por sua vez, depende do conteúdo de gases ou outros elementos voláteis e também da composição química do magma (vide Vulcanismo).

Se o magma for de tal forma rico em gases e elementos voláteis, tornando-se por isso muito fluido, possuirá uma grande mobilidade, o que permitirá o desenvolvimento de cristais de grande porte, às vezes de vários metros de tamanho. Estas rochas recebem o nome de pegmatito.

A composição mineralógica das rochas é outra característica altamente conspícua. São relativamente poucos os minerais que se tomam parte na constituição essencial de uma rocha. Dá-se a estes o nome de minerais essenciais, pois servem para definir, caracterizar uma determinada rocha magmática. Na maioria das vezes são apenas 2 ou 3 os minerais essenciais. Os demais, porventura existentes, podem ainda ocorrer, mas em quantidades tão pequenas que são por isso chamados minerais acessórios. Estes não são necessários para a classificação das rochas. Os principais minerais essenciais são: feldspato, quartzo, anfibólio-piroxênio, olivina, muscovita, biotita e nefelina. Estes minerais podem ocorrer em quantidades variáveis, ora predominando um ora outro, como podem, eventualmente, não existir numa determinada rocha. A fim de se designarem

as proporções aproximadas dos minerais que entram na constituição de uma rocha, aplicam-se os termos leucocrático, melanocrático e mesocrático. Diz-se que uma rocha é leucocrática (do grego leukos, branco e kratein, dominar) quando é rica em minerais claros, como feldspato, quartzo ou muscovita. É melanocrático (do grego melanos, preto) se predominarem (mais de 60%) os minerais escuros, como biotita, anfibólio, piroxênio ou olivina. Mesocrático é a rocha intermediária, possuindo entre 30 e 60% de minerais escuros.

A composição química aproximada de uma rocha magmática pode ser expressa pelo seu teor em SiO_2 , não somente sob a forma de quartzo (que pode não ocorrer na rocha), mas também combinado, formando os silicatos, que tomam parte na composição de praticamente todas as rochas magmáticas, com raríssimas exceções. O teor em SiO_2 pode ser determinado diretamente, por métodos químicos, ou indiretamente, em função de presença ou ausência de minerais contendo SiO_2 como, por exemplo, o quartzo. Assim, fala-se em rochas ácidas quando os teores em SiO_2 forem superiores a 65%. Neste caso a quantidade de SiO_2 é tal, que forma os silicatos e ainda sobra, sendo esta sobra cristalizada sob a forma de quartzo. Fala-se em rochas neutras quando o teor em SiO_2 é de 65 a 52% (pouco ou nenhum quartzo) é básica quando o SiO_2 ocorre na proporção de 52 a 45%. Neste caso, há ausência de quartzo.

Deve ser frisado que o termo ácido, básico ou neutro, absolutamente nada tem a ver com os respectivos caracteres químicos, ou seja, com a concentração hidrogenionica. São termos quimicamente incorretos, mas de uso clássico na Petrologia.

Lançando mão de todos estes critérios podemos usar o quadro acima para as principais rochas magmáticas.

A fim de dar uma ideia aproximada do aspecto macroscópico das principais rochas, passaremos a descrever os tipos mais comuns de rochas plutônicas, começando com as de textura equigranular.

	Ácidas (com quartzo) $\text{SiO}_2 > 65\%$	Subácidas a neutras (sem quartzo) SiO_2 entre 65% e 52%	Básicas SiO_2 entre 52% e 45%	Ultrabásicas $\text{SiO}_2 < 45\%$
Mineral Essencial	Ortoclásio, quartzo, plagioclásio sódico, biotita (anfíbólio); Leucocrática	Ortoclásio, plagioclásio sódico, biotita (anfíbólio ou piroxênio), Leuco a mesocrática.	Plagioclásio cálcico, piroxênio; (magnetita, ilmenita); Melanocrática	Olivina, piroxênio Melanocrática
Plutônica (textura equigranular)	Granito Pegmatito	Sienito (leucocrático) Diorito (mesocrática)	Gabro	Peridotito Jacupiranguito (rico em piroxênio e magnetita)
Hipabissal (textura porfiróide)	Granito-Pórfiro	Sienitopórfiro (leucocrático) Diorito-Pórfiro (mesocrática)	Diabásio (textura granular) Tinguaito	-----
Vulcânica (textura porfirítica ou vítrea)	Riólito Quartzo-Pórfiro Obsidiana	Traquito (leucocrático) Fonolito (mesocrática) Andesito (mesocrática)	Basalto Vidro Basáltico	-----

Granito – É a rocha magmática mais comum de todas, ocorrendo juntamente com os gnaisses no embasamento cristalino, que constitui o substrato da crosta silícea que forma os blocos continentais. No Brasil, a serra da Mantiqueira, a Serra do Mar as serras que nos separam das Guianas são formadas por estas rochas, só para citar alguns exemplos.

Ocorre com diversas cores: cinza-clara a cinza bem escura, amarelada, rósea ou vermelha.

A variação de cor provem, normalmente, da cor do feldspato, que é o mineral mais frequente nos granitos. Compõe-se de ortoclásio, em predominância, quartzo frequente e plagioclásio sódico comum. Contem ainda biotita ou muscovita e anfíbólio, mais comumente a hornblenda. Trata-se de rochas leucocrática.

A granulação pode variar de milimétrica a centimétrica. Como minerais acessórios podem ocorrer ainda a zirconita, turmalina, fluorita, apatita, rutilo ou hematita.

Sienito – Cor de cinza até branco, podendo mostrar tons azulados. Predomina o feldspato alcalino, contendo ainda biotita, anfíbólio ou piroxênio. É leucocrática e equigranular, sendo a granulação entre milimétrica e centimétrica. Pode conter nefelina.

No Brasil conhecem-se diversas ocorrências de grande importância onde predominam sienitos e rochas correlatadas, que, por serem ricas em Na_2O e K_2O , são chamadas rochas alcalinas (também, como ácidas básicas, este termo nada diz desta propriedade química). As principais ocorrências situam-se em Poços de Caldas (Minas Gerais), Ilha de São Sebastião (São Paulo) e na região da Serra do Itatiaia.

Diorito – Cinza escuro, muitas vezes de aparência mosqueada. Contém plagioclásios sódico-cálcicos e minerais escuros (anfíbólio, piroxênio ou biotita) em proporções similares. Textura equigranular e mesocrática.

Gabro - Cor preta ou verde escura, melanocrático, textura equigranular. Compõe-se essencialmente de piroxênio em predominância e de plagioclásio cálcico. Pode ocorrer às vezes a olivina ou anfíbólio. Fácil de confundir-se com diabásio, que em geral possui granulação milimétrica e o gabro maior que milimétrica.

Peridotito – É uma rocha melanocrática, constituída essencialmente de olivina, contendo frequentemente magnetita. Textura granular, cor preta, às vezes esverdeada.

Jacupiranguito – Rocha melanocrática, constituída de piroxênio predominante e magnetita (titanífera). Granular, de cor preta. Decompõe-se com facilidade. Nome introduzido por DERBY em 1891, de Jacupiranga, Estado de São Paulo, onde ocorre esta rocha.

Principais rochas hipabissais:

Granito-Pórfito, sienito-pórfito e Diorito-Pórfito. – Estas rochas possuem a composição miraculosa da sua respectiva rocha plutônica, porém sua textura é porfírica, possuindo uma massa fundamental granular fina com fenocristais. Sua cor é cinza-rosea ou avermelhada (Granito-Pórfito e sienitopórfito) e cinza-escura, às vezes esverdeada (diorito-pórfito).

Diabásio. – Constitui-se essencialmente de piroxênio e plagioclásio cálcico. De cor preta, melanocrática, textura granular fina, raras vezes porfírica. Apesar de origem hipabissal, possui muitas vezes textura granular mais grosseira, sendo por isso fácil de confundir-se com o gabro. A distinção às vezes só é possível por meio do microscópio ou no campo, pela sua ocorrência como dique ou sil. É uma das rochas melanocráticas mais comuns do Brasil.

Tinguíto. – Cor verde-escura, quase preta. Textura porfirítica. Numa massa escura e esverdeada, microgranular e afanítica, nadam fenocristais de feldspato (alcalino) e, às vezes, também piroxênios. Assemelha-se muito ao fenólito. ROSENBUSH, em 1887, deu este nome às rochas que ocorrem na serra de Tinguá (Rio de Janeiro).

As rochas vulcânicas podem possuir textura porfirítica, vítrea, vesicular ou porosa.

Riólito. – Chamado também quartzo pórfiro. É o equivalente efusivo do granito. Sua cor é de cinza avermelhada, azulada e, às vezes, até quase preta. A textura é porfirítica, possuindo às vezes um certo arranjo orientado como consequência do movimento da lava. Dá-se a este aspecto o nome de estrutura fluidal. A massa fundamental é afanítica, ou vítreo-brilhante. Os fenocristais são de quartzo sob a forma de prismas hexagonais, mostrando-se frequentemente com os cantos arredondados e feldspato prismático.

Obsidiana – Vidro vulcânico acinzentado a preto, de fratura concoidal, brilho vítreo e translúcido nos cantos. Possui composição química similar ao riólito. Às vezes vesicular com bolhas bem individualizadas, passando a um tipo semelhante a uma espuma endurecida, tão grande é a quantidade de poros. Estes, no seu conjunto, dão à rocha uma coloração cinzenta, designando-se pedra-pome ou púmice.

Traquito e Fobólito – Cor cinza ou esverdeada, leucocrático a mesocrático. Na massa fundamental afanítica cinzenta, ou esverdeada, nadam cristais prismáticos de feldspato e às vezes biotita, piroxênio ou anfibólio.

Andesito – Cinza escuro ou verde escuro mesocrático. Na matriz cinzaescura ou verde-escura ocorrem fenocristais de feldspatos e anfibólio ou piroxênio.

Basalto – É uma rocha efusiva mais comum. A textura é microcristalina, vítrea ou porfirítica. Pode ser às vezes altamente vesicular. Sua cor é geralmente preta, podendo às vezes ser cinza-escura ou castanha, sendo sempre melanocrática. Fenocristais de plagioclásio cálcico e de piroxênio (às vezes olivina) são comuns numa matriz afanítica. Nos basaltos vesiculares dá-se, muito frequentemente, o preenchimento das vesículas, formando amígdalas, que podem constituir-se de ágata, quartzo, zeólitos, ou diversos outros minerais, que resultam dos últimos fluxos do magma recém-consolidado, que, escapando pela rocha, foram formar-se nos seus espaços vazios. Belos cristais de quartzo-ametista são explorados no Rio Grande do Sul, no interior de grandes amígdalas, ocas por dentro e atapetadas internamente por cristais de quartzo-ametista.

Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares no senso estrito são aquelas formadas a partir do material originado da destruição erosiva de qualquer tipo de rocha, material este que deverá ser transportado e posteriormente depositado ou precipitado em um dos muitos ambientes de sedimentação da superfície do globo terrestre. No senso lato incluem também qualquer material proveniente das atividades biológicas. O critério da classificação das rochas sedimentares segue vários princípios, normalmente combinados entre si, como o ambiente, o tipo de sedimentação, constituição mineralógica ou tamanho das partículas. Segundo este último, passemos à descrição de algumas das principais rochas sedimentares.

Sedimento clásticos ou mecânicos: são os formados de fragmento de rochas preexistentes (Fig. 1-3D). Distinguem-se: macroclásticos (psefitos e psamitos, do grego psephis, seixo e psamos, areia) e microclásticos (pelitos, do grego pelos, lamas). Os psefitos constituem-se de seixos, isto é, grãos, maiores que os de areia; os psamitos, de grão do tamanho dos de areia e os pelitos, de grão do tamanho dos de slite e argila (Fig. 1-4).

Os autores distinguem-se diferentes subdivisões, baseadas nas dimensões que se encontram em predominância nas partículas.

Citamos os dois autores mais seguidos:

	Diâmetro (mm) WENTWORTH	Diâmetro (mm) ATTERBERG
Matacão	>256	200
Bloco	64-256	20-200
Seixo	4-64	2-20
Grânulo	2-4	
Areia Grossa	$\frac{1}{4}$ -2	0,2-2
Areia Fina	$\frac{1}{16}$ - $\frac{1}{4}$	0,02-0,2
Silte	$\frac{1}{256}$ - $\frac{1}{16}$	0,002-0,02
Argila	< $\frac{1}{256}$	0,002

Os sedimentos clásticos podem ser constituídos de uma só classe granulométrica como, por exemplo, areia fina ou cascalho grosso. Muito comumente um sedimento pode apresentar muitas classes misturadas nas mais variadas proporções. A classificação do sedimento, neste caso, deve basear-se na medida ponderal de cada classe, o que se faz após prévia desagregação e separação dos diferentes tamanhos por peneiras ou por decantação, dependendo do tamanho dos grupos. Se o cômputo das diferentes classes granulométricas fosse feito pela contagem do número de indivíduos, o resultado seria completamente diferente, pois os grãos de quartzo de 20 a 30 microns de diâmetro têm como peso médio 0,000. 026 miligramas, sendo necessário 38 milhões de grãos para perfazer um grama desta fração. Tendo o diâmetro 0,2 a 0,3mm, o peso médio será de 0,026mg, havendo 38 mil grãos por grama. Para os grãos maiores, de 0,63 a 1,12mm de diâmetro, a massa unitária média é de 0,83mg e o número de grãos por grama é de 1.202.



FIG. 1-4 - Rochas sedimentares de origem clástica. No centro, arenito (trata-se de uma lente intercalada), que se acha intercalado num conglomerado diamantífero, localmente denominado “tauá”. Os seixos são de rochas básicas, rochas metamórficas diversas, de granito, quartzo, sílex, e até mesmo de rochas sedimentares, como de arenito endurecido. Mina de Romaria, próxima e Monte Carmelo, MG (foto de C.A.L. Isotta).

Argilito, Argila, Folhelho – Possuem cor de cinza até preta, amarela, verde ou avermelhada. Granulação finíssima, de poucos microns, por isto untuosa ao tato. A presença da argila, seja como impureza num sedimento qualquer (por exemplo, um arenito ligeiramente argiloso), seja no estado puro, faz com que o sedimento produza o cheiro característico de moringa nova, quando umedecido com um simples bafejar bem próximo à amostra.

Quando endurecida, se formar estratos finos e paralelos esfolheáveis, recebe o nome de folheado. O mineral principal de argila pertence ao grupo do caulim.

Siltito ou Silte – São de cor cinza, amarela, vermelha, de granulação de tal forma fina que, às vezes, se podem perceber grãos individualizados com auxílio de uma lupa de forte aumento. É ligeiramente áspero ao tato e bastante áspero entre os dentes. Entre os pequenos grãos costumam predominar os de quartzo.

Arenito, Areia ou Arcózio – Podem ter diversas cores: as mais comuns são cinza, amarela, vermelha. Enquanto que a areia é um sedimento clástico, não-consolidado, formando mais comumente de grãos de tamanho que variam entre 0,2 a 2 mm, o arenito é a rocha sedimentar proveniente da consolidação de areia por um cimento qualquer. Os grãos que formam os arenitos e as areias são geralmente de quartzo, podendo, contudo, ser de qualquer mineral, uma vez que tenham as dimensões do grão de areia. Ocorrem comumente junto às areias, às vezes em alta concentração, a monazita, ilmenita, zirconita e muitos outros minerais. Diversos adjetivos, como fluvial, marinho, desértico, e outros, explicam a sua origem.

Nos arenitos observa-se com frequência uma nítida estratificação, cujas causas são várias: mudança na granulação, na cor, etc. O arcózio é um arenito que possui como constituinte uma grande quantidade de feldspato.

Conglomerado – Trata-se de uma rocha clástica formada de fragmentos arredondados (seixos ou cascalhos, quando soltos, não cimentados) e de tamanho superior ao de grão de areia (acima de 2 mm na classificação de WENTWORTH), reunidos por cimento. Há todas as transições entre o conglomerado e a brecha (fig.1-4).

Brecha. – Composta de fragmentos angulares maiores que 2 mm, cimentados por material da mesma natureza ou de natureza diversa. A sua origem é variável: 1) brecha sedimentar originada, por exemplo, de depósitos de talus; neste caso a matriz geralmente não difere muito dos blocos inclusos; 2) brecha de atrito, originada por esforços mecânicos, por exemplo, nos falhamentos (brecha de falha). Nesta circunstância, a brecha se compõe de material idêntico ao das rochas encaixantes.

Tilito – É uma espécie de conglomerado de alta importância pela sua origem glacial, ocorrendo com frequência no sul do Brasil, a partir do Estado de São Paulo. Constitui-se de fragmentos de rochas diversas e de vários tamanhos, arredondados ou angulosos, cimentados por material argiloso e arenoso. Como principal característica, predomina o cimento em relação aos seixos. A cor é cinzenta, até azulada, quando fresco, e amarelada, quando decomposto.

Sedimentos químicos: são aqueles originados da precipitação de solutos, graças à diminuição da solubilidade ou graças à evaporação da água. Quando se verifica este fenômeno o sedimento recebe o nome genérico de evaporito. Os sedimentos químicos formados graças à diminuição da solubilidade são mais comumente os carbonatos, que se precipitam graças ao aumento de temperatura e consequente desprendimento de gás carbônico, responsável pela solubilização dos carbonatos.

Sedimentos orgânicos: sedimentos formados pelo acúmulo de restos de organismos.

Calcário e Marga (fig. 1-5) – Estas rochas acham-se descritas à parte pelo fato de serem poligenéticas. Existem calcários clásticos (recebem o nome de calcarenito), químicos e orgânicos. Muito comumente os clásticos são bioclásticos, pelo fato de serem originados pelo embate das ondas sobre recifes de corais, algas calcárias e diversos outros organismos de carapaça calcária. Os fragmentos são transportados pelas correntes e depositados como uma areia carbonática. Os calcários são rochas de cor cinza, amarela, até preta, geralmente compactas e granulação microscópica na maioria dos casos.

Podem às vezes mostrar cristais mais desenvolvidos, visíveis a olho nu. Outros apresentam-se sob a forma de pequenas esferas formadas de camadas concêntricas. São calcários oolíticos (tamanho de ovo de peixe) ou pisolíticos (tamanho de grão de ervilha), formados pela precipitação química em ambiente de águas agitadas. Os calcários são facilmente riscáveis pelo canivete. Muito comumente apresentam impurezas de argila e areia. Outros tipos são formados de restos de conchas, ou de carapaças diversas de organismos quase sempre microscópicos. Sendo grande a contribuição de conchas, toma o nome de lumaquela.

Havendo ao redor de 50% de argila, o sedimento recebe o nome de marga. Efervesce com facilidade com HCl frio. Trata-se de importante matéria para cimento, cal, etc.



FIG. 1-5 - Sedimentos permianos horizontais. Embaixo ocorre um banco de calcário dolomítico, seguindo de camadas delgadas rítmicas de folhelho preto (em parte betuminoso) e calcário. A alternância se deve a variações climáticas, sendo o calcário de épocas quentes e o folhelho de épocas frias, que se alternavam. Pedreira do Maluf, estrada Piracicaba – Tietê, SP (foto de J.C. Mendes).

Dolomita – Muito similar, em todos os sentidos, ao calcário, com a diferença que se constitui essencialmente de dolomita, por isto, efervesce somente com HCl quente. Existe perfeita gradação do calcário puro para dolomita.

Sílex – constitui-se de quartzo fibroso ou calcedônio, de cor cinza, amarela ou preta. Compacto, muito rijo, duro (risca o vidro), de fratura concoidal. Translúcido nos cantos. Muito comum nos sedimentos do sul do Brasil. Sua origem é complexa, podendo ser química ou bioquímica. Neste caso resulta da dissolução e posterior precipitação da sílica de restos de espículas de esponja, ou carapaças de diatomáceas ou ainda radiolários.

Rochas Metamórficas.

Tanto as rochas magmáticas como as sedimentares podem ser levadas por processos geológicos a condições diferentes daquelas nas quais se formou a rocha. Estas novas condições podem determinar a instabilidade dos minerais pré-existentes, estáveis nas antigas condições em que foram formadas. Estas rochas sofrem então transformações sob ação destas novas condições de temperatura, pressão, presença de agentes voláteis ou fortes atritos, adaptando-se, assim, a estas novas condições.

Esta adaptação é que dão origem à formação das diferentes rochas denominadas rochas metamórficas. Dependendo do caso, poderá ou não mudar a composição mineralógica, mas a textura muda obrigatoriamente.

Normalmente podem ocorrer tanto a recristalização dos minerais preexistentes como também a formação de novos minerais, graças à mudança da estrutura cristalina sob as novas condições de pressão, temperatura, ou ainda graças à combinação química entre dois ou mais minerais formando um novo mineral, agora compatível e estável sob as novas condições reinantes. Dependendo da natureza dos esforços sofridos pela rocha, poder-se-ão verificar deformações mecânicas nos minerais. Estas deformações têm importância na reconstituição dos eventos geológicos e tectônicos que intervieram na formação da rocha.

Graças às condições de pressão dirigida num determinado sentido, a textura resultante mais comum é a orientada ou xistosa, caracterizada pelo arranjo de todos ou de alguns dos minerais segundo planos paralelos. As lâminas de mica ou os prismas de anfibólio seguem a mesma direção. O quartzo e o feldspato crescem de forma lenticular, com orientação direcional dos maiores eixos. Esta estrutura xistosa é tão característica das rochas metamórficas, que elas são, às vezes, também designadas xistos ou rochas xistosas (Fig. 1-3C). Uma divisibilidade preferencial é a consequência da xistosidade.

Na recristalização pode dar-se apenas um crescimento, graças à coalescência dos minerais existentes como, por exemplo, um calcário passando para mármore, ou um arenito para quartzito. Em se tratando de rocha argilosa, que é o caso mais freqüente, formam-se minerais novos a partir dos minerais caulínicos, originando as micas ou as cloritas.

A constituição mineracológica varia também conforme o grau de metamorfismo. Sob condições mais severas poderá passar para micaxisto, até atingir o grau máximo de metamorfismo, no qual se formam os gnaisses.

Pode ainda dar-se o caso de a rocha original receber elementos estranhos, que se adicionam durante seu processo de transformação, como por exemplo, gases contendo boro, que poderão formar turmalinas, ou flúor, que será responsável pela fluorita (em calcários) ou topázio (em xistos), e muitos outros. A água, geralmente dissociada, é o fluido mais comum, de alta importância nas transformações mineralógicas, pelo fato de tornar o meio mais fluido.

Em certas condições, se o magma penetrar ou ficar em contato com certas rochas preexistentes, poderá verificar-se um metamorfismo motivado pelo aumento de temperatura, graças ao calor do magma. Se os minerais da rocha encaixante ficarem instáveis àquela temperatura mais elevada, dar-se-á a devida transformação, ou mineracológica ou na textura, dependendo do caso, e este processo chama-se metamorfismo de contato. As principais rochas metamórficas são as seguintes: quartzito, mármore, filito, micaxisto, cloritaxisto, anfibólio-xisto e gnaisse.

Quartzito – É uma rocha derivada de metamorfismo do arenito. Os grãos de quartzo da constituição original iniciam um crescimento na superfície, invadindo os interstícios. Forma-se uma textura granular imbricada. O eventual cimento argiloso do arenito transforma-se em muscovita. Sua cor é branca, rósea ou vermelha. A variedade flexível de quartzito é chamada itacolomito.

Itabirito – É uma variedade de quartzito que possui, além de quartzo, grande quantidade de hematita, às vezes lamelar. Este nome foi tirado do pico de Itabira. MG, por W. Von Eschewege, em 1822.

Mármore – Provém do calcário ou do dolomito. Os órgãos microscópicos de calcita recristalizam-se, formando cristais macroscópicos, apresentando uma aparência sacaróide. A cor é bastante variável, podendo ser branca, rósea, esverdeada ou preta. As impurezas primitivas podem recristalizar-se como mica, clorita, grafita, etc., dependendo da composição mineracológica da impureza. Efervesce com HCl frio, e, quando dolomítico, só aquecido.

Os sedimentos argilosos transformam-se nas seguintes rochas, citadas em ordem crescente quando ao rigor do metamorfismo:

Ardósia – Microcristalina, cor de cinza a preta, boa xistosidade, mas somente perceptível pela boa divisibilidade, tão boa, que pode formar grandes placas, usadas para lousas ou para telhados. Possui um aspecto sedoso nos planos. Sua consistência é mole e fácil de riscar-se com canivete.

Filito – Micro a macrocristalino, cor prateada, cinzenta, esverdeada, até preta. Alguns minerais, como a clorita ou mica, já se tornaram perceptíveis a olho nu. Sua divisibilidade é excelente.

Cloritaxisto – Macrocristalino, cor esverdeada. Similar ao micaxisto, somente que, em vez de possuir mica, seu constituinte principal é a clorita.

Micaxisto – Macrocristalino, cor prateada, cinzenta ou preta. Minerais visíveis: muscovita ou biotita, quartzo, granada, etc. Boa xistosidade e boa divisibilidade.

Anfíbólio-Xisto – Macrocristalino, cor verde-escura até quase preta. Xistosidade excelente, com tendências lineares, graças ao arranjo dos prismas de anfíbólio. Contém ainda quartzo e às vezes clorita.

Gnaiss (Fig. 1-6) – Um grande grupo de rochas metamórficas são designadas com este termo. São rochas de textura bem orientada, na maioria das vezes, e que contêm na sua constituição o feldspato, além de outros minerais como quartzo, mica, anfíbólio, granada, etc.

Sua divisibilidade não é tão boa como a dos xistos. São macrocristalinos e assemelham-se muito ao um granito, exceto na textura. Possuem cor cinza, rósea, até quase preta. O gnaiss proveniente de rochas ígneas é designado ortognaiss. Ambos são muito comuns no embasamento cristalino brasileiro.



FIG. 1-6 - Gnaiss, uma das rochas metamórficas mais comuns do pré-cambriano brasileiro. É formada em grandes profundidades. As zonas claras são constituídas de ortoclásio e quartzo, podendo ou não haver muscovita. As escuras são mais ricas em anfíbólios ou biotita ou ambos (foto de F. Takeda).

A maior parte do interior da terra é inacessível às observações diretas, de modo que, para conhecer sua constituição interna, é necessário recorrer a métodos indiretos. À primeira ordem, a sismologia revela que a estrutura interna da terra consiste de uma série de camadas que compõe a crosta, o manto e o núcleo. A partir das propriedades físicas, e com o apoio de experiências que simulam as condições de temperatura e pressão no interior da terra, é possível inferir as composições mineralógicas das camadas presentes.

O calor interno da terra e os processos de sua redistribuição são fatores importantes para entender os movimentos dentro de e entre as camadas da terra. Esses movimentos são responsáveis pela estrutura interna de segunda ordem, que é dinâmica

Introdução

No século 19, os cientistas especulavam sobre a constituição interna da terra. Charles Darwin, por exemplo, depois de testemunhar erupções vulcânicas e terremotos nos Andes, sugeriu, já na primeira metade daquele século, que a terra era composta por uma fina casca, que denominamos crosta, ao redor de uma massa fundida. Na segunda metade do século, partindo de estimativas para o raio e massa da terra, a densidade média terrestre foi calculada $5,5\text{g/cm}^3$ aproximadamente. Uma vez que essa densidade é maior que a da grande maioria das rochas expostas na superfície terrestre ($2,5 - 3,0\text{g/cm}^3$), conclui-se que pelo menos parte do interior terrestre deveria ser composta por material muito denso. Usando os sideritos e os meteoritos pétreos como analogia, sugeriu-se, ainda no final do século 19, que a terra teria um núcleo composto por uma liga metálica de ferro e níquel, envolto por um manto de silicatos de ferro e magnésio. Antes da utilização da sismologia para desvendar a estrutura terrestre, essas idéias representavam meras especulações.

Embora os focos da maioria dos terremotos estejam a menos de 100 km de profundidade, eles emitem ondas elásticas em todas as direções, propagando-se por todo interior da terra. Podem ser detectadas pela rede de observatórios sismográficos distribuídos pelos continentes, após sofrerem reflexões, refrações e difrações, quando encontram superfícies de separação entre camadas que contrastem por sua densidade, parâmetros elásticos (tais como compressibilidade e rigidez) ou composição mineralógica e química.

As Descontinuidades mais Notáveis do Interior da Terra

A primeira descontinuidade detectada na terra foi o limite crosta-manto, encontrada pelo sismólogo iugoslavo Andrija Mohorovicic, em 1909. Comparando os tempos de chegada a vários observatórios das ondas sísmicas de um grande terremoto ocorrido na Croácia, Mohorovicic verificou que a velocidade era sensivelmente maior para distâncias ao epicentro superiores a 200 km.

Explicou a diferença supondo que, à profundidade de cerca de 50 km, haveria uma brusca variação das propriedades elásticas do material terrestre.

Quanto mais penetrarem na terra, as ondas sísmicas vão sendo detetadas em observatórios cada vez mais distantes do epicentro. Entretanto, há uma zona de sombra entre 103° e 144° do foco sísmico, que foi interpretada como sendo devida ao núcleo, por conta de propriedades muito diferentes daquelas do manto. A interface manto-núcleo, ou descontinuidade de Gutenberg, situa-se a 2.900 km de profundidade, implicando que o manto forma 83% do volume da terra. Estudando as ondas S, que são transversais, verificou-se que elas não se propagavam no núcleo, o que levou à conclusão de que a rigidez do material é nula, ou seja, o meio líquido (Fig. 1.2).

Examinando os sismogramas com mais detalhe, verificou-se que apareciam algumas ondas, de amplitude muito reduzida na zona de sombra que não era, então, uma zona de completa sombra. Em 1936, a sismóloga dinamarquesa Ingrid Lehman concluiu que a parte interna do núcleo era distinta da parte externa, com velocidades de propagação das ondas P muito maiores, dando origem às ondas que apareciam na zona de sombra. Sabemos hoje que o núcleo interno começa a aproximadamente 5.100 km de profundidade e que nele se propagam não só as ondas P mas também as ondas S que, como já vimos, são ondas transversais, o que significa que o material constituinte é sólido. Verifica-se, portanto, que o núcleo é composto por uma parte externa que é líquida e uma parte interna, sólida.

Modeos de Estrutura e Composição

Com o desenvolvimento da rede sismográfica mundial e dos métodos de observação e análise, foram encontradas novas interfaces e zonas de transição no interior terrestre, mostrando que a crosta, o manto e o núcleo são domínios heterogêneos. Partindo das velocidades sísmicas, calculam-se as densidades das camadas principais e de suas subdivisões, para em seguida buscar a identificação das rochas presentes nessas camadas.

A Crosta Terrestre

Para alcançar as partes da crosta atualmente mais profundas, já foram feitas sondagens tanto nos oceanos como nos continentes. Os custos de tais sondagens são muito altos, e é necessário buscar outras evidências diretas para controlar os modelos obtidos através das ondas sísmicas. Dentre as rochas expostas na superfície dos continentes, encontram-se desde as rochas sedimentares pouco ou não deformadas até as rochas metamórficas que foram submetidas a condições de temperatura e pressão correspondentes às da crosta intermediária ou profunda a mais de 20 km. Podem estar presentes, também, rochas plutônicas que cristalizam em níveis crustais desde rasos (1-3 km) até profundos. Tanto as rochas metamórficas como as plutônicas estão expostas atualmente pela ação combinada das forças geológicas internas que, entre outras coisas, são responsáveis pelo soerguimento das cadeias montanhosas, e das forças geológicas externas, como a erosão, que contribui para o desgaste das montanhas, com a exposição de rochas cada vez mais profundas.

Essas mesmas forças geológicas são responsáveis pela colocação, por sobre os continentes, de segmentos da crosta oceânica chamados de ofiolitos e pela exposição na superfície continental de partes da crosta continental profunda, expondo na horizontal seção que anteriormente ficavam na vertical. Observações diretas desses fragmentos crustais permitem a verificação dos modelos sísmicos.

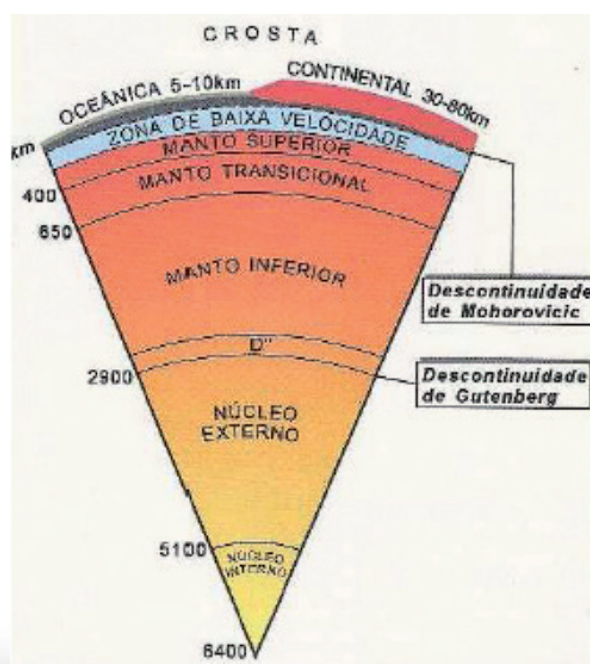


FIG. 1.1 - Estrutura interna da terra: o modelo clássico de primeira ordem, em camadas concêntricas, obtido a partir das velocidades das ondas sísmicas. Mantém-se as divisões na devida escala, exceto para as crostas e a zona de baixa velocidade.

A crosta continental apresenta espessura muito variável, desde cerca de 30-40 km nas regiões sismicamente estáveis mais antigas (os crátons) até 60-80 km nas cadeias de montanhas, tais como os Himalaias na Ásia e os Andes na América do Sul. A evidência sísmica mostra que, em algumas regiões cratônicas, a crosta continental está dividida em duas partes maiores pela descontinuidade de Conrad que assinala um ligeiro aumento das velocidades sísmicas com a profundidade e que separa, portanto, rochas de densidade menor na crosta superior de rochas de maior densidade na crosta inferior (Fig. 1.2a), enquanto as observações diretas sugerem que uma divisão em três partes pode ser mais adequada (Fig. 1.2b).

O modelo geofísico para a crosta oceânica sugere a presença de três camadas de rochas sobre o manto (Fig. 1.3a). Programas de sondagens do assoalho oceânico incluíram alguns furos mais profundos que penetram até em torno de 1,5 km, permitindo, assim, a verificação direta de parte do modelo geofísico. A camada superior (camada 1), mais fina, apresenta velocidades sísmicas baixíssimas e é composta predominantemente por sedimentos inconsolidados. A camada intermediária (camada 2), de velocidades sísmicas mais altas, inclui rochas vulcânicas máficas (relativamente ricas em minerais que contêm magnésio e ferro) no topo e diques subvulcânicos máficos na base. Interfere-se que a camada inferior (camada 3) deve ser composta por rochas plutônicas predominantemente máficas. Abaixo de camada 3, ocorre o manto superior, às vezes predominado de camada 4. confirma-se essa inferência nos ofiolitos (Fig. 1.3b), que demonstram que a camada 3 é formada por rochas intrusivas máficas a ultramáficas, muito ricas em minerais de magnésio de ferro. Há ampla variação das espessuras das camadas e, conseqüentemente, das espessuras das camadas e, conseqüentemente, da espessura total da crosta oceânica. Enquanto a crosta oceânica média apresenta espessura total em torno de 7,5 km, no Oeste do Oceano Pacífico encontram-se alguns platôs oceânicos no qual a espessura crosta oceânica alcança três a quatro vezes a espessura média.

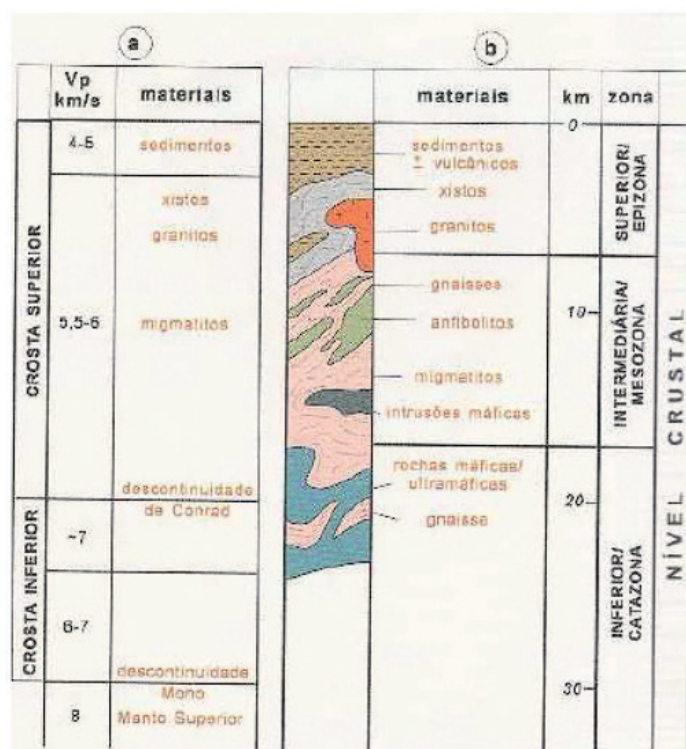


FIG. 1.2 (a) estrutura da crosta continental em regiões cratônicas ou escudos – regiões que permaneceram geologicamente estáveis durante longos períodos de tempo até os dias de hoje, sugerida pelas velocidades das ondas P, onde se nota a separação em duas partes sísmicas pela descontinuidade de Conrad em crosta superior, com rochas de VP menores, e crosta inferior, com rochas de VP maiores.

1.2 (b) estrutura da crosta continental sugerida pelas observações de seções crustais expostas. Nota-se a divisão em três partes petrologicamente diferentes. É importante notar a presença das rochas ígneas máficas e ultramáficas na mesozona e na catazona, demonstrando a contribuição da intrusão de rochas ígneas à formação da crosta continental. A sismologia dificilmente distingue as rochas máficas ígneas das máficas metamórficas (anfibolitos).

O Manto

O manto superior situa-se abaixo da descontinuidade de Mohorovicic até a primeira das descontinuidades mantélicas abruptas, que se manifesta a uma profundidade de cerca de 400 km (Fig. 1.1). No manto superior, a densidade, geralmente expressa em valores para pressão zero P_0 , varia desde $3,2\text{g/cm}^3$ no topo até em torno de $3,6 - 3,7\text{ g/cm}^3$ a 400 km. Dentre as rochas terrestres conhecidas, são as ultramáficas ricas em olivina magnesiânica (Mg_2SiO_4) e os piroxênios (MgSiO_3 e $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) que apresentam densidades adequadas a estes parâmetros (Tabela 5.1). Entre o Moho e ~ 400 km de profundidade, a velocidade de propagação das ondas sísmicas nas regiões oceânicas e em partes das regiões continentais sofre uma ligeira diminuição com aumento da profundidade. Essa zona ou camada recebe a denominação de zona de baixa velocidade.

Um controle adicional sobre a provável composição do manto superior é dado pelas rochas máficas observadas na superfície terrestre, cuja origem se dá predominantemente ali. A petrologia experimental demonstra que, para o manto superior pode produzir estas rochas máficas, as rochas nele presentes são, com maior probabilidade, o **peridotito** (olivina + piroxênio) ou o **eclogito** (granada + piroxênio). As densidades dos minerais presentes e as velocidades V_p nas rochas são apresentadas na tabela 1.1.

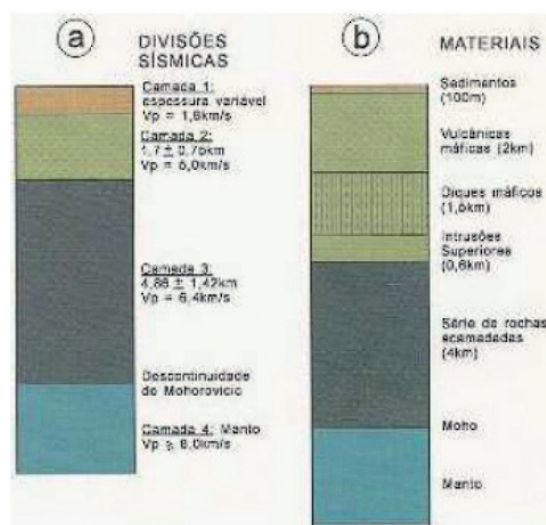
As rochas se fundem ao longo de um determinado intervalo de temperatura, uma vez que são compostas por vários minerais que possuem, por sua vez, faixas de temperatura de fusão diferentes. A temperatura do início da fusão – o primeiro aparecimento de líquido – determina o solidus da rocha, que depende da pressão vigente, entre outros fatores (quadro 1.1 e Fig. 1.1). A curva do solidus da rocha peridotito aumenta o modo da pressão e da profundidade na Terra. A temperatura, outro parâmetro importante, também aumenta de maneira não linear, acompanhando o aumento da profundidade. Chama-se **geoterma** a curva que relaciona a temperatura vigente a uma determinada profundidade no interior da terra.

É possível experimentar comparar os prováveis formatos da curva do solidus e da geoterma (Fig. 1.5) verifica-se que a temperatura do solidus é superior á da geoterma sob pressão baixas e altas. Nessa situação o manto permanece sólido. Por outro lado, se a temperatura da geoterma excede a do solidus, o manto deve ficar incipientemente fundido, num intervalo de profundidade que corresponde, aproximadamente, à zona de **baixa velocidade** definida pelas propriedades sísmicas. Estima-se que a quantidade de líquido presente nesta zona seja pequena, em torno de 2% no maximo.

Essa quantidade de líquido, no entanto, é suficiente para tornar o manto mais plástico e mole do que o manto sobrejacente quando se considera a escala do tempo geológico.

FIG. 1.3 (a) Estrutura média da crosta oceânica sugerida pela velocidade das ondas P, com base em diversas perfilagens sísmicas (Raitt, 1963). Nota-se grande variação de espessuras das camadas. A partir das velocidades observadas, é possível propor que a camada 1 compõe-se de sedimentos, a camada 2, de rochas vulcânicas porosas com proporção pequena de sedimentos, a camada 3 de rochas máficas maciças e a camada 4, de rochas ultramáficas.

1.3 (b) Estrutura da crosta oceânica observada no ofiolito de Omã, Golfo Pérsico (Lippard et al. 1987). Nota-se que, embora haja correspondência entre as composições das camadas superiores, nos ofiolitos é possível distinguir rochas vulcânicas maciças de rochas plutônicas, com ou sem estrutura de acamamento. Mesmo que apareçam rochas ultramáficas na série acamadada, é possível distingui-las das ultramáficas do manto pelo fato daquelas serem não deformadas e claramente associadas à série acamadada, enquanto estas são deformadas e metamorfasadas, e suas composições possuem relações apenas muito indiretas com a série acamadada



A petrologia experimental representa uma ferramenta de estudo muito importante para a investigação das partes mais profundas e inacessíveis da terra. Através de equipamentos especiais, nos quais se alcançam altas pressões e temperaturas correspondentes às condições vigentes desde a crosta até o núcleo externo, estudam-se pequenas cargas experimentais cujas composições iniciais são conhecidas. Investigam-se os produtos formados após cada experiência, conduzida a um determinado valor de temperatura e de pressão, e subsequentemente resfriada rapidamente até a temperatura ambiental.

Assim, identificam-se os minerais estáveis presentes e a presença ou ausência de vidro (que representa um líquido fundido porventura formado à temperatura de experiência) a cada faixa de pressão e temperatura. A figura 1.4b apresenta, esquematicamente, os resultados de experiências destinadas à determinação do início de fusão (ou a **curvado solidus**) de determinada rocha.

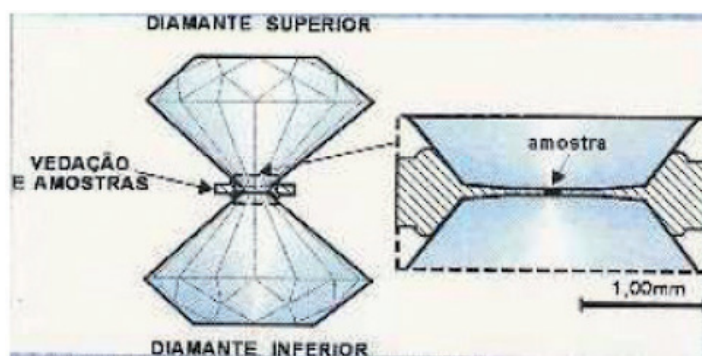


FIG. 1.4a A esquerda, as peças críticas da cela de diamante, para alcançar pressões ultraforte, de ordem de 1Mb, equivalente a pressão vigente dentro do núcleo externo. A escala refere-se a essa parte do diagrama. Os diamantes são colocados numa prensa de alta pressão e, devido a sua formação cônica, agem como ampliadores de pressão. A amostra, muito pequena (à direita), é aquecida por raio laser e alcança temperaturas da ordem dos 2.000°C. Pressões mais modestas são alcançadas em equipamentos diferentes, que podem utilizar cargas experimentais maiores. Fonte: Sial & McReath, 1984.

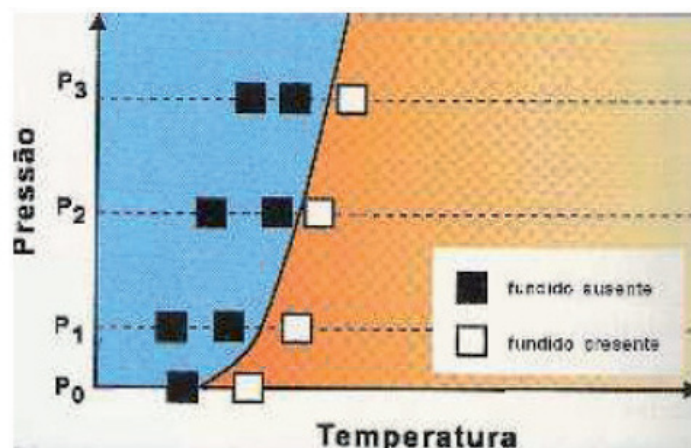


Fig. 1.4b Gráfico esquemático dos resultados de experiências destinadas a determinar a curva do solidus de uma determinada rocha. A presença de vidro na amostra quando fria implica que o líquido esteve presente na carga no momento da experiência de alta temperatura.

Rochas Vulcânicas com Sondas Naturais

Outro meio indireto de estudar a possível composição das camadas internas do planeta é através dos fragmentos arrancados pelo magma (líquido quente produzido pela fusão parcial de rochas) das paredes do conduto magmático pelo qual o magma ascende. O magma transporta os fragmentos até a superfície, onde se solidifica para formar rocha vulcânica. Por serem, de modo geral, muito diferentes das rochas que os hospedam, os fragmentos chamam-se de **xenólitos** (rochas estranhas).

Também são chamados de nódulos pelo formato geralmente subsférico. Dentre as informações que o estudo detalhado de determinado fragmento pode fornecer, podemos citar a pressão de sua origem e, conseqüentemente, em que camada terrestre – crosta, manto – ele foi originado. Alguns tipos muito especiais e exóticos de rochas vulcânicas (por exemplo, os **kimberlitos**) são portadores de diamantes, cuja pressão mínima de formação corresponde a várias dezenas de km, portanto, dentro do manto. Muitas vezes, os diamantes contêm pequenas inclusões de minerais que podem representar os minerais presentes no manto na região de formação dos diamantes. As rochas vulcânicas representam, portanto, sondas naturais da crosta e de parte do manto superior. Vários tipos de nódulos ultramáficos são encontrados em rochas vulcânicas, incluindo-se peridotito e eclogito, esperados a partir dos dados sísmicos. Comparativamente, os nódulos peridotíticos são mais abundantes que os eclogíticos. A diversidade dos nódulos demonstra que o manto superior deve ser heterogêneo composicionalmente.

Ao descer através da crosta e do topo do manto superior, portanto, passamos de uma parte **rígida**, acima da zona de baixa velocidade, para uma parte **plástica** dentro da zona de baixa velocidade. A parte rígida que inclui crosta e parte dúctil é denominada **litosfera** enquanto a parte dúctil é denominada **astenosfera**. Na **mesosfera** abaixo da zona de baixa velocidade, o manto, a despeito de sua mais alta temperatura, que poderia torná-la mais plástica, está submetido a uma pressão mais alta, o que faz com que seja novamente pouco plástico e totalmente sólido.

A geofísica revela que numa zona de transição no intervalo de aproximadamente 400 a 650 km (Fig. 1.5) há algumas descontinuidades, caracterizadas por pequenos aumentos de densidade nítidos ou gradativos que podem ser causados por mudanças na composição química do manto para uma composição em que um ou outro elemento de maior peso atômico (por exemplo, o ferro) começa a predominar sobre os outros elementos de menos peso atômico (por exemplo, o magnésio). Igualmente, a composição química pode ser mantida, e os demais minerais mudam de estruturas cristalinas menos densas sob a pressão relativamente menor do manto superior para estruturas mais densas devido às pressões maiores do topo do manto inferior, através de transformações polimórficas ou reações de decomposição promovidas pela pressão sempre crescente quando maior for a profundidade terrestre.

Tabela 1.1 Densidade de alguns minerais e velocidades de ondas primárias em algumas rochas.

Mineral	Mineral
Quartzo	2,65
Feldspato	2,57
Plagioclásico	2,64
Olivina magnésiana	3,3
Clinopiroxênio	3,3
Ortopiroxênio	3,4
Granada	3,6
Rocha	Vp(Km/s)
Granito	6
Gabro	7
Peridotito	7

Os três primeiros são os constituintes essenciais do granito, rocha comum na crosta continental. A olivina magnésiana e o clinopiroxênio são minerais essenciais dos gabros, que formam parte importante da crosta oceânica. Esses dois minerais, mais o ortopiroxênio e a granada, compõem o peridotito.

Através da petrologia experimental, demonstra-se que, nesse intervalo de grande profundidade, os minerais presentes no topo do manto superior tornam-se instáveis e são substituídos por outros mais densos. Por exemplo, a olivina magnesiânica transforma-se sucessivamente a ~400 km e ~500 km em polimorfos β e γ , respectivamente, que mantêm a fórmula $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$, porém adotam estruturas mais densas, com menor espaço livre entre os íons constituintes. No mesmo intervalo, os piroxênios também adotam estruturas mais densas. A ~650 km, a fase olivina γ decompõe-se, formando $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$ com estrutura densa, adotada também pelos piroxênios. Todas as transformações citadas são acompanhadas por aumentos da densidade e das velocidades de propagação das ondas sísmicas, praticamente idênticos aos aumentos observados sismicamente.

Acredita-se que, desde ~650 km até em torno de 100-300 km da descontinuidade de Gutenberg a 2.900 km de profundidade (Fig. 1.1), o manto inferior seja composto predominantemente por silicatos ferromagnesianos com estrutura densa e, em menor quantidade, por silicatos cálcio-aluminosos também densos, bem como óxidos de magnésio, ferro e alumínio. Tendo em vista o grande volume do manto inferior, a perovskita ferromagnesiânica, mineral muito incomum nas rochas crustais, deve ser o silicato mais abundante da terra.

Nesse intervalo de ~650 a ~2.600-2.800 km, a densidade P_o deve aumentar desde cerca de $4,0 \text{ g/cm}^3$ até perto dos $5,0 \text{ g/cm}^3$. Estudos recentes e ainda controversos sugerem que pode haver heterogeneidades importantes no manto inferior, conduzindo à presença de domínios químicos distintos separados por uma superfície bastante irregular, cuja profundidade pode variar desde 1.600 km até a descontinuidade de Gutenberg.

A zona entre 2.600 e 2.900 km, aproximadamente, apresenta propriedades sísmicas anômalas e variáveis. Junto a zona de baixa velocidade, essa zona inferior do manto, denominada de D'' , revela uma diminuição das velocidades sísmicas com aumento de profundidade. A origem e natureza da zona D'' é ainda especulativa. Pode ser uma zona herdada da época da aglutinação da terra (embora seja difícil imaginar como ficou preservada durante as fortes segregações internas que ocorreram), pode representar uma zona onde se acumulam bolsões de material gerado anteriormente a profundidades bem menores e em vias de reciclagem dentro da terra, pode incluir material liberado do núcleo, ou pode representar material do manto inferior, decomposto para a forma de óxidos densos. Estudos recentes demonstram que essa zona pode ter superfícies superior e inferior irregulares, e que as partes mais espessas podem acumular-se em volumes cujos tamanhos assemelham-se aos dos continentes na crosta.

O Núcleo

Os aumentos da densidade e da velocidade V_p ao atravessarem a descontinuidade de Gutenberg, são muito grandes e não podem ser gerados por transformações polimórficas dos materiais que compõem o manto inferior. As densidades calculadas para o núcleo terrestre deixam poucas dúvidas de que seja composto predominantemente por uma liga metálica de ferro e níquel hipótese corroborada pela planetologia comparada e pelo estudo de meteoritos. Entretanto, a densidade P_o calculada para o núcleo externo na descontinuidade de Gutenberg é um pouco menor do que 10 g/cm^3 , inferior à densidade de $11,5 \text{ g/cm}^3$ determinada para essas ligas.

Consequentemente acredita-se que a liga deva incorporar algum elemento químico atômico baixo, cuja presença resulta numa diminuição de densidade. Os candidatos já sugeridos são vários, como hidrogênio, oxigênio, sódio, magnésio, enxofre. O núcleo interno, sólido, deve ser composto pela liga ferro-níquel, uma vez que sua densidade corresponde à densidade calculada. O núcleo interno deve crescer lentamente pela solidificação do núcleo externo. Estudos recentes sugerem que o núcleo interno assemelha-se a um enorme cristal anisotrópico que permite uma velocidade ligeiramente maior às ondas sísmicas propagadas na direção N-S. O núcleo interno gira com

velocidade maior que a do resto do planeta, o que sugere que numa época anterior todo planeta girava com maior rapidez. Por estar isolado mecanicamente do resto do planeta pelo núcleo externo líquido, o núcleo interno mantém sua velocidade.

O calor do Interior da Terra

Origem do Calor dos Corpos do Sistema Solar

Os corpos do sistema solar, desde os meteoritos até as grandes planetas, foram formados pela agregação de condensados do material original, em processo chamado de acreção. A energia cinética do impacto dos fragmentos acretados acabou se transformando em calor, que elevou a temperatura do corpo alvo.

Uma segunda fonte de energia térmica foram emissões de átomos radioativos que constituíram a matéria-prima original-a energia de partículas ou fótons também se transforma em calor. Isótopos de meia vida curta tiveram papel importante no início, mas são os isótopos radioativos de elementos como o urânio, o tório, o rádio e o potássio, com meias vidas da mesma ordem que a idade do sistema solar, que contribuem significativamente para manter funcionando as **máquinas térmicas** responsáveis pela **dinâmica interna** dos planetas.

O calor gerado em ambos os processos depende da quantidade de material e, portanto, do volume do corpo; os corpos maiores, como os planetas, devem ter gerado maior quantidade de calor. Por outro lado, parte do calor do interior do corpo, chegando a superfície, pode ser irradiada para o espaço. Esta perda de calor é, portanto proporcional à superfície do corpo.

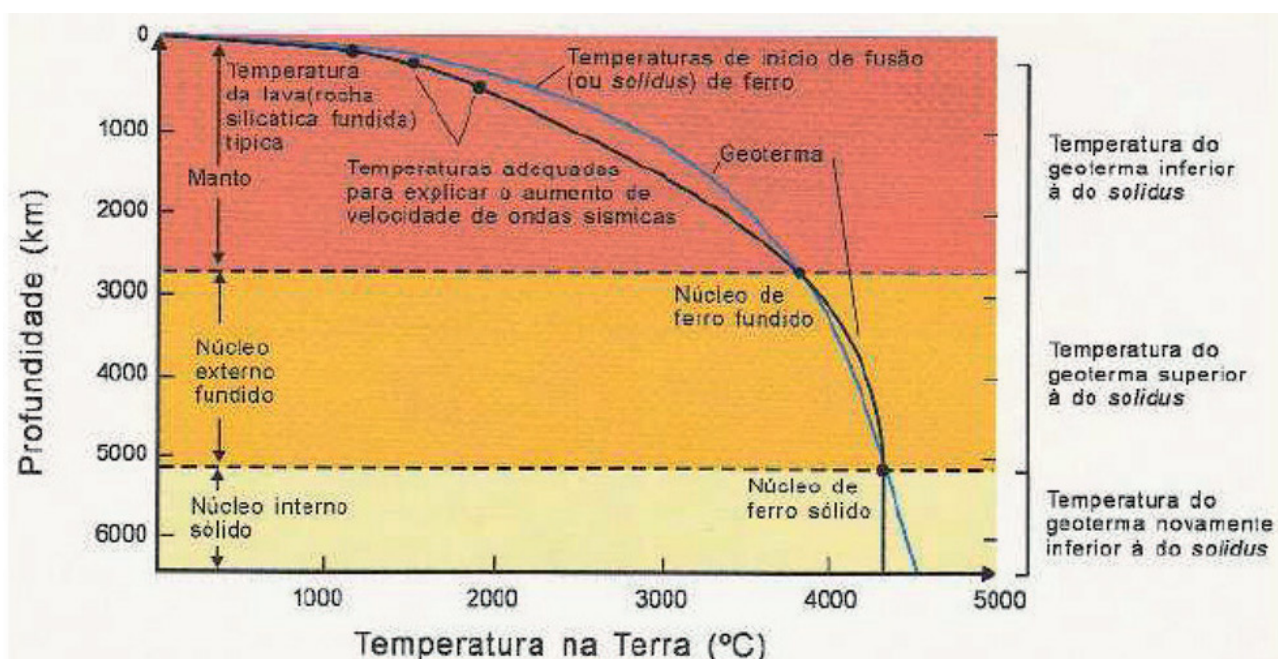


Fig. 1.6 A relação entre o tamanho do corpo planetário e alguns fenômenos que dependem de sua evolução térmica.

Concluimos então que o calor produzido em um corpo do sistema solar é proporcional ao seu volume, enquanto que o calor que perdeu por irradiação é proporcional a sua superfície. Um corpo esférico de raio R conseguiria, portanto reter quantidade de calor proporcional ao quociente entre R^3 e R^2 , portanto proporcional a R . ou seja, os corpos maiores retiveram grande quantidade de calor, tendo sido capazes de desenvolver processos mais complexos, enquanto que os corpos menores perderam praticamente todo o seu calor por irradiação. Outros fatores, como grau de oxidação do material acretado, que variou com a distância ao sol, também deve ter sido importantes para a diferenciação dos planetas. Fig. 1.6 ilustra diferentes fenômenos que ocorreram para asteróides, a Lua e os planetas terrestres, em função do seu tamanho, ou seja, da energia térmica disponível.

O Fluxo de Calor do Interior da Terra

A radiação solar é a maior responsável pelos fenômenos que ocorreram na superfície da terra e na atmosfera. Entretanto, a poucas dezenas de centímetros de profundidade da superfície, seus efeitos diretos sobre a temperatura terrestre são praticamente desprezíveis e o aumento de temperatura que sentimos ao descermos no interior de uma mina, por exemplo, é somente devido ao **fluxo de calor** do interior da terra.

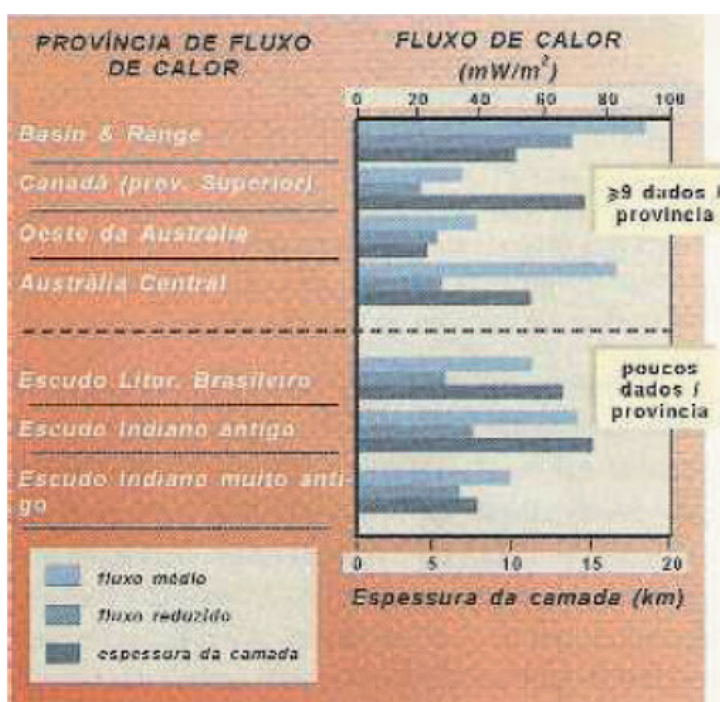
O fluxo geotérmico total corresponde a uma energia de $1,4 \times 10^{21}$ joules por ano, que é muito maior do que outras perdas de energia da terra, como aquela da desaceleração da rotação pela ação das marés (1020 joules por ano) ou como a energia liberada pelos terremotos (1019 joules por ano). A energia para processos como a movimentação essencialmente horizontal da litosfera por sobre a astenosfera e a geração do campo geomagnético deve provir, portanto, do calor da terra.

O fluxo geotérmico através de uma camada da terra é definido como o produto **da variação da temperatura com a profundidade (gradiente geotérmico), pela condutividade térmica** das rochas daquela camada. Para medi-lo, é necessário, portanto, conhecer as variações de temperatura.

O conhecimento das variações da temperatura com a profundidade é, entretanto, precário quando comparado, por exemplo, com variações de densidade e de parâmetros elásticos, obtidos da sismologia. A razão é que as temperaturas somente são conhecidas próximas à superfície da terra, medidas em furos de sondagem ou no interior das minas. A condutividade térmica também é medida experimentalmente com rochas próximas à superfície e os valores para maiores profundidades acabam sendo inferidos a partir de outras propriedades físicas obtidas principalmente da sismologia.

Dependendo da composição, idade e natureza do material da litosfera e dos processos que ocorrem abaixo dela, o fluxo de calor varia com a região da terra. A Fig. 1.7 ilustra valores de fluxo geotérmico obtidos para áreas com diferentes características geológicas. A Fig. 1.8 ilustra um modelo de distribuição global do fluxo geotérmico, proposto em 1993. De acordo com este modelo, as regiões de fluxo térmico mais elevado estão associadas ao sistema de dorsais meso-oceânicas. Aproximadamente a metade do fluxo total de calor da terra é perdida no resfriamento de litosfera oceânica de idade cenozóica (menor do que 65 Ma).

FIG. 1.7 Fluxo de calor médio, fluxo reduzido e espessura da camada que produz calor através de radioatividade em várias províncias de fluxo de calor, segundo Vitorello & Pollack (1980). O fluxo de calor médio é a média de medições em cada área. O fluxo de calor reduzido é o fluxo constante que vem do manto e crosta inferior, passando através da crosta superior. A espessura da camada é a espessura efetiva da crosta superior. Os exemplos incluem: (i) regiões com forte fluxo de calor, medido e reduzido. O exemplo da província Basin e Range é do Oeste dos EUA, numa região em que a crosta está bastante recortada por falhas e onde há vulcanismo recente; (ii) regiões com forte fluxo de calor medido e baixo fluxo de calor reduzido, com a crosta superior bastante espessa; os exemplos são da Austrália central e do Escudo Indiano antigo, com rochas relativamente antigas; (iii) regiões de fluxo de calor reduzidos, com crosta superior de espessura variável; os exemplos são do Canadá, do Escudo Indiano muito antigo e do Oeste da Austrália. De um modo geral, o fluxo de calor, medido ou efetivo, tende a diminuir com aumento da idade geológica da área. O escudo litorâneo brasileiro apresenta características térmicas condizentes com sua situação geológica e idade, não muito antiga.



O Transporte de Calor e as Temperaturas no Interior da Terra

O transporte de calor no interior da terra ocorre por dois processos: **condução e convecção**. A condução é um processo mais lento, com transferência de energia de uma molécula para as vizinhas. Acontece nos sólidos e, por isso, é importante na crosta e litosfera.

A convecção é um processo mais rápido e eficiente, com movimento de massa, que ocorre nos fluidos, quando o gradiente térmico excede um certo valor, chamado de **gradiente adiabático**. A convecção acontece no núcleo externo e também no manto porque, embora ele se comporte como sólido na escala de tempo da propagação de ondas sísmicas, numa escala de tempo geológico, comporta-se como um líquido. A convecção no manto é essencial para explicar o movimento de placas tectônicas. No núcleo externo, é a convecção que provoca movimentos radiais do fluido condutor, permitindo a ação das forças de Coriolis, essenciais para a geração do **campo magnético terrestre**.

Nosso conhecimento direto sobre a temperatura limita-se aos dados obtidos em furos de sondagem na crosta, onde a variação da temperatura com a profundidade (gradiente térmico) alcança de 30 a 40°C por quilômetros. É claro que, se estes gradientes continuassem com o mesmo valor para o interior da terra, as temperaturas próximas ao centro seriam tão altas que todo o material estaria fundido. A sismologia informa, contudo que o núcleo interno é sólido.

Reunindo dados sobre densidade, parâmetros elásticos e limites entre diferentes fases, através da sismologia, variações do campo magnético da terra e informações sobre seu mecanismo de geração, do geomagnetismo, a distribuição de densidades, a variação da pressão e a massa total da terra e a possível distribuição de materiais radioativos, com os valores de fluxo térmico, elaboraram-se modelos de variação de temperatura no interior do planeta.

A Fig.5.9 mostra a curva proposta por um desses modelos, indicando a variação da temperatura com a profundidade (geoterma). É mostrada também a curva de variação da temperatura de fusão do material com a profundidade.

A temperatura de fusão muda com o tipo de material, como na interface manto-núcleo, mas muda também com a pressão, como ilustrado na interface núcleo externo-núcleo interno.

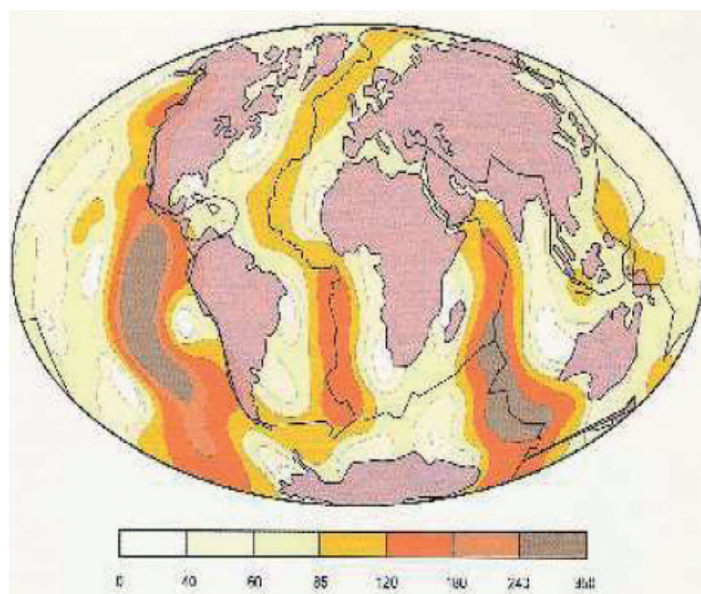


FIG 1.8 distribuição global do fluxo de calor na superfície da terra, segundo Pollack et al. (1993). As linhas contínuas representam os limites de segmentos da parte superior da terrestre que incluem as dorsais meso-oceânicas, compostas por vulcões submarinos ativos ou recentemente ativos. Os fluxos de calor mais intensos (em marrom) associam-se a essas dorsais, enquanto as partes mais frias (em branco, em regiões oceânicas nas proximidades dos continentes) concentram-se nos continentes.

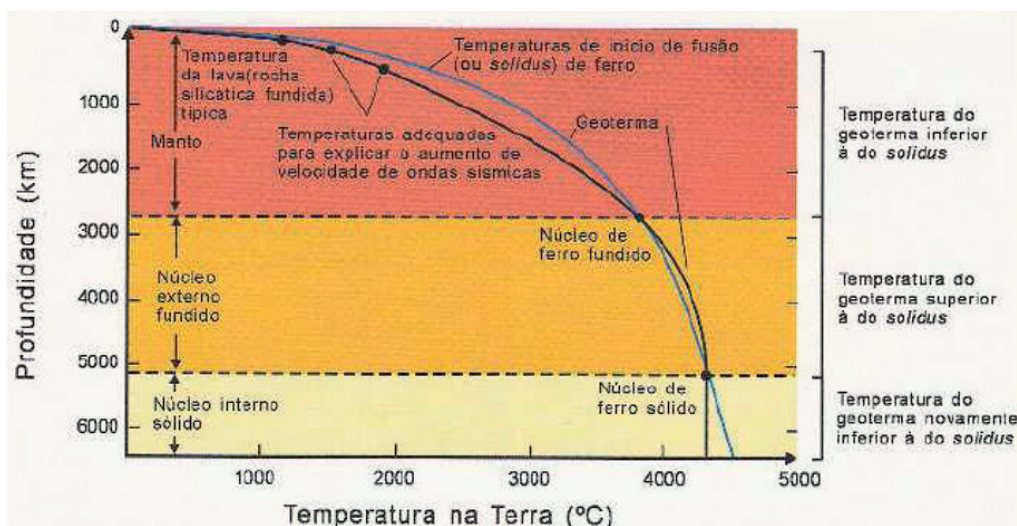


FIG. 1.9 a relação entre geoterma e o solidus de liga de ferro.

É importante notar que ainda há muitas dúvidas a respeito dos valores absolutos das temperaturas vigentes nas partes mais profundas da terra. Assim, estudos recentes sugerem que a diferença de temperatura entre a base do manto inferior e o topo do núcleo externo (ou seja, na interface mantonúcleo) pode ficar na casa de centenas de casa de $^{\circ}\text{C}$ até talvez 1.500°C . Esse aumento de temperatura é rápido e deve ser acomodado pela zona D'. A temperatura dentro do núcleo externo pode ser da ordem de 6.000°C , ou seja, de 1.000 a 1500°C mais quente que o indicado na Fig. 1.9.

Acredita-se que o núcleo esteja se resfriando, com consequente aumento do volume do núcleo interno. Calculou-se que um aumento da ordem de 25m^3 por segundo, embora imperceptível para detecção pela sismologia, poderia liberar 2×10^{11} watts, na forma de calor latente de solidificação, que seriam suficientes para manter o dínamo que gera o campo geomagnético.

Atualmente, com a rede mundial composta de centenas de estações sismológicas distribuídas pelos continentes e ilhas, é possível estudar como cada estação recebe as ondas emitidas por milhares de terremotos, que ocorrem predominantemente em determinadas faixas muito ativas. Aplicandose os princípios da tomografia, utilizada na Medicina, para a análise, obtêm-se distribuições tridimensionais das velocidades, mostrando que, além das variações com a profundidade, existem consideráveis variações laterais no material do interior da terra. Para ilustrar estas diferenças, a Fig. 1.10, de um trabalho pioneiro publicado em 1984 por Woodhouse & Dziewonski, mostra anomalias no manto superior, até 670 km de profundidade, e no manto inferior, entre 670 e 2.890 km. A figura mostra, por exemplo, velocidades sísmicas anormalmente altas em regiões do manto abaixo de continentes como América do Sul e África.

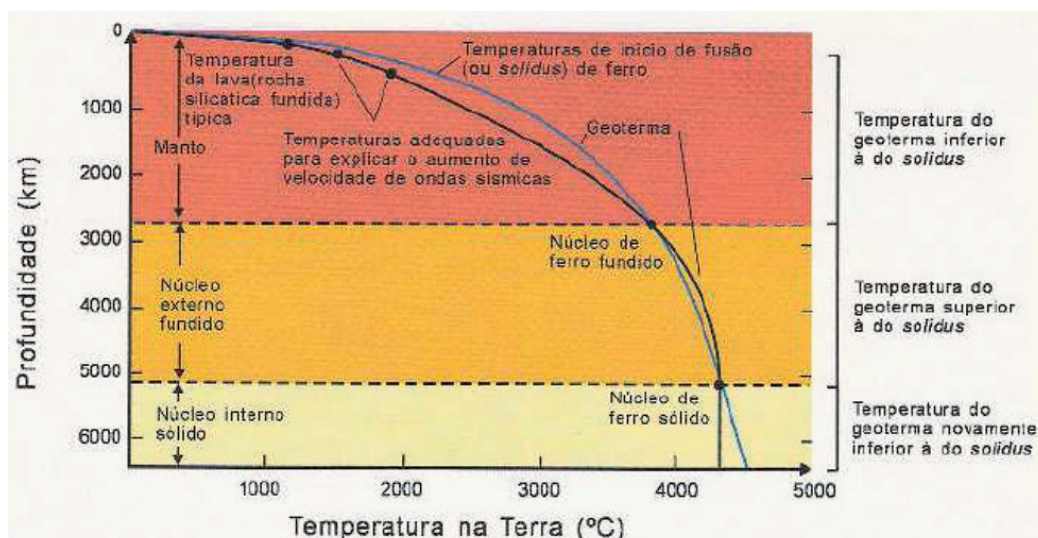


FIG. 1.10 Mapa da distribuição dos continentes (superior) e seções sísmicas tomográficas do manto em perfis equatoriais para ondas S no manto superior (intermediário), e para ondas P no manto inferior (inferior), segundo um estudo pioneiro de Woodhouse e Dziewonski (1984). A linha tracejada no mapa superior indica os dorsais meso-oceânicas (FIG. 1.8). Material que transmite as ondas sísmicas com maior velocidade, portanto mais denso e mais frio, é representado em roxo. Esse material deve afundar através do material menos denso ao seu redor. Em contrapartida, o material com velocidades sísmicas menores, portanto menos denso e mais quente, representado em vermelho, deve estar em ascensão. Os braços ascendentes e descendentes constituem partes de células de convecção de material dentro da terra, em que o calor interno circula pelo transporte de material. Nota-se que, nesse estudo, não há sempre uma correspondência perfeita entre as secções de 25 a 670 km e de 670 a 2.890 km.

A interpretação dos resultados da **tomografia sísmica** relaciona as zonas com velocidades sísmicas maiores que a normal com zonas mais densas e mais frias, enquanto as zonas com velocidades sísmicas menores são zonas com rochas menos densas e mais quentes. Essas situações são instáveis: o material mais denso tende a afundar, enquanto o menos denso tende a boiar. Através do **modelamento numérico*** dessas situações, é possível demonstrar que o material mais frio pode constituir verdadeiras avalanches muito lentas dentro do manto, que afundam desde o nível crustal até o manto transicional ou mesmo até a descontinuidade de Gutenberg. Além disso, deve haver ressurgências de material quente e menos denso, ascendendo desde a descontinuidade de Gutenberg, em direção à superfície.

Portanto, assim como a litosfera está em movimento essencialmente lateral, o interior da terra contém celas de convecção em que o material está em movimento essencialmente vertical.

Modelos de Circulação do Material

Atualmente, a maior parte dos estudiosos da terra e seu interior consideram que o modelo clássico da terra em camadas é suficiente para descrever sua estrutura grossa apenas. Quanto mais se investigam os detalhes, mas se percebe que, superposta a essa estrutura grossa, há outra muito dinâmica, em que os materiais que compõem as camadas estão em movimento. Em determinadas partes da terra, esse movimento restringe-se a uma determinada camada, como, por exemplo, o manto superior. Por outro lado, em outras partes, os movimentos podem abranger todo manto, desde o superior até a zona D". Esses movimentos têm como origem a presença de material mais frio e mais denso, que tende a afundar, e de material mais quente e mais leve, que tende a ascender. Os movimentos são lentos, e as distâncias grandes. A circulação de material dentro das celas que abrangem todo o manto demora centenas de milhões de anos.

A Fig. 1.11 mostra uma simulação da situação atual dentro da terra. Material frio em azul (Fig. 1.11a) está afundando ou já afundou até a descontinuidade de Gutenberg. Por outro lado, material quente em vermelho (Fig. 1.11b) também ascende a partir da interface manto-núcleo em zonas que na superfície terrestre correspondem, aproximadamente, a regiões grandes de ilhas oceânicas vulcânicas ativas, tais como as partes centrais dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

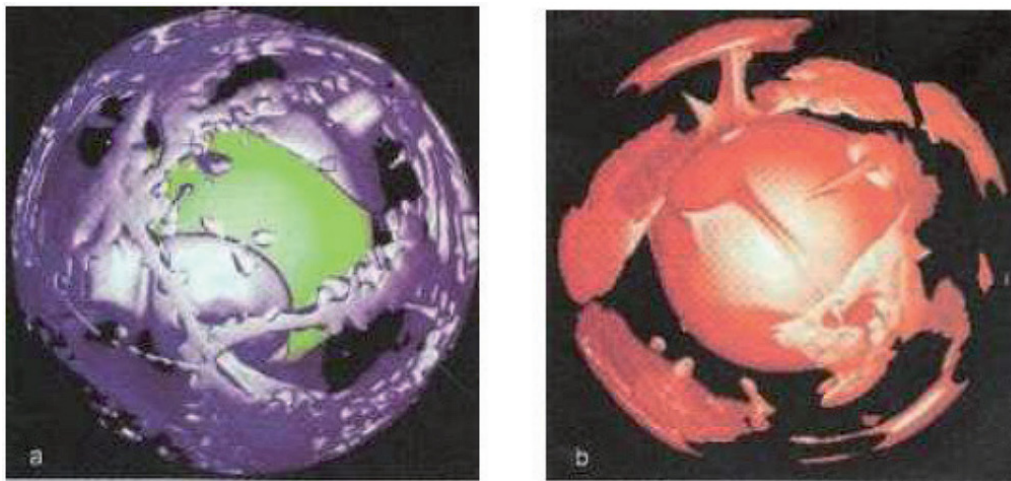


Fig. 1.11 Resultados de simulações por computador da circulação de materiais frio (a) e quente (b) dentro do manto.
Fonte: Paul Tackley, Califórnia Inst. Techno

* Técnica em que se utilizam equações que relacionam variáveis conhecidas para determinar os valores de variáveis desconhecidas.

Solos

Introdução aos Solos

O solo, dependendo dos objetivos e enfoques científicos, tem sido interpretado de maneira diversa: produto do intemperismo físico e químico das rochas (Geologia); material escavável, que perde sua resistência quando em contato com a água (Engenharia Civil); camada superficial de terra arável, possuidora de vida microbiana (Agronomia).

Os conceitos de solos que têm sido mais usados em Geologia e da Engenharia provêm da Geologia e Engenharia. Entretanto, considerando que o leque das aplicações da Geologia e Engenharia se alargaram consideravelmente nos últimos anos, desde as aplicações tradicionais a obra civis até as aplicações às questões ambientais e, além disso, a evolução experimentada pelas ciências, também no decorrer desse período, não poderíamos deixar de contemplar o acervo de conhecimentos desenvolvidos pela ciência responsável pelo estudo de gênese dos solos, enquanto produtos da evolução pedogenética. Mesmo porque já são muitos os trabalhos e pesquisas, nacionais e estrangeiros, que se dedicam a explorar esse acervo para fins de Engenharia, conforme mostrado a seguir.

Com o advento da **Pedologia** e **Edafologia**, ciência que estuda o solo – fundamentado inicialmente na Rússia por Dokuchaiev, em 1880 – o solo passou a ser entendido como uma camada viva que recobre a superfície da Terra, em evolução permanente, por meio da alteração das rochas e de processos pedogenéticos, comandados por agentes físicos, químicos e biológicos. Uma definição completa e atualizada de solo foi apresentada por Birkeland (1974): “material natural consistindo de camadas ou horizontes de compostos minerais e/ou orgânicos com variadas espessuras, diferindo do material original por propriedades morfológica, física, química e mineralógica, e por características biológicas. Os horizontes do solo são inconsolidados, mas alguns contêm suficientes porções de sílica, carbonatos ou óxidos de ferro para cimentá-los”.

A diferenciação vertical entre os horizontes, que definem o perfil do solo, tem sido utilizada como principal critério de classificação e mapeamento do solo. Esta diferenciação também se verifica lateralmente, ao longo das vertentes, sendo fundamental considera – lá nos estudos das relações genéticas entre o solo e os demais elementos que constituem o meio natural: o substrato geológico, o relevo, a vegetação, o comportamento hídrico e, conseqüentemente, interpretar os processos de dinâmica superficial (erosão, escorregamento, colapso) e os fenômenos e comportamentos do meio físico relacionados com as diferentes formas de interferência da ação humana. Portanto, os solos ocorrem na paisagem compondo unidades ou compartimentos delimitáveis por meio da distinção de características morfológicas (cor, textura, estrutura, consistência, cerosidade, nódulos, concreções, etc.) dos horizontes pedológicos, observáveis no campo, e características físicas e químicas, determinadas por meio de ensaios laboratoriais e in situ. A espessura dos horizontes e a transição vertical e lateral entre estes são atributos igualmente importantes, utilizados na caracterização, classificação e mapeamento dos solos.

Conforme já assinalado, esta apostila apresenta o solo do ponto de vista da Pedologia (Curie et al., 1993), de maneira a alargar as perspectivas das abordagens da Geologia de Engenharia sobre esta unidade do meio físico, tão importante para as obras de Engenharia e o uso do solo em geral. Por outro lado, não abrange os maciços que apresentam intensa alteração. Tais materiais conformam bolsões ou zonas alteradas, por ação do intemperismo em profundidade, através de falhamentos, discos e outras estruturas, podendo incluir também rochas que foram submetidas a processos de alteração hidrotermal.

A utilização de dados pedológicos para fins não-agrícolas é prática consagrada em outros países (Aitchison, 1973; Allemeier, 1973; Bauer, 1973; Wells, 1973; Gidigas, 1976; Atlan e Feller, 1980). No Brasil, Medina (1961) (e Nogami, 1963, 1973, 1985) foram os pioneiros, introduzindo métodos de abordagem, aplicados a projetos rodoviários.

Estes autores brasileiros serviram de referência a inúmeros outros pesquisadores que ampliaram a utilização da Pedologia para diferentes finalidades da Geologia de Engenharia, destacando-se, entre outros: Barroso et al. (1981); Barroso (1986); Dias et al. (1984); Dias e Gehling (1985); Dias (1985); Dias e Gonzáles (1985); Polivanov (1984); Salomão (1981, 1985); Santos e Salomão (1981); Saad et al. (1984); Ponçano et al. (1987); Dias (1987); Antunes et al. (1987); Antunes (1989); Pastore et al. (1990); Kertzman e Salomão (1990); Palmieri e Olmos (1996); Cardoso et al. (1996).

Os trabalhos elaborados pelos autores citados apresentam contribuições voltadas às correlações entre as características pedológicas e o comportamento geotécnico dos solos, bem como às metodologias de interpretação pedológica utilizadas na elaboração de cartas de planejamento da ocupação urbana (cartas geotécnicas) e cartas de risco à erosão.

Fatores de Formação dos Solos

Estudos sobre solos demonstram que sua origem e evolução sofrem a influência de cinco fatores:

- Clima, condicionando principalmente a ação da água da chuva e da temperatura;
- Materiais de origem, condicionando a circulação interna da água e a composição e conteúdo mineral;
- Organismos, vegetais e animais, interferindo no microclima, formando elementos orgânicos e minerais, e modificando as características físicas e químicas.
- Relevo, interferindo na dinâmica da água, no microclima e nos processos de erosão e sedimentação;
- Tempo, transcorrido sob ação dos demais fatores.

Buckman e Brady (1960), considerando a importância dos fatores de formação, definem o solo como “corpos dinâmicos naturais que possuem características decorrentes das influências combinadas de clima e atividades bióticas, modificadas pela topografia, que atua sobre os materiais originários, ao longo de certo período de tempo”.

Simplificadamente pode-se afirmar que o desenvolvimento do solo inicia-se com o intemperismo, representado pelos fenômenos físicos e químicos que, agindo sobre a rocha, conduzem à formação de resíduos não-consolidados comumente conhecidos por regolitos saprolítico que constituem o **substrato pedogenético**, material originário do solo, do ponto de vista pedológico. Este material, proveniente da desagregação da rocha, poderá permanecer no local em que se desenvolveu, ou ser transportado para outro. Sendo submetido por tempo relativamente longo aos processos pedogenéticos, esse material residual ou transportado, passa a desenvolver um verdadeiro solo, do ponto de vista pedológico. Em certas condições, o solo assim formado poderá ser trabalhado por processos de dinâmica superficial, fornecendo material que, transportado e depositado em outro local, passará a constituir um novo substrato pedogenético.

Vale lembrar que, do ponto de vista da Engenharia, mesmo o substrato pedogenético é considerado solo, se tiver um comportamento como aquele acima conceituado (Vargas, 1978). Outros autores usam o conceito de materiais inconsolidados (Souza e Zuquette, 1991).

Assim, pode-se identificar a existência de duas grandes categorias de substrato pedogenético:

- **Residual** ou **autóctone**, formado no local, diretamente da desagregação da rocha subjacente ao perfil do solo;
- **Transportado** ou **alóctone** que, dependendo do agente responsável pelo transporte dos materiais resultantes do intemperismo, pode receber as seguintes denominações, como substrato pedogenético:

Coluvionar: ação da gravidade;

Aluvionar: ação de águas correntes;

Glacial: ação das geleiras;

Eólico: ação do vento.

Portanto, estas denominações, aplicadas ao substrato pedogenético, são apropriadas apenas para se referirem à formação e disposição dos materiais originários, embora sejam, por alguns autores, aplicados aos solos que se desenvolveram por intemperismo, a partir desses depósitos, por exemplo, solos glaciais, aluviais, eólicos, residuais. “Entretanto, tais agrupamentos são muito generalizados, por haver grande diversidade no âmbito de cada grupo de solos” (Buckman e Brady, 1960).

Rocha

A natureza da **rocha-matriz**, sua composição mineracológica e química, e o estado original de fraturamento, exercem influência capital sobre as características do solo da qual se origina.

Em linhas gerais, pode-se afirmar que o desenvolvimento do solo está diretamente condicionado à circulação interna da água, tendo em vista o papel imprescindível que esta desempenha nas alterações físicas e químicas, envolvidas no processo de alteração, e o seu importante papel de transporte de soluções. Neste caso, a permeabilidade da rocha subjacente, condicionada pela natureza petrográfica, estado de alteração e fraturamento, é fator de suma importância na evolução do solo.

Muitas propriedades físicas e químicas são determinadas pelo conteúdo mineral. Rochas compostas por minerais ricos em sílica como, por exemplo, o quartzo, produz solos de textura arenosa, enquanto aquelas com significativa porcentagem de minerais ferromagnesianos (biotita, olivina, piroxênio) e feldspato, oferecem condições para o desenvolvimento de solos argilosos. Em muitos casos, a própria rocha-matriz poderá conter minerais argilosos e, neste caso, produzir solos com o mesmo tipo de argilomineral. Em outros casos, diferentes tipos de argilominerais podem se originar dependendo, principalmente, da composição mineralógica da rocha-matriz: argilominerais do tipo illita originam-se com frequência do intemperismo de minerais micáceos ricos em potássio, ao passo que a origem das esmectita se deve ao intemperismo de minerais ricos em cálcio e magnésio. O silício e o alumínio constituem elementos indispensáveis para a formação dos argilominerais. O ferro e o manganês têm parte ativada no processo de oxi-redução e são os elementos fundamentais na coloração do solo. O potássio e o sódio causam a dispersão do colóide argiloso, enquanto o cálcio e o magnésio têm alto poder flocculante, assegurando a estabilidade do solo.

Com relação à composição mineralógica da rocha-matriz, é importante também destacar a maior ou menor facilidade de alteração química apresentada pelos diferentes minerais. Assim, os plagioclásios se alteram com maior facilidade que os ortoclásios e microlínios; a biotita se altera mais rapidamente que a muscovita; a hornblenda é menos resistente que os piroxênios em geral. Outro importante fator é o conteúdo em elementos alcalinos e alcalino-terrosos, como cálcio, magnésio, sódio e potássio. Rochas com carência ou ausência destes elementos reproduzem, com mais facilidade, solos com pH ácido como, por exemplo, os solos comumente conhecidos por lateríticos, que apresentam pequena proporção de bases (elementos alcalinos e alcalino-terrosos) em relação ao conteúdo em óxidos de ferro e de alumínio.

Em muitos casos, “a composição mineralógica e química da rocha matriz não só determinam a eficácia das forças de intemperismo, como também controlam, ocasional e parcialmente, a vegetação natural” (Buckman e Brady, 1960). Assim, em terrenos calcários, é comum encontrar espécies vegetais cujas folhas apresentam teores relativamente elevados de cátions metálicos ou bases. Estas folhas, quando caem sobre o terreno, são decompostas e incorporadas ao solo, repondo as eventuais perdas dos elementos alcalinos e dificultando a sua acidificação e lixiviação.

Em resumo, o tempo necessário para que um solo se desenvolva está bastante relacionado à constituição mineralógica do substrato rochoso, especialmente segundo a facilidade, mais ou menos relevante, com que a água atravessa a cobertura pedológica, reaja com os constituintes minerais da rocha e renove os elementos liberados pela alteração.

Clima

O fator climático atua diretamente na formação do solo, por meio da alteração dos minerais do substrato, ou indiretamente, por meio de vegetação. A importância do clima na formação do solo levou à concepção do critério de zonalidade climática adotada pelas primeiras classificações pedológicas, sendo mantido até hoje por numerosos especialistas.

Pode-se dizer que, em geral, os aspectos climáticos mais importantes no desenvolvimento pedogenético são representados pela temperatura e precipitação pluviométrica.

A influência da temperatura mostra-se bastante evidente quando se aplica a Lei de Vant’Hoff, segundo a qual, para cada aumento de 10°C de temperatura, a velocidade de uma reação química temperada apresentam solos substancialmente menos profundos que as regiões tropicais, onde é comum encontrar solos com vários metros de profundidade.

Outro aspecto ilustrativo quanto à influência da temperatura no desenvolvimento pedogenético é a interferência na produção e acumulação de matéria orgânica. Solos encontrados em regiões tropicais e intertropicais são, em geral, pobres em matéria orgânica, ao contrário dos encontrados em regiões de clima temperado e frio. A temperatura do meio ambiente interfere diretamente na proliferação de microorganismos responsáveis pela destruição da matéria orgânica. Assim, em regiões de clima quente, observam-se condições favoráveis à vida microbiana no solo, que não permite o acúmulo de matéria orgânica e desenvolvimento de húmus. Para que haja concentração de matéria orgânica em solos tropicais, há necessidade de aporte muito grande de restos vegetais, como o observado em locais de ocorrência florestal, ou em terrenos de agradação, como várzeas, onde se acumula matéria orgânica.

Quanto à influência das precipitações pluviométricas no desenvolvimento pedogenético, deve-se considerar não apenas a ação da água no processo de alteração química dos minerais mas, também, o seu importante papel na promoção do movimento de soluções e do processo de lixiviação do solo. Pode-se, assim, dizer que a maturação (ou o clímax do solo) é mais facilmente atingida em regiões de elevada pluviosidade onde se observa: elevada concentração hidrogeniônica no solo, com conseqüente aumento da alteração química por hidrólise; condições facilitadas de transporte de solução no interior do solo; possibilidade de remoção de elementos solúveis e de acumulação dos elementos insolúveis em determinadas posições do perfil. Entretanto, em regiões onde a precipitação pluviométrica é escassa, a lixiviação se reduz consideravelmente, promovendo um enriquecimento de sais solúveis como carbonatos, sulfatos e cloretos, dificultando o aprofundamento da alteração. Observa-se, assim, maior tendência para solos salinos e pouco profundos.

Existe, dessa forma, certas tendências de evolução pedológica condicionadas, especialmente, pelo clima regional e local, destacando-se as seguintes:

- **Podzolização:** fenômeno característicos de regiões de clima temperado, condicionado por acúmulo de matéria orgânica, produção de ácidos húmicos, dispersão de sesquióxidos de ferro e alumínio e enriquecimento de sílica que, em certos casos, constitui mais de 80% da fração mineral dos horizontes superiores;
- **Laterização:** fenômeno característico de regiões de clima tropical e intertropical (quente e úmido), condicionado pela lixiviação de bases e sílica produzidas por hidrólise, acumulação de sesquióxidos de ferro e alumínio e produção de argilominerais do grupo caolinítico;
- **Salinização:** fenômeno característico de regiões de clima árido ou semiárido, condicionado pela concentração de bases de forma de sais, que se precipitam nos horizontes superiores;
- **Gleização:** fenômeno também conhecido por hidromorfia, característico de locais saturados em água (microclima úmido e/ou terrenos mal-drenados), onde cátions metálicos, especialmente o ferro, se mantêm na forma reduzida, favorecendo sua lixiviação, normalmente acompanhada pela remoção de argilominerais.

Relevo

A influência do relevo na formação do solo manifesta-se, fundamentalmente, pela sua interferência na dinâmica da água e nos processos de erosão e sedimentação. Deve-se, entretanto, nestes casos, considerar também as características dos terrenos relacionados à percolação das águas superficiais e subsuperficiais.

Assim, áreas com relevo pouco movimentado (topografia suave) e com minerais (solos e/ou rochas) permeáveis, facilitam a infiltração das águas pluviais, superando as taxas de escoamento superficial e subsuperficial. Neste caso, os processos pedogenéticos atuam com maior vigor em profundidade, alterando as rochas e removendo, com relativa facilidade, os elementos químicos solúveis. As perdas do solo por erosão são menos significativas. Os solos tendem a ser profundos e muitos lixiviados.

Caso o terreno seja pouco permeável, grande parte das águas pluviais não se infiltra, saturando, nos períodos de chuvas, os materiais de cobertura. Fenômenos químicos de redução de cátions metálicos podem se manifestar, reproduzindo solos conhecidos por hidromórficos, ou solos concentrados em sais, caso haja aporte de elementos solúveis provenientes de setores de montante das vertentes.

Porém, em áreas com relevo muito movimentado (topografia declivosa), grande parte das águas de chuva é perdida em escoamentos laterais, favorecendo os processos erosivos e retardando o aprofundamento da pedogênese. Neste caso, os solos formados são pouco desenvolvidos e normalmente rasos.

Em regiões de clima úmido, como observado em grande parte do território brasileiro, é muito comum a formação dos solos influenciados pela circulação das águas pluviais e do lençol freático. A ocorrência de solos lateríticos concrecionários pode, em muitos casos, ser explicada pela cimentação de elementos texturais por óxidos de ferro que provêm da remoção de horizontes vizinhos, a montante, ou diretamente do complexo de alteração da rocha. Portanto, o fenômeno de formação de concreções e/ou de couraças ferruginosas está, neste caso, diretamente ligado à evolução geomorfológica da paisagem, condicionado pelo relevo ou condicionando a sua formação.

Solos laterizados não-concrecionários, como os latossolos e podzólicos encontram-se em grande parte do território brasileiro como, por exemplo, no estado de São Paulo, em associações e, neste caso, apresentam nítida relação com o relevo. Os latossolos ocorrem em superfícies aplainadas ou ligeiramente onduladas e bem drenadas, tendo em vista a necessária homogeneização textural entre os horizontes superiores (A e B) e a lixiviação do horizonte B. Por outro lado, os podzólicos ocorrem em posições topográficas mais declivosas, onde é favorecida a acumulação de argila migrada no horizonte B, resultando em contraste textural com o horizonte A superior. É oportuno acrescentar que, solos classificados como latossolos podem, em alguns casos, ser encontrados em relevos mais acidentados, desenvolvidos a partir de depósitos coluviais, enquanto que os podzólicos podem ser encontrados em relevos de topografia suave, desde que o terreno seja mal drenado, dificultando a remoção de argilas.

Organismos

A influência da vegetação na formação do solo se manifesta, de maneira direta, pelo fornecimento de resíduos orgânicos e elementos minerais e, indiretamente, modificando o microclima e protegendo o solo contra a erosão.

Os restos vegetais, acumulados na superfície do solo, passam progressivamente por transformações físico-químicas sob estreita dependência do clima, produzindo o húmus. A produção, acumulação e migração do húmus representam aspectos fundamentais de desenvolvimento pedogenético.

Num estágio inicial de evolução do solo, a participação dos organismos vivos se manifesta, principalmente, pela atividade de espécies inferiores, como bactérias, fungos e líquens, que contribuem na alteração de certos minerais. A atividade destes microrganismos continua durante todo o processo evolutivo do solo, determinando a decomposição de restos vegetais e animais, que se encontram depositados no solo, permitindo a produção de anidrido carbônico e de ácidos orgânicos. Estas substâncias passam, então, a desempenhar fundamental papel na aceleração da decomposição dos minerais.

Dependendo da espécie vegetal, podem-se esperar efeitos diversos da pedogênese. Por exemplo, em regiões de floresta, a produção do húmus se verifica em grande intensidade devido à abundância de restos vegetais, especialmente de folhas, que caem na superfície de terreno, decompondo-se e transformando-se em húmus, repondo continuamente o conteúdo orgânico do solo.

Por outro lado, em regiões de vegetação herbácea (cerrados), notam-se pequenas concentrações de matéria orgânica nas camadas superficiais do solo, tendo em vista o pequeno aporte de restos vegetais verificado pela baixa densidade vegetal.

Espécies vegetais, constituídas por raízes profundas, e seres vivos que se instalam no interior do solo, como minhocas, formigas e cupins, contribuem de maneira decisiva para o aprofundamento e a evolução do solo: desenvolvem a sua porosidade, tornando-o mais permeável à circulação de água e dos gases, fundamentais nos processos pedogenéticos; promovem a estruturação do solo, tornando-o mais estável ante os processos de degradação e mais permeável; contribuem para a alteração do substrato rochoso e absorvem ou transportam notável quantidade de elementos das zonas profundas, repondo-os em posições superiores do perfil.

Tempo

Entendendo-se o solo como um sistema dinâmico, em continuo desenvolvimento, é evidente que as suas características se relacionam com o estado mais ou menos avançado de sua evolução. Entretanto, o tempo necessário para que um solo atinja determinado estágio evolutivo depende da influência dos demais fatores relacionados à sua formação.

Assim, os processos de alteração das rochas e de lixiviação ocorrerão com maior rapidez em substratos mais permeáveis e ricos em minerais facilmente intemperizados pela ação da água. As regiões de um clima quente e úmido e com densa cobertura vegetal desenvolvem o solo em menor período de tempo que as regiões de clima seco, com escassa vegetação.

É importante observar que as superfícies topográficas, interpretadas como mais antigas, em relação a outras de uma mesma região, não apresentam, necessariamente, solos pedogeneticamente mais evoluídos ou mesmo mais espessos, pois a evolução pedológica depende sempre da conjugação dos fatores de formação. A análise isolada de um fator pode, fatalmente, levar a grandes equívocos com relação ao tempo de formação do solo.

Deve-se, portanto, procurar relacionar a idade dos solos à velocidade de sua pedogênese sendo, para isso, fundamental conhecer a influência local de cada fator e dos processos responsáveis pelo seu desenvolvimento. Entretanto, o conhecimento da história evolutiva dos solos é, em certos casos, tarefa muito difícil, pois existem problemas de intensidade, retrogressão, inércia e transformação, concernente ao desenvolvimento do solo, próprios de cada local. É o caso, por exemplo, de solos enterrados ou superpostos e de solos resultantes da transformação pedológica de outros solos. Estes casos, apesar de sua complexidade, podem, desde que adequadamente interpretados, apresentar indicações seguras para a conclusão da idade relativa de desenvolvimento pedogenético de uma dada região.

Processos Pedogenéticos

Sob a influência conjunta dos fatores responsáveis pela formação do solo, determinados fenômenos se manifestam simultaneamente, em diferentes intensidades, constituindo os processos pedogenéticos.

Simonson (1959) considera a existência de cinco processos: adições, perdas, transformações, remanejamentos mecânicos e transportes seletivos, cada qual compreendendo uma série de mecanismos característicos. A predominância de um processo sobre o outro depende do meio ambiente considerado. Portanto, qualquer modificação ambiental, como a que vem acontecendo com a ocupação antrópica, provoca imediatas alterações no curso da pedogênese.

A atuação combinada dos processos se verifica segundo dois estágios que se superpõem: formação do substrato pedogenético e diferenciação dos horizontes (Simonson, 1959).

Formação do Substrato Pedogenético

A formação do substrato pedogenético desenvolve-se por meio de intemperismo, alteração física e química das rochas, que, em certos casos, é seguido pelo transporte e sedimentação dos materiais intemperizados.

As rochas expostas à superfície da Terra são submetidas a condições ambientais bem diferentes daquelas onde se formaram, entrando em contato com novos processos físicos e químicos, que diferem em muito das condições originais. Em resposta a estas mudanças, os processos de intemperismo físico criam micro e macrofaturas nas rochas, originando cavidades que vão facilitar e acelerar a infiltração de soluções aquosas e a ação de organismos vivos (animais e vegetais). Inicia-se, assim, uma série de reações químicas (hidrólise, hidratação, dissolução, carbonatação, oxidação e redução) cuja predominância varia em função das condições ambientais e da composição mineralógica das rochas.

Dessa forma, os minerais se alteram, originando detritos que vão se acumulando desde que as condições de relevo permitam. Os minerais, que compõem a camada detrítica, continuam liberando substâncias químicas, à medida que os processos de decomposição evoluem.

Algumas destas substâncias são transformadas em compostos químicos solúveis em água, sendo removidos do sistema com a continuidade da percolação de novas soluções aquosas, como é o caso dos álcalis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+}). Outras substâncias, cuja solubilidade depende do pH das soluções, podem permanecer no local, precipitando-se sob a forma de óxidos e/ou hidróxidos, ou combinando-se para formar os argilominerais, denominados minerais secundários.

O Intemperismo Físico

O intemperismo físico atua pela desintegração física e mecânica das rochas, promovendo um aumento da superfície específica das partículas minerais, sem modificação na sua estrutura cristalina. Sua atuação acentua-se em função das mudanças bruscas de temperatura, por ação do congelamento das águas e por ação radicular de determinadas espécies vegetais.

As rochas, por serem formadas por minerais com diferentes coeficientes de expansão, submetidas a ciclos de aquecimento, pela radiação solar, resfriamento, são origem a tensões diferenciadas que conduzem ao fissuramento e às desagregações. Este fenômeno deve-se também a diferenças de condutividade calórica, observadas na superfície da rocha, em relação à sua massa interna, mais protegida. Neste caso, aquecimentos e resfriamentos diferenciais tendem a ocasionar tensões laterais, que poderão contribuir para o fenômeno do desprendimento, das camadas superficiais da rocha, fenômeno denominado esfoliação, muito comum em rochas graníticas de regiões de clima tropical.

O congelamento das águas contidas no interior das rochas, especialmente em rochas porosas, fraturadas e/ou fissuradas, promove significativo aumento de volume, de 9%, produzindo pressão equivalente a 15 t/cm^2 , ou melhor, 1.500 MPa (Principi, 1964), capaz de ampliar as fraturas e fragmentar a rocha. Este fenômeno, comum em regiões de clima frio, pode ser observado no Sul e Sudeste brasileiros, no período de inverno, onde, durante a noite, se observa congelamento da água retida no interior das rochas, seguido de degelo durante o dia.

Não se pode ignorar a importante ação desagregadora promovida pelas espécies vegetais de raízes profundas que, ao penetrar nos vazios existentes nas rochas, provocam a ampliação de fendas e, por vezes, deslocamento de blocos rochosos e desagregação. Segundo Buckman e Brady (1960), "tais influências, como também as exercidas pelos animais, assumem maior importância na transformação dos materiais originários, quando comparadas com os efeitos físicos da água, do gelo, do vento, e das variações de temperatura".

Intemperismo Químico

O intemperismo químico tem como condição fundamental, a presença da água e temperatura, favorável ao desenvolvimento das reações, transformando os minerais primários, da rocha original, em mineral secundário, que passam a construir um complexo de alteração.

Entre os vários processos de alteração química das rochas, a hidrólise é, sem dúvida, o mais importante. Esta importância se revela, principalmente, em regiões de clima tropical e subtropical, como é o caso do nosso país. A hidrólise atua, principalmente, em rochas cristalinas pela reação de íons H^+ e OH^- ; dissociados da água, com os íons de elementos minerais. Sua ação varia, consideravelmente, segundo as condições do meio, principalmente do clima. O íon H^+ é capaz de substituir outros cátions, como K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , sendo o processo acelerado pela presença de CO_2 dissolvido na água e pelo aumento da temperatura, enquanto o íon OH^- pode substituir outro ânion. A título de exemplo, ilustra-se, a seguir, a hidrólise de um feldspato potássico (microclínio):



Nota-se, na reação inicial por hidrólise do feldspato, a liberação do potássio, solúvel em água, podendo ser absorvidos pelas plantas ou lixiviado. Na continuidade da hidrólise, libera-se ácido silícico (H_4SiO_4), também solúvel, que poderá ser lentamente removido pela água de circulação, ou recombinado com outros elementos dando origem a minerais secundários (argilas, principalmente).

Nota-se, ainda, além da hidrólise, reação de hidratação de óxido de alumínio, formando óxido hidratado de alumínio ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), normalmente insolúvel, que dá origem a minerais do tipo gibbsite.

Pelo exemplo apresentado, diz-se que ocorreu a hidrólise total do mineral do feldspato, caracterizado pela liberação completa dos constituintes minerais (sílica, alumínio, bases, etc.), fato comum em regiões de clima tropical, permitindo a concentração de hidróxidos de alumínio. Este processo de alteração é denominado **alitização por Harassowitz** (1926 em Melfi e Pedro, 1977).

Além da hidrólise total, conhece-se, também, a hidrólise parcial, que não destrói totalmente a rede cristalina inicial dos minerais, sendo característica de regiões de clima temperado. Neste caso, a remoção da sílica do meio é incompleta, permitindo que parte da sílica liberada reaja com o alumínio, formando argilominerais (hidrossilicatos aluminosos). Este processo é denominado **sialitização**. Neste caso, a eliminação dos cátions básicos pode ser mais ou menos elevada (Melfi e Pedro, 1977).

Podem ocorrer duas condições, dependendo dos minerais em alteração e das condições do meio (drenagem, principalmente):

- Eliminação bastante pronunciada dos cátions básicos, permitindo a formação de argilominerais do tipo 1:1 (caulinita);
- Eliminação parcial dos cátions básicos, permitindo a formação de argilominerais do tipo 2:1 (esmectita).

O primeiro caso foi denominado por Pedro (1966) **monossialitização** e o segundo **bissialitização**.

Além da hidrólise, a água promove três outras reações que, normalmente, se processam na natureza de forma simultânea: hidratação, dissolução e carbonatação.

A hidratação consiste na combinação da água com outros compostos químicos, como o observado no exemplo apresentado da hidrólise do feldspato potássico, no qual a água combinou-se com o óxido de alumínio formando óxido hidratado de alumínio. Uma mesma substância pode dar origem a diferentes minerais hidratados, dependendo do número de moléculas de águas ligadas a ela. Assim, com a hidratação de óxido de alumínio (Al_2O_3), pode-se obter o diásporo ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) ou a hidrargilita.

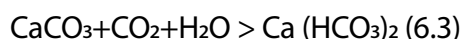
($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Com a hidratação da hematita (Fe_2O_3), pode-se criar a goetita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) ou a limonita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Estes diferentes minerais, constituídos por óxidos de ferro, ocorrem com muita frequência nos solos brasileiros. A cor amarela dos horizontes pedológicos está, muitas vezes, relacionada à goetita e à limonita, em geral, quando os terrenos são mal-drenados e mesmo saturados em água. Nos terrenos bem drenados é mais comum a ocorrência de hematita, que confere aos solos a cor vermelha.

O fenômeno de dissolução por ação da água deve-se à sua impregnação com gás carbônico e outras substâncias ácidas, em especial os ácidos de natureza orgânica. Este fenômeno ocorre com frequência, porém com diferentes intensidades, dependendo principalmente do conteúdo de gás carbônico, acidez das soluções e da natureza dos minerais submetidos à alteração.

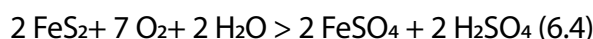
Existem minerais que se dissolvem com muita facilidade, como os cloretos, seguidos dos sulfatos e carbonatos, enquanto outros, como os silicatos de ferro e alumínio, são praticamente insolúveis nas condições normais da natureza.

A **carbonatação** é um fenômeno específico de transformação de óxidos em carbonatos ou destes em bicarbonatos, por ação do anidrido carbônico, sobretudo quando dissolvido na água, conforme a seguinte reação:



Os bicarbonatos de cálcio, liberando gás carbônico e água, se transformam novamente em calcita, que se precipita como o observado na formação de grutas calcárias.

Nos processos de intemperismo químico de minerais metálicos, especialmente de ferro e manganês, fenômenos de **oxidação** e **redução** se destacam em importância. Nestes casos, o oxigênio atua como agente de decomposição das rochas, conforme ilustra a reação química de transformação do mineral de pirita que, por oxidação do sulfeto de ferro, transforma-se em sulfato ferroso:



O fenômeno de oxidação pode, com frequência, ser observado em horizontes pedológicos situados em zonas de oxidação ou ambientes bem drenados e aerados. Grande parte do óxido de ferro, na forma de hematita, encontrada nos solos, se deve ao fenômeno de oxidação. Entretanto, em ambientes mal-drenados, geralmente situados em porções inferiores do perfil de solo, ou em presença de água estagnada e **matéria orgânica**, como o observado em áreas de várzea, onde não se dispõe de oxigênio dissolvido, observa-se o fenômeno de redução de ferro e manganês, possibilitando, por exemplo, a transformação do sulfato ferroso em sulfeto.

Finalmente, nesta breve abordagem sobre o intemperismo químico, não pode deixar de mencionar a ação biológica que promove importantes reações de transformação de minerais, pela produção de gás carbônico e ácidos orgânicos, resultantes da atividade vital dos seres vivos que habitam o solo e da decomposição da matéria orgânica. Esta ação se manifesta diretamente sobre as rochas pelo desenvolvimento de espécies vegetais inferiores (liquens e fungos) ou sobre um solo, onde resíduos vegetais e animais entram em decomposição e misturam-se à fração mineral, por ações de organismos vivos, permitindo, assim, a diferenciação de horizontes pedológicos.

Além desta ação indireta, promovendo e acelerando as reações químicas de transformação dos minerais em materiais constituintes do solo, os organismos vivos, inclusive animais e vegetais superiores, movimentam e aglutinam as partículas do solo, estabilizando os seus agregados estruturais, e promovendo a mistura dos constituintes no interior dos horizontes pedológicos e entre os horizontes adjacentes.

Diferenciação Dos Horizontes

À medida que os processos físicos e químicos, denominados processos intempéricos, vão atuando, a camada de detritos vai se tornando mais espessa e se diferenciando em subcamadas morfológicamente distintas. Esta diferenciação realiza-se por meio da incorporação da matéria orgânica e da migração da matéria mineral e orgânica e no interior do solo.

O processo de incorporação da matéria orgânica envolve desde a transformação dos restos vegetais e animais em produtos solúveis (sobretudo húmus) e produtos insolúveis (lignina, celulose e hemicelulose), até a incorporação propriamente dita desses produtos na fração mineral do solo.

Os movimentos da matéria no solo dependem, fundamentalmente, da água gravitacional (migração descendente) e ascensional (migração ascendente). A migração descendente realiza-se por certos mecanismos, que dependem do tipo de elemento mobilizado (Duchaufour, 1977):

- **Lixiviação:** migração de substâncias solúveis, principalmente sob a forma de sais;
- **Queluviação:** migração de certos elementos, como o ferro e o alumínio, sob a forma de complexos organometálicos ou quelatos;
- **Lessivage:** migração de partículas em suspensão, especialmente argilominerais.

A migração ascendente é bem mais rara que a descendente, ocorrendo por meio de fenômeno de capilaridade, ação indireta da vegetação e pela ascensão do lençol freático. No primeiro caso, sais solúveis são transportados das partes inferiores para a superfície do perfil, onde precipitam, pela elevação capilar da água retida nos micro e macroporos do solo; no segundo, espécies vegetais de raízes profundas, absorvendo elementos nutritivos das partes inferiores do perfil, mobilizam estes elementos para a superfície do terreno, que se incorporam no solo para pela humificação; no terceiro caso, dependendo do funcionamento hídrico local, a ascensão do lençol freático pode transportar elementos solúveis e partículas em suspensão que se precipitam nas camadas superiores do perfil.

Perfil de Solo

Entende-se por perfil de solo a seção vertical de um terreno constituída por uma sequência de horizontes ou camadas, bem definidas por suas características morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e biológicas.

Para a engenharia civil, mais especificadamente no campo da Geotécnica, a acamada superficial, constituída essencialmente por minerais secundários ou transformados, como os argilominerais, óxidos e hidróxidos de ferro, manganês, titânio, e alguns casos de alumínio, recebe o

nome de solo maduro. A camada subsuperficial, que ainda guarda características herdadas da rocha de origem, é denominada solo residual jovem, solo saprolítico ou saprólito, abaixo do qual está a rocha alterada, onde os minerais exibem sinais evidentes de alteração com perdas de brilho e cor. A esta seção vertical, os geotécnicos chamam de perfil de intemperismo.

Em pedologia, o estudo dos solos visa conhecer sua gênese, classificação e distribuição geográfica, nos vários ambientes encontrados na superfície terrestre, de maneira a aplicar esse conhecimento a diferentes finalidades. Neste caso, os solos devem ser estudados, não somente por meio dos seus perfis verticais, mas também pelo entendimento das variações, mudanças ou transformações laterais dos horizontes.

Os horizontes que compõem os perfis de solo, quando refletem a ação da pedogênese, são denominados horizontes pedogenéticos; quando não refletem esta ação, convém denominá-los de camadas. Os horizontes e as camadas são em Pedologia, distinguidos pelas letras maiúsculas: O, H, A, E, B, C, F e R. Os principais horizontes se formarem são: O, H, e A, bastando a presença de um deles para caracterizar um perfil de solo, sob o ponto de vista pedológico, independentemente de sua espessura, da natureza do material do qual se formou, se é residual ou transportado. Portanto, os perfis de solo tanto podem ser desenvolvidos diretamente dos detritos provenientes da decomposição da rocha subjacente ou de quaisquer coberturas detriticas que capeiam estas rochas, não importando de que fontes tenham sido originadas.

As figuras 1.1 e 1.2 apresentam perfis esquemáticos de solos, muito comuns em formações geológicas cristalinas e areníticas, ilustrando a representação sob o enfoque da Pedologia e da Geotécnica.

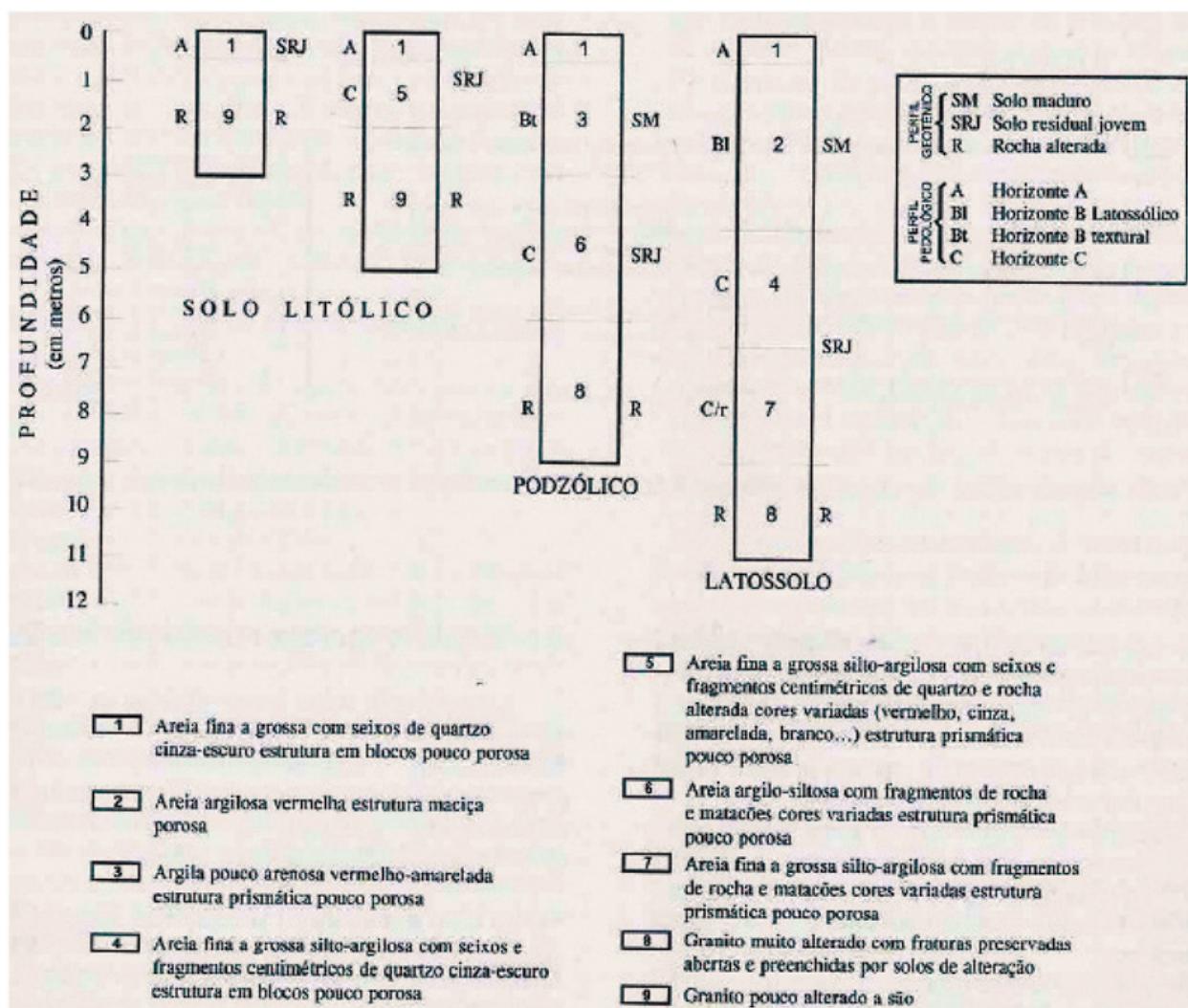


Fig. 1.1 Perfis esquemáticos de diferentes solos em substrato de granito, com nomenclatura pedológica e geotécnica.

As características dos principais horizontes e camadas que formam os perfis do solo são resumidamente descritas a seguir.

O: horizonte ou camada orgânica superficial constituído por detritos vegetais e substâncias húmicas acumuladas na superfície, em ambientes onde não há impedimento à drenagem. Ocorre, em geral, em áreas de florestas, distinguindo-se do horizonte mineral subjacente, pela coloração mais escura, e pelo conteúdo em matéria orgânica. Procura-se fixar, para horizonte O, o mínimo de 20% de matéria orgânica;

H: horizonte ou camada orgânica, resultante do acúmulo de resíduos e substâncias húmicas, em ambientes com água estagnada permanente ou por períodos prolongados. Ocorre em áreas de várzeas alagadiças ou depressões pantanosas, banhadas, brejos, etc. o horizonte H, por ocorrer em meio mal-drenado, saturado em água durante boa parte do ano, apresenta acúmulo não só de matéria orgânica, mas também de siltes, argilas e cátions básicos, provenientes das porções de montante e vertente, favorecendo a formação de minerais expansivos e acúmulo de ferro na forma reduzida;

A: horizonte mineral superficial ou subjacente ao horizonte ou camada O ou H, com incorporação de matéria orgânica mineralizada. É o horizonte de maior atividade biológica, apresentado coloração escurecida pela presença de matéria orgânica. Existem vários tipos de horizonte A, dependendo dos ambientes em que são formados, uns mais pobres em matéria orgânica e outros com maiores teores de compostos orgânicos;

E: horizonte mineral, situado geralmente abaixo do horizonte A, do qual se diferencia pela cor mais clara, resultante da remoção de argilominerais, compostos de ferro, alumínio e/ou matéria orgânica, com consequentes concentrações correspondentes de minerais resistentes, como quartzo, em geral na fração areia silte;

B: horizonte mineral, subsuperficial situado sob o horizonte A ou E. É considerado o horizonte diagnóstico mais importante na diferenciação de classes de solo, resultando de "transformações relativamente acentuadas do mineral originário e/ou ganho de constituintes minerais e/ou orgânicos migrados de outros horizontes" (Oliveira et al., 1992);

C: horizonte ou camada mineral, relativamente pouco afetado pelos processos pedogenéticos, formado a partir da decomposição de rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares ou, ainda, de sedimentos de natureza mineralógica e textural diversas. Em Pedologia constitui o que se denomina material de origem dos solos, ou substratos pedogenéticos.

F: horizonte ou camada de material mineral consolidado, ocorrendo sob os horizontes A, E ou B. É rico em compostos de ferro ou ferro e alumínio e pobre em compostos orgânicos. É conhecido como canga, couraça, grés-do-Pará, pedracanga, etc.;

R: camada de material consolidado, correspondente ao substrato rochoso, constituído por rocha alterada ou sã.

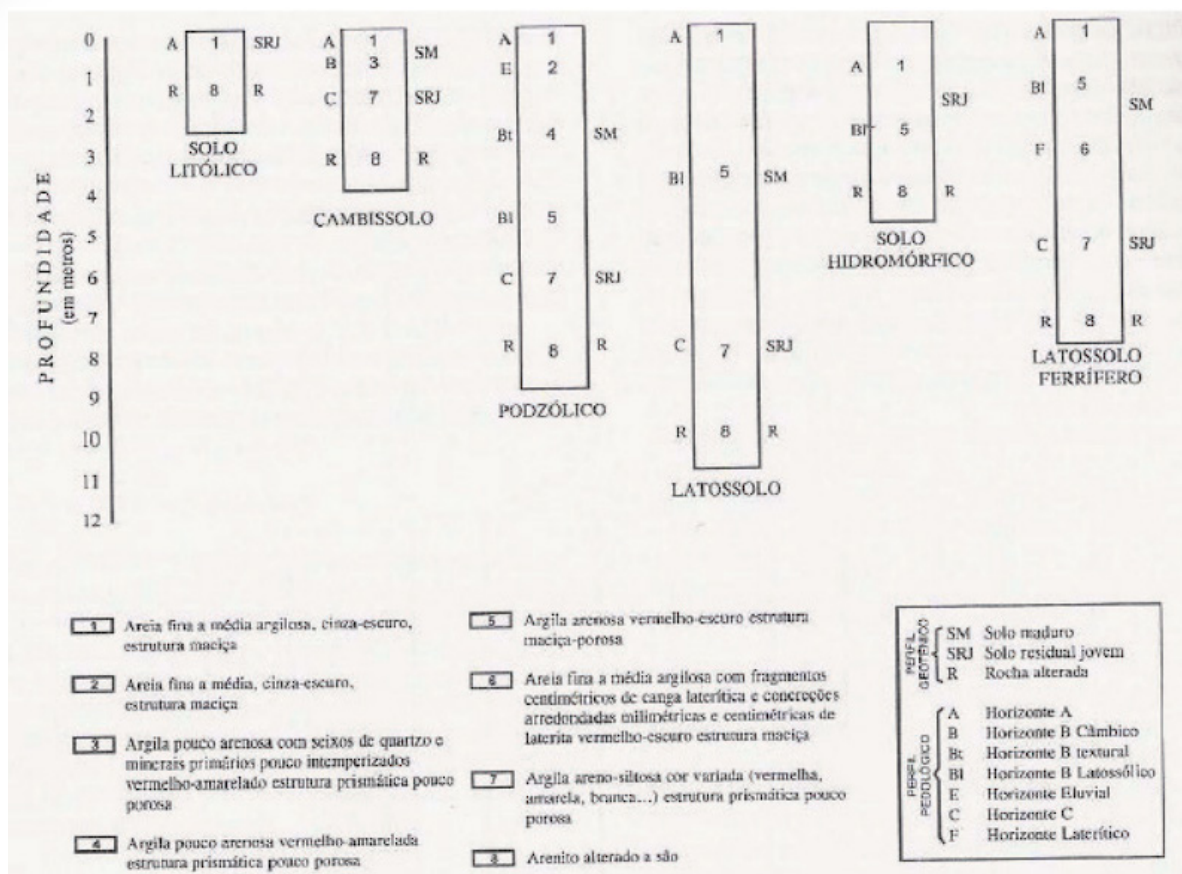


Fig. 1.2 Perfis esquemáticos de diferentes solos em substrato de arenito, com nomenclatura pedológica e geotécnica.

Classes e Solos e Características Geotécnicas

Aqui é apresentada uma síntese das principais características pedológicas e de comportamento geotécnico dos solos mais encontrados no Brasil. Para maior facilidade de interpretação, as classes de solos serão reunidas em três grupos: solos minerais não-hidromórficos, solos hidromórficos minerais e outros solos, considerando os seguintes parâmetros geotécnicos mais facilmente deduzíveis dos trabalhos de levantamentos pedológicos: textura, espessura das camadas ou horizontes, posição do lençol freático, topografia do terreno, suscetibilidade à inundação e/ou efeito das marés, aptidão natural dos solos, erodibilidade, qualidade como matérias de empréstimo ou de jazidas, condições para instalação de fossas sépticas, capacidade de suporte, drenabilidade/condutividade hidráulica, atividade química.

Solos Minerais Não-Hidromórficos

Compreende solos desenvolvidos na zona de oxidação do terreno, em ótimas condições de drenagem, pouco afetados pelo lençol d'água subterrânea. Podem se desenvolver a partir da Pedogênese de rochas de diferentes naturezas (ígneas, metamórficas e sedimentares) ou de coberturas aluvionares e coluvionares.

Incluem-se neste grupo:

- **Solos com horizonte B latossólico:** Latossolo Vermelho-Escuro, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo, Latossolo Roxo, Latossolo Ferrífero, Latossolo Bruno, Latossolo Variação Una;
- **Solos com horizonte B textural:** Podzólico Vermelho-Escuro, Podzólico Vermelho-Amarelo, Terra Roxa Estruturada, Podzólico Bruno-Acizentado, Brunizem Avermelhado;
- **Solos com horizonte B câmbico ou incipiente:** Cambissolo;
- **Solos rasos, sem horizonte B:** Litossolo.

Solos com Horizonte B Latossólico

Os solos com horizonte B latossólico ou latossolos apresentam sequência de horizonte A-B-C, com pouca diferenciação textural entre os horizontes A e B. O horizonte B é, em geral, muito espesso, nunca inferior a 50 cm, homogêneo, com estrutura, em geral, do tipo granular, microagregada ou maciço-porosa. Não apresentam minerais primários facilmente intemperizáveis e a fração argila, com alto grau de floculação, é constituída predominantemente por óxidos de ferro (hematita, goetita), óxidos de alumínio (gibbsite) e argilominerais do grupo 1:1 (caolinita). Apresenta baixa relação sílica/sesquióxidos de ferro e alumínio. O horizonte C é, em geral, espesso, refletindo as características texturais e mineralógicas do material de origem.

Os latossolos tendem a ocorrer em relevos suaves, de vertentes pouco declivosas. No entanto, ocorrências destes solos têm sido observadas em outras unidades de relevo, especialmente em terrenos de rochas cristalinas, como as de Latossolo Vermelho-Amarelo nas regiões serranas do Sul e Sudeste do Brasil. É comum a associação dos latossolos com os Podzólico, dispondo-se, os primeiros, nas porções menos declivosas das vertentes e, os segundos, nas porções mais declivosas. Esta tendência em se dispor em topografias suavizadas do relevo deve-se ao fato dos latossolos desenvolverem-se, especialmente, por ação das águas de infiltração, que promovem a alteração dos minerais presentes no substrato pedogenéticos e a remoção, por lixiviação, de substâncias solúveis (principalmente bases e sílica), deixando in situ substâncias menos solúveis (especialmente ferro e alumínio) na forma oxidada, condições favoráveis para a formação de argilominerais do grupo caolínico. É evidente o importante papel do substrato e das condições físico-químicas do meio, de maneira a permitir a percolação da água e a alteração hidrolítica dos minerais constituintes.

Algumas das características de interesse geotécnico dos solos com horizonte B latossólico podem ser apresentadas:

- Horizonte A geotecnicamente desprezível pela reduzida espessura, em relação ao B;
- Textura dos horizontes B e C varia com a natureza mineralógica das rochas, fontes do material de origem;
- Horizonte B é geotecnicamente conhecido por solo maduro;
- Horizonte B pode constituir fonte natural de materiais para aterro e núcleos argilosos impermeáveis;
- Horizonte B apresenta alta porosidade;
- Fração argila do horizonte B é constituída por misturas de argilominerais do grupo da caolinita e óxidos/hidróxidos de ferro e de alumínio, podendo haver predominância de argilominerais ou de componentes de ferro e de alumínio;
- Lençol freático profundo, situado abaixo do horizonte B, em geral próximo ao contato do horizonte C com a rocha subjacente;
- Horizonte C é geotecnicamente denominado solo residual jovem ou solo saprolítico, exceto quando originado por colúvios e capeamento ou coberturas sedimentares diversas;
- Horizonte C, quando formado pela decomposição de rochas quartzofeldspáticas, forma ocorrência de **saibro**;
- Horizonte C apresenta comportamento geotécnico variável em função das características mineralógicas/estruturais das rochas de origem;

- No conjunto, os latossolos apresentam baixa erodibilidade. Entretanto, quando submetidos à concentração d'água proveniente da ocupação antrópica, podem desenvolver ravinas profundas e, quando interceptado o lençol freático, boçorocas.

Solos com Horizonte B Textural

Os solos com horizonte B textura, como os Podzólico, **terra roxa** e **brunizem** apresentam sequência de horizontes A-B-C, com diferenciação nítida entre eles, principalmente entre os horizontes superiores, sendo o horizonte A aquele com textura mais arenosa. O horizonte B é concentrado em argilas e, em geral apresenta **cerosidade**, isto é, película coloidal com aspecto brilhante quando úmido que se localiza nas paredes dos agregados estruturais ou dos macroporos. A espessura do horizonte A pode, em alguns casos, superar 1m. O horizonte B textural, ao contrário do horizonte B latossólico, é muito heterogêneo, com subhorizontes facilmente delimitáveis e estrutura, geralmente, em forma de blocos ou prismática. O horizonte C apresenta características semelhantes às observadas nos latossolos, isto é, relacionadas ao material original. A fração argila do horizonte B apresenta, na maioria dos casos, baixo grau de floclulação, podendo ser ativa ou inativa, dependendo dos argilominerais predominantes, em geral, ricos em caolinita na sua parte superior e illita e, em certos casos, esmectita, nas porções inferiores, próximas ao horizonte C.

Normalmente, no Brasil, podem ser observadas duas situações geomorfológicas de domínio de solos com horizonte B textural:

- Relevos movimentados de serras, morros e colinas com topos estreitos, desenvolvidos, sobretudo por processos de iluviação de argila no horizonte B, proveniente do horizonte superior, eluvial, e/ou por migração lateral das porções de montante da vertente. Nestas condições, é comum a associação com latossolos, principalmente em relevo colinoso, onde latossolos se desenvolvem no topo das colinas, e Podzólicos em porções inferiores mais declivosas da vertente;
- Relevos aplainados, constituindo superfícies tabulares do Grupo Barreiras, no litoral do Nordeste brasileiro, Espírito Santo e Rio de Janeiro; ou superfícies deprimidas, muito dissecadas, constituídas por rochas cristalinas, comuns tanto no agreste e semi-árido nordestino, como em regiões úmidas da Amazônia. Nestes casos, a baixa drenabilidade do terreno é fator comum, dificultando a remoção de elementos solúveis e facilitando a concentração, em superfície, de argila.

Parte dos solos com horizonte B textural apresenta forte condicionante litológico. Trata-se de litologias com elevado conteúdo em bases, como rochas carbonáticas e certas rochas alcalinas e ferromagnesianas.

Algumas das características de interesse geotécnico, encontradas em solos com horizonte B textural, são a seguir relacionadas:

- Horizonte A relativamente espesso, em geral essencialmente arenoso;
- Textura do horizonte B, em geral, argilosa, e do horizonte C, variável em função da composição mineral e textural da rocha subjacente;
- Horizonte B geotecnicaamente denominado solo maduro e horizonte C, solo residual jovem ou solo saprolítico;
- Horizonte B apresenta: moderada a baixa permeabilidade, baixa compressibilidade, expansividade nula a moderada, fácil a moderada escavabilidade, moderada a alta erodibilidade, moderada resistência ao desmoronamento, dependendo da quantidade e disposição de fendas abertas por concentração;

- Presença comum de lençol suspenso temporário, situado nos limites dos horizontes A e B e lençol inferior abaixo do horizonte B, em geral próximo ao contato do horizonte C com a rocha subjacente;
- Horizonte C apresenta comportamento geotécnico variável, em função da composição mineralógico-estrutural das rochas de origem, apresentando, em geral, fácil escavação, alta erodibilidade, baixa resistência a desmoronamentos em taludes artificiais, principalmente quando proveniente de rochas ricas em mica;
- Solos com horizonte B textural apresentam alta suscetibilidade à erosão por ravinas e boçorocas, a partir de pequenas concentrações de águas pluviais e/ou servidas.

Solos com Horizonte B Câmbico ou Incipiente

Estes solos, conhecidos como **cambissolos** apresentam sequência de horizonte A-B-C, com horizonte B pedologicamente pouco evoluído, marcado pela presença de minerais herdados do material original, pouco intemperizados. O horizonte B câmbico ou incipiente pode ser pouco espesso, característico de cambissolos em áreas de relevo muito movimentado, ou com espessura relativamente grande, superior a 1m, em topografias pouco declivosas, apresentando, em geral, teores elevados de silte. Quando provenientes de rochas cristalinas, possuem grande quantidade de fragmentos e seixos, provenientes de rochas originais. A estrutura do horizonte B é, em geral, em forma de blocos e prismática. A cerosidade, quando presente, é pouco expressiva. O horizonte C guarda as características da decomposição mineral e textural da rocha-matriz.

Os cambissolos podem ocorrer em paisagens representadas pelas mais variadas formas de relevo, sendo, contudo, mais comuns em superfícies topográficas bem acidentadas.

As características de interesse geotécnico dos solos com horizonte B câmbico são muito variáveis, dependendo muito das características mineralógicas e texturais de seus materiais de origem e dos tipos de relevo em que ocorrem.

Solos Rasos, sem Horizonte B.

Os solos rasos, sem horizonte B, apresentam sequência de horizontes A-C ou horizonte A em contato direto com a rocha, sendo, portanto, solos poucos evoluídos e rasos.

As áreas de ocorrência dos Solos Litólicos assemelham-se às áreas descritas para os solos com o horizonte B textural e com horizonte B câmbico, ocorrendo, com muita frequência, associados a afloramentos de rochas.

Por serem rasos, em geral com profundidade não superior a 0,50 m, são geotecnicamente desprezíveis, porem bons indicadores de locais favoráveis à exploração de pedreiras.

Solos Hidromórficos Minerais

Estes solos ocupam os terrenos baixos (áreas de agradação) ou pequenos anfiteatros elevados que se constituem em cabeceiras de drenagem, sendo formados a partir de capeamentos ou coberturas detríticas sobre rochas cristalinas, ou de depósitos sedimentares de natureza texturais e mineralógicas diversas, referidas ao Quaternário. Os solos Hidromórficos são desenvolvidos bem próximos à zona saturada ou na própria zona saturada e, portanto, em condições de excesso de umidade, em que o lençol freático está próximo à superfície do terreno, podendo aflorar nos períodos mais chuvosos. Este ambiente é favorável à transformação do ferro férrico em ferroso (redução).

A característica pedológica comum aos Solos Hidromórficos é a presença de horizonte glei, marcado pela coloração própria do ferro na forma reduzida (cinza, esverdeada, azulada), formando mosqueado (manchas) em intensidade variada.

O grupo de Solos Hidromórficos abrange várias classes, diferenciadas por características específicas. Para um melhor entendimento das características geotécnicas destes solos, as classes pedológicas são a seguir descritas, considerando-se a natureza textural do material de origem, seu local de formação, a natureza química da água, superficial, e a posição do lençol freático em relação à superfície do terreno.

Materiais Arenosos

Os solos Hidromórficos, desenvolvidos a partir de materiais arenosos, dão origem, em geral, a solos com **horizonte B podzol**, como o **Podzol, Podzol Hidromórfico e Areia Quartzosa Hidromórfica**. Estes são solos que apresentam seqüências de horizontes A-E-B-C e A-C e são formados a partir de sedimentos areno-quartzosos, inconsolidados, de diversas origens, ocorrendo em planícies, cordões litorâneas, dunas estabilizadas, depressões arenosas quaternárias, planícies marinhas, fluviomarinhas e fluviolacustres, na faixa litorânea ou próxima ao litoral. Estes solos podem ocorrer, também, em tabuleiros costeiros.

Destacam-se, a seguir, algumas das características de interesse geotécnico dos Solos Hidromórficos provenientes de materiais arenosos:

- Lençol freático próximo à superfície, com aspecto ferruginoso e/ou contaminado por compostos orgânicos (Podzol);
- Horizonte A e E essencialmente arenosos;
- Horizontes Bs (horizonte B de acumulação de ferro) fortemente cimentado por compostos de ferro, constituído uma camada mais resistente que os horizontes suprajacentes e subjacentes, interferindo na drenagem destes solos;
- Tornam-se impróprios para instalação de fossas de infiltração, quando ocorrem em áreas onde o lençol se localiza próximo à superfície do terreno (Podzol Hidromórfico e Areia Quartzosa Hidromórfica).

Materiais Areno-Argilosos ou Argilo-Arenosos

Estes materiais, provenientes tanto de sedimentos aluvionares, como de alteração, dão origem a solos denominados Glei Cinzento, Planossolo e Planossolo Solódico, com seqüência de horizontes de A-E-B-C, contraste textural abrupto entre os horizontes A/E com o B (exceto o Glei Cinzento). O horizonte B pode apresentar forte indicio de redução do ferro (hidromorfia), com estrutura bem desenvolvida, em forma de blocos ou prismática, normalmente adensados, praticamente sem macroporos, favorecendo a concentração de água. A fração argila é de baixo grau de floculação, podendo apresentar, entre seus constituintes, illita, esmectita e camadas mistas, responsáveis por fenômenos de expansividade e contração.

Estes solos ocorrem em superfícies aplainadas, em geral rebaixadas, em terraços aluviais, pediplanos e fundo de vales, locais favoráveis à saturação em água, durante boa parte do ano, tanto no semi-árido nordestino, como em regiões úmidas, nas regiões Sul e Sudeste, e no Pantanal Mato-grossense. Em todos os casos, sua origem deve-se fundamentalmente à drenagem imperfeita, que dificulta o processo de lixiviação, possibilitando o acúmulo de sais solúveis e argila. No caso dos planossolos, quando o sódio é o elemento salino predominante, o solo recebe a denominação Planossolo Solódico.

A seguir são relacionadas algumas das características de interesse geotécnico dos Solos Hidromórficos de materiais areno-argilosos ou argiloarenosos:

- Lençol freático próximo à superfície podendo, em certos locais, apresentar alto conteúdo salino;
- Horizonte A e E essencialmente arenosos;
- Horizonte B pode apresentar forte resistência à escavação devido ao ressecamento que sofre nos períodos mais secos, pelo rebaixamento natural do lençol freático;
- Horizonte B pode ter a sua fração argila constituída por argila expansiva;
- Inadequados para instalação de fossas de infiltração.

Materiais Argilosos

Os materiais argilosos, provenientes de sedimentos de diferentes procedências, dão origem a solos do tipo Glei como o Glei Húmico, Glei Pouco Húmico, Glei Salino Tiomórfico. Estes solos apresentam seqüência de horizontes A-C, com o horizonte A concentrado em matéria orgânica, e o horizonte C com hidromorfismo acentuado, com coloração cinzenta característica (ferro reduzido) e, por vezes, misturada com coloração avermelhada e amarelada (ferro oxidado). O horizonte C pode se mostrar fortemente fendilhado, quando seco.

Ocorrem em áreas mal-drenadas, onde o lençol freático fica elevado durante a maior parte do ano, sujeitas a enchentes periódicas decorrentes dos cursos de água ou pelo avanço das marés (Glei Salino e Glei Salino Tiomórfico). Distribuem-se em várzeas, em planícies marinhas, fluviomarinhas e fluviolacustres marinhas, em áreas próximas à orla marítima.

Algumas das características de interesse geotécnico dos Solos Hidromórficos de materiais argilosos são destacadas a seguir:

- Lençol freático próximo a superfície;
- Textura argilosa dos horizontes A e C;
- Impróprios como materiais de aterro compactado;
- Condições precárias de fundação, principalmente em áreas ocupadas por Gleis Salinos e Gleis Tiomórficos, considerados como solos moles;
- Ocorrem em áreas inundáveis nos períodos chuvosos ou são afetados pelas marés (Glei Salino e Gleis Tiomórficos);
- Má qualidade de água subterrânea, em geral concentrada em sais;
- Condições inadequadas para instalação de fossas de infiltração;
- Baixa drenabilidade;
- Áreas de agradação.

Outros Solos

Areias Quartzosas

As areais Quartzosas apresentam seqüência de horizontes A-C, sendo essencialmente arenosos e profundos, constituídos por grãos de quartzo. O horizonte A pode conter elevada concentração de matéria orgânica.

Ocorrem em áreas de topografia suave, como planícies marinhas, fluviomarinhas e aluviais, como produto da pedogênese de sedimentos, e em colinas e morrotes, como produto da alteração de rochas predominantes quartzosas.

Algumas das características de interesse geotécnico das Areais Quartzosas são as seguintes:

- Lençol freático profundo, abaixo do horizonte C;
- Textura arenosa, tanto no horizonte A, como no C;
- Impróprias para aterros compactados, a não ser quando misturados com material argiloso, mas podendo ser exploradas como areia;
- Horizonte A e C apresentam alta permeabilidade, baixa compressibilidade, expansividade nula, boa capacidade de carga e suporte, fácil escavabilidade;
- Variável suscetibilidade à erosão, em função da declividade, baixa em planícies e alta em colinas e morrotes; pequenas concentração de águas pluviais e/ou servidas podem provocar grandes ravinas e, quando interceptado o lençol freático, boçorocas.

Vertissolos

Os vertissolos apresentam seqüência de horizontes A-C, com fácil distinção entre eles, pela cor e/ou textura mais arenosa do horizonte A. Sua característica maçante é a textura argilosa do horizonte C, com teores expressivos de argilominerais expansivos, que se expandem quando úmidas e se contraem quando secos, permitindo o desenvolvimento de fendas e superfícies de fricção.

Ocorrem em áreas deprimidas, com topografia praticamente plana, associados a material de origem derivados de rochas carbonáticas, magnesianas e outras rochas que produzem, quando alteradas, grandes quantidades de cátions alcalinos e alcalinos terrosos, em condições de meio de drenagem confinada. Algumas das características de interesse geotécnico dos vertissolos são as seguintes:

- Lençol de água profundo, abaixo do horizonte C;
- Textura argilosa nos horizontes A e C;
- Impróprios para aterros e fundações;
- Baixa permeabilidade, principalmente no horizonte C;
- Alta compressibilidade;
- Expansividade alta;
- Fácil escavabilidade;
- Baixa resistência a desmoronamentos;
- Baixa suscetibilidade à erosão, por ocorrerem em terrenos praticamente planos.

Solos Orgânicos

Os solos orgânicos são constituídos essencialmente por compostos orgânicos, originados pela progressiva acumulação de detritos vegetais, em ambientes palustres. As condições permanentes de encharcamento retardam a decomposição bioquímica destes detritos, propiciando o seu acúmulo. Apresentam superficialmente, nos primeiros 40 cm, um horizonte turfoso de cor preta, resultante da transformação de produtos orgânicos. Pedacos de troncos e fragmentos de raízes podem ser encontrados na massa de solo.

Apresentam espessuras variadas em um mesmo ambiente, sendo comum ocorrerem sobre uma camada mineral de cor cinza, de textura comumente argilosa. Alguns destes solos, quando formados em regiões litorâneas, podem conter compostos de enxofre, associados ou não a ambiente salino.

Ocorrem nas posições mais baixas e mal drenadas das várzeas, sujeitas a inundações, geralmente associados a solos hidromórficos minerais (Glei Húmico e Glei Pouco Húmico).

Algumas das características de interesse geotécnico dos solos orgânicos são as seguintes:

- Lençol freático praticamente aflorante;
- Alta compressibilidade e baixa resistência;
- Impróprios para instalação de fossas de infiltração

Mapas Pedagógicos

Elaboração dos Mapas Pedológicos

A execução dos trabalhos de levantamento de solos abrange, de maneira geral, trabalhos de gabinete, de campo e de laboratório.

Os trabalhos de gabinete incluem um levantamento de dados disponíveis, pertinentes à área de estudo, tais como bases topográficas, fotografias aéreas, imagens orbitais e material bibliográfico contendo informações sobre geologia, relevo, clima, vegetação e outros dados de interesse. Estes dados permitem a elaboração de um roteiro detalhado para trabalhos iniciais de campo, estabelecendo-se os critérios a serem utilizados, no que se refere aos parâmetros e às características que devem ser consideradas na identificação e caracterização de padrões naturais e antrópicos, identificados na fotointerpretação preliminar.

As atividades de campo incluem inicialmente a confecção de uma legenda preliminar, que abrange o reconhecimento geral da área, visando identificar e distinguir as várias unidades pedológicas e como se distribuem na paisagem. Durante esta etapa, deve ser observada a correlação existente entre as classes de solos e as condições ambientais, representadas pelo relevo (declividade e tipo de vertente), material de origem (litologia), clima, condições de drenagem, tipos de erosão, cobertura vegetal e uso do solo. Durante esta fase podem ser coletadas algumas amostras de solos para averiguações em laboratório.

Após esta etapa de trabalho, volta-se ao gabinete, para o estabelecimento da legenda de identificação dos solos, compreendendo as descrições e os critérios de fotointerpretação que serão usados para a delimitação espacial das unidades de mapeamento de solos de áreas em estudo.

A seguir, retorna-se ao campo para fazer as correções e os ajustes necessários aos trabalhos de gabinete. Esta operação é repetida quantas vezes forem necessárias. É no trabalho de campo que são feitas as descrições morfológicas e a coleta das amostras de solos que ocorrem nas áreas. Para isto, ou são abertas trincheiras ou se aproveitam cortes existentes, procede-se à identificação e às descrições morfológicas dos horizontes de cada perfil. Estas amostras são armazenadas em sacos plásticos (aproximadamente 3kg), devidamente etiquetados e enviados ao laboratório. São também coletadas amostras de rochas para posteriores correlações com os materiais de origem dos solos.

Os trabalhos de laboratório incluem as análises químicas, físicas e mineralógicas de cada horizonte, bem como análises petrográficas das amostras de rochas coletadas. Os resultados são plotados em tabelas, como parte de texto explicativo que acompanha os mapas de solos.

No escritório, de posse dos dados analíticos, são feitas as devidas interpretações destes dados, as verificações e as revisões dos trabalhos de fotointerpretação; a definição da legenda final de solos, na escala estabelecida. Finalmente, é elaborado o relatório final, que constitui o texto explicativo de todas as fases dos trabalhos, inclusive as metodologias de gabinete, laboratório e campo utilizadas, bem como descrições resumidas do meio físico, além das descrições morfológicas dos perfis de solo e suas respectivas análises laboratoriais.

Desta forma, os trabalhos de levantamento de solos são colocados à disposição da comunidade, na forma de um boletim, contendo o texto explicativo e um mapa de solos, com as respectivas legendas referentes às classes de solos, mapeadas. Existem vários tipos de mapas de solos, publicados em diferentes escalas, em função dos objetivos previamente definidos.

Utilização dos Levantamentos de Solos em Geologia de Engenharia

Os trabalhos de levantamento de solos no Brasil formam inicialmente executados pela Comissão de Solos do Ministério da Agricultura e, posteriormente, pelo serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos de Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária do Ministério da Agricultura, atualmente Centro Nacional de Pesquisa de Solos (CNPq-EMBRAPA), sediada no Rio de Janeiro.

Estes trabalhos, abrangendo mapas pedológicos e respectivos textos explicativos, representam considerável acervo de dados analíticos e descrições morfológicas de perfis de solo, acrescidas de informações referentes ao substrato geológico, relevo, clima, vegetação e uso do solo (Olmos, 1983).

Estas informações, contidas nos trabalhos pedológicos, quando devidamente interpretadas, podem fornecer importantes subsídios para a Geologia de Engenharia, destacando-se o uso do solo para a ocupação urbana e rural, seleção de áreas para irrigação, seleção áreas para estudos de jazidas naturais de materiais de construção, interpretação da potencialidade dos processos da dinâmica superficial (erosão, escorregamentos, colapso, subsidência, etc.) as informações contidas nos trabalhos de levantamento de solos contêm informações fundamentais para a elaboração de cartas voltadas ao planejamento urbano e territorial, como as cartas geotécnicas e de capacidade de uso de terras, que têm como principal objetivo o uso racional do meio físico e a definição de ambientes.

Além dos exemplos relacionados, os trabalhos de levantamento de solos, fornecem dados indicadores para a pesquisa de materiais naturais de construção, como pedra, areia, saibro, argila, uma vez que certas unidades pedológicas podem servir de referências para essas pesquisas, por exemplo, os solos litólicos que, comumente, ocorrem associados a afloramentos de rocha, além de serem pouco desenvolvidos, tendo apenas o horizonte A de poucos centímetros sobre o substrato rochoso. Em contrapartida, os latossolos apresentam, em geral, horizonte B bastante espesso, e como a fração argila deste horizonte é de baixa atividade, podem se constituir áreas de empréstimo

para aterros compactados. É oportuno acrescentar que a fração argila dos horizontes B destes solos pode ser formada predominantemente por argilominerais do grupo da caolinita ou por óxidos/hidróxidos de ferro e alumínio ou pela mistura destes componentes em varias proporções. Os solos com horizonte B textural (podzólicos), quando desenvolvidos de rochas cristalinas quartzo/feldspáticas, em relevos pouco acidentados, podem ser indicadores de prováveis jazidas de saibro. O mesmo pode-se estender para os solos com horizonte B latossólico, quando formados em ambiente semelhante.

Os solos pertencentes às classes de Areias Quartzosas e Aluviais podem ser indicadores de prováveis fontes de areia.

O boletim, que faz parte dos trabalhos de levantamento de solos, contém dados químicos que podem servir de indicadores de provável composição dos solos.

Os boletins apresentam também valores de K_i (relação molecular SiO_2/Al_2O_3), indicativos de estágio de intemperização. Valores de K_i próximos de 2,0 indicam a predominância de argilominerais do tipo 1:1, na fração argila, e valores de K_i inferiores a 1,0 podem indicar a presença acentuada de óxidos/hidróxidos de ferro e alumínio, como hematita, goetita e gibsit. Os valores de T , relativos à **capacidade de troca catiônica** (CTC) também podem servir de referencia para indicar a atividade das frações argila de varias classes de solos, existindo certa correlação entre as atividades dos solos consideradas sob o ponto de vista pedológico e geotécnico (Polivanov, 1984).

No planejamento urbano, os trabalhos de levantamento de solos mostram-se interessantes, pois as unidades pedológicas podem ser relacionadas com unidades geotécnicas para este fim. Assim, por exemplo, os solos classificados como litólicos, ocorrem, em geral, em ambientes de relevo muito acidentados, muitas vezes associados a cambissolo e podzólicos. Neste caso, a ocorrência destes solos indica áreas pouco adequadas para ocupação de meio físico. As unidades pedológicas representadas pelos solos hidromórficos minerais (Glei Húmico, Glei Pouco Húmico, Glei Salino e Glei Tiomórfico) e hidromórficos orgânicos indicam ambientes onde os respectivos lençóis freáticos estão bem próximos à superfície do terreno, podendo ultrapassá-la nos períodos mais chuvosos, trazendo como consequência problemas para ocupação urbana destas áreas. Convém destacar que a ocorrência dos solos classificados por Glei Salino e Glei Tiomórfico indica a presença de horizonte "compreensíveis", conhecidos pelos geotécnicos como argilas orgânicas moles ou, simplesmente, solos moles (Massad, 1985). Um bom exemplo a ser citado é o trabalho desenvolvido por Antunes et al. (1987), envolvendo o planejamento do uso do solo da zona oeste do município do Rio de Janeiro, com base no Levantamento semi-detalhado dos Solos do Município de Rio de Janeiro, na escala 1:50.000 (Embrapa, 1980).

Nos estudos voltados a projetos de obras civis como, por exemplo, estradas, os levantamentos de solos contêm informações que podem ser úteis, contribuindo para a concepção do traçado mais viável, em termos técnicos e econômicos, sugerindo a indicação de locais de ocorrência de materiais de construção e a previsão de fenômenos geológico-geotécnicos, como a erosão e os escorregamentos, tanto em taludes naturais, como artificiais.

Na utilização dos mapas pedológicos é necessário consultar o boletim que acompanha este mapa. É neste boletim que estão as informações sobre o meio físico, como tipos de relevo, litologias, clima, cobertura vegetal, descrições detalhadas das classes de solos, bem como os tipos de ambientes onde estão situadas, localização dos perfis do solo, bem como as descrições de seus horizontes, com os respectivos dados analíticos. Ressalta-se que as informações contidas nestes trabalhos não substituem as investigações geotécnicas rotineiras, mas podem constituir importante referencial para a sua otimização e eficácia.

O Planeta Terra e Suas Origens

O planeta que em que vivemos é formado pelo mesmo material que compõe os demais corpos do sistema solar e tudo o mais que faz parte de nosso universo. Assim, a origem da terra está ligada intrinsecamente à formação do sol, dos demais **planetas** do sistema solar e de todas as estrelas a partir de nuvens de gás e poeira interestelar. Por isso, na investigação da origem e evolução do nosso planeta, é necessário recorrer a uma análise do espaço exterior mais longínquo e, ao mesmo tempo, às evidências que temos do passado mais remoto. Com base nas informações decorrentes de diversos campos da ciência (Física, Química, Astronomia, Astrofísica, Cosmoquímica), bem como estudando a natureza do material terrestre (composição química, fases minerais, e etc.), já foram obtidas respostas para algumas importantes questões que dizem respeito à nossa existência:

- Como se formaram os elementos químicos?
- Como se formaram as estrelas?
- Como se formaram os planetas do sistema solar?
- Qual a idade da terra e do sistema solar?
- Qual é a idade do universo?
- Qual é o futuro do sistema solar, e do próprio universo?



Fig. 1.1 A galáxia de Andrômeda (tipo elíptico) o mais próximo do nosso Sistema Solar (2,4 milhões de anos-luz) – com seu núcleo denso e brilhante contendo bilhões de estrelas Fonte: NASA.

Para as quatro primeiras perguntas Já existem evidências suficientes para estabelecer uma razoável confiança nos pesquisadores em relação as suas teorias, baseadas no conhecimento científico, tanto teórico como pratico, observacional ou experimental. A quinta e a sexta talvez também possam vir a ser respondidas a contento com o progresso da ciência.

Contudo, o que existia antes do universo? Para essa pergunta ainda não temos esperança de resposta no campo do conhecimento científico convencional, e tal questão permanecera como objeto de considerações filosóficas e metafísicas – tema de âmbito das diferentes religiões, cujos dogmas aplicam a presença de um criador, exercendo sua vontade superior.

Estrutura do Universo

A Astronomia nos ensina que existem incontáveis estrelas no céu. Ao mesmo tempo, observamos que elas se dispõem de uma maneira ordenada, segundo hierarquias. As estrelas agrupam-se principalmente em galáxias, cujas dimensões são da ordem de 1000.000 anos luz (distância percorrida à velocidade da luz, 300mil Km/s, durante um ano). As figuras 1.1 e 1.2 apresentam dois exemplos comuns de galáxias: tipo elíptico e tipo espiral.

A estrutura interna das galáxias pode conter mais de 100 bilhões de estrelas de todas as dimensões, com incontáveis particularidades. Por exemplo, entre as descobertas que vêm sendo alvo de estudo rádios-astronômicos estão os quasars, objetos peculiares com dimensão semelhante à do nosso sistema solar, mas contendo imensa quantidade de energia brilhante com extrema intensidade. As galáxias podem conter enormes espaços interestelares de baixa densidade, mas também regiões de densidade extrema. Os assim chamados buracos negros podem sugar qualquer matéria das proximidades, em virtude de sua gigantesca energia gravitacional. Nem mesmo a luz consegue escapar dos buracos negros, e o seu estudo é um dos temas de fronteira da astronomia.



Fig. 1.2 Exemplo de uma galáxia do tipo espiral (NGC 1232).

A **Via Láctea** é também uma galáxia do tipo espiral, sendo que o Sol – a estrela central do nosso sistema solar – está situado num de seus braços periféricos. A Via Láctea possui também um núcleo central, onde aparecem agrupamentos de estrelas jovens.

As **galáxias** por sua vez, se agrupam nos assim chamados aglomerados, que podem conter entre algumas dezenas a alguns milhares de galáxias. A Via Láctea pertence ao chamado grupo local, que inclui também a galáxia de Andrômeda e as nuvens de Magalhães. O maior nível hierárquico do Universo é o de superaglomerados, compostos de até de dezenas de milhares de galáxias, e com extensões que atingem centenas de milhões de anos-luz.

As observações astronômicas nos conduzem a pelo menos duas reflexões relevantes para os temas da origem do Universo e da matéria nele concentrada:

- * Uma visão retrospectiva, visto que a observação das feições mais distantes nos leva à informação de épocas passadas, quando os objetos observados eram mais jovens. São as observações das regiões no limite do observável, que refletem eventos ocorridos há vários bilhões de anos (fig. 1.3).
- * Uma visão comparativa, que possibilita a reconstrução do ciclo de evolução estelar, visto que existe uma grande diversidade de tipologia nas estrelas, em relação à sua massa, tamanho, cor, temperatura, idade, etc.

Embora se saiba que a vida de uma estrela é muito longa, da ordem de diversos bilhões de anos, o grande número de estrelas disponíveis para observação faz com que se possa verificar a existência de muitas delas em diferentes fases da evolução estelar, desde a sua formação até o seu desaparecimento ou a transformação em outro objeto diferente do universo.



Fig. 1.3 Imagem obtida pelo telescópio Hubble numa das partes mais distantes do Sistema Solar. Os três objetos com raios são estrelas, enquanto os demais objetos visíveis são galáxias, cada uma delas contendo muitos bilhões de estrelas. Os objetos menores e menos luminosos são galáxias que distam cerca de 11 bilhões de anos-luz em relação ao Sistema Solar. Fonte: NASA.

O Universo encontra-se em expansão. Não é a distância entre as estrelas de uma galáxia que está aumentando, e nem a distância entre galáxias de um aglomerado, visto que tanto as primeiras como as últimas estão ligadas entre si pela atração da gravidade. A expansão do Universo significa que aumenta continuamente os espaços entre os aglomerados galácticos que não estão suficientemente ligados pela atração gravitacional. **A velocidade desta expansão é dada pela constante de Hubble** ainda não determinada com grande precisão, e que presentemente parece situar próximo de 18 Km/s. 106 anos-luz. Se o nosso Universo for “aberto”, este valor permanecerá constante, ou poderá aumentar no futuro. Se, entretanto, o Universo for “fechado”, a velocidade de expansão diminuirá com o tempo, tenderá a anular-se e em seguida tomará valores negativos característicos de contração.

A Astronomia ainda não está segura quanto à natureza aberta ou fechada do Universo, pois isto depende de sua densidade média, cujo valor não se encontra estabelecido adequadamente. O valor limite entre o Universo aberto e fechado, chamado de densidade crítica, é dada por $\rho_0 = 3H_0^2 / 8\pi G$, onde H_0 é a densidade crítica é de $5,6 \times 10^{-30} \text{ g/cm}^3$. Observações recentes (ver comentários deste capítulo) sugerem que a densidade média, tem valor inferior ao crítico, indicando um Universo aberto, portanto tendendo a expandir-se para sempre. Entretanto é difícil medir essa densidade em virtude da existência da chamada matéria escura, de complicada caracterização e de presença ubíqua em todo espaço interestelar. Este material, virtualmente invisível, consiste de neutrinos e possivelmente de outras partículas desconhecidas que interage apenas pó forças de gravidade com a matéria conhecida. Muitos cientistas acreditam que esta matéria invisível estaria presente no Universo e quantidade superior à da matéria visível, e nesse caso a densidade média poderia superar o valor crítico, apontando assim para um Universo “fechado”.

Como Nasceu O Universo

Se no Universo for fechado, isto é, sua densidade media for superior a $6,5 \times 10^{-30} \text{ g/cm}^3$, sua velocidade de expansão deverá diminuir até anular-se, e em seguida deverá implodir sobre si mesmo, num colossal cosmocrunch, no futuro longínquo, daqui a muitas dezenas de bilhões de anos. Toda a matéria estará reunida numa singularidade, um espaço muito pequeno de densidade extremamente alta, virtualmente infinita, sob uma temperatura extremamente alta, virtualmente infinita. Nesta singularidade que foge a qualquer visualização, matéria e energia seriam indistinguíveis, não haveria espaço em seu entorno e o tempo não teria sentido.

Esta pode ter sido a situação cerca de 15 bilhões de anos atrás, o ponto de partida de tudo que nos diz respeito, um ponto reunindo toda a matéria e energia do Universo, que explodiu no evento único e original que os físicos denominaram Grande Explosão, **Big Bang**.

Por meio de conhecimento existente sobre matéria e energia de radiações; partículas elementares, e fazendo uso dos recursos da Física teórica, incluindo modelagens e simulações os cientistas reconstituíram com grande precisão as etapas sucessivas à Grande Explosão. Segundo dizem, tendo como situação de partida o ylem imaginado recentemente por Gamow, e iniciado o Big Bang, o resto é perfeitamente previsível. A tabela 1.1 reúne os eventos ocorridos por ocasião da origem do Universo, ordenados cronologicamente. A ciência não tem elementos para caracterizar o período que os físicos denominam **Planckiano**, decorrido logo após o instante inicial. Trata-se do tempo necessário para a luz atravessar o comprimento de Planck, a unidade fundamental de comprimento, pois não é possível saber se as constantes fundamentais que governam nosso mundo já atuavam naquelas condições.

Durante os 3×10^{-10} segundos iniciais a temperatura era alta demais para a matéria ser estável, tudo era radiação. Ainda hoje, o espectro de radiação de microondas de fundo (*microwave background radiation*) que pervaga o Universo em todas as direções do espaço, como remanescente da radiação emitida, é uma das maiores evidências para a teoria do big bang e implica que a radiação original partiu para todos os lados com a mesma temperatura.

Tempo	Raio do Universo (Metros)	Temperatura (K)	Eventos
Zero (inicial)	Zero	Infinita	Aparecimento do espaço, tempo e energia
$5,4 \times 10^{-44} \text{s}$	$1,6 \times 10^{-35}$	10^{31}	Fim do Período Planckiano
10^{-43}s	3×10^{-35}	30^{32}	Separação da Gravidade
10^{-35}s	3×10^{-27}	10^{28}	Separação das forças Nuclear-Forte e Elétrica-Fraca
$10^{-33} - 10^{-32} \text{s}$	3×10^{-27} até 0,1	10^{27} até 10^{22}	Fase inflacionária
10^{-10}s	0,13	10,15	Separação das forças Nuclear-fraca e Eletromagnética
10^{-9}s	0,4	$7,5 \times 10^{14}$	Estabilizam-se os quarks do tipo t (massa~50u)
		$7,5 \times 10^{13}$	Estabilizam-se os quarks do tipo b (massa=5u)
10^{-6}s	300	$1,3 \times 10^{13}$	Estabilizam-se os quarks do tipo c (massa=1,8u)
		$3,3 \times 10^{12}$	Estabilizam-se os quarks do tipo s, d e u (massas 0,5 – 0,4u)
		$\sim 10^{12}$	Estabilizam-se Prótons e Nêutrons
10^{-3}s	300,000	$1,4 \times 10^{10}$	Estabilizam-se os núcleos ^2H (energia de ligação = 1,7 MeV).
10s	3×10^9	$4,1 \times 10^9$	Estabilizam-se os elétrons (massa = 0,0055 u).
100s	3×10^{10}	$1,5 \times 10^9$	Estabilizam-se os núcleos ^3He e ^4He .
800.000 anos	$6,6 \times 10^{21}$	3.000	Captura de eletros pelos núcleos. Formação de H e He e moléculas H_2 . O Universo torna-se transparente para a luz.
Obs: $U = 1,660540 \times 10^{-27} \text{ kg}$.			

Tabela 1.1 Cronologia do Big Bang, mostrando que Tempo e Espaço são randezas físicas que nascem junto com Grande Explosão

Com a expansão e a criação contínua do espaço, foram surgindo às quatro forças fundamentais da natureza que incluem a força eletromagnética, as forças nucleares forte e fraca (que só têm influência no interior do núcleo atômico), e a força da gravidade que, de longe, é a mais familiar a todos nós. Contudo a força da gravidade por ser muito fraca é difícil de ser medida (na verdade, sua medida equivale à constante G). Houve também uma fase de expansão extremamente rápida (fase inflacionária), em que a velocidade da expansão foi até maior que a velocidade da luz. Com base nesse modelo, os astrofísicos explicam as feições anômalas observadas em nosso Universo. Implica também que pode ter-se originado da mesma forma uma quantidade enorme de outros universos que jamais sermos capazes de conhecer, visto que, após a fase inflacionária, estes teriam sua própria expansão e evolução muito distante de nós, de modo que sua luz não nos alcançaria.

Após 10^{-32} segundos, nosso universo inflado, o universo visível, teria sua expansão governada pela constante de Hubble, e sua evolução o levaria até o estágio atual, em que seu raio é de base de 15 bilhões de anos-luz.

Nesta evolução primitiva, a temperatura e a densidade de energia foram decrescendo, e foram criadas as condições para a formação da matéria, no processo denominado nucleogênese: prótons, nêutrons, elétrons e em seguida os átomos dos elementos mais leves. Primeiramente H e He – os dois elementos principais da matéria do Universo – e posteriormente Li e Be. Com pouco menos de um milhão de anos de vida, a temperatura do Universo encontrava-se em cerca de 3.000K, e a energia estava suficientemente baixa para permitir aos átomos permanecerem estáveis. Com a captura dos elétrons pelos átomos em formação, o Universo embrionário tornou-se transparente à luz, sendo constituído por H (74%), He (26%), além de quantidades muito diminutas de Li e Be.

Por outro lado, quando a temperatura decresceu para valores abaixo de alguns milhões de graus, nenhum outro elemento teve condição de ser criado. As estrelas e as galáxias formaram-se mais tarde, quando o resfriamento generalizado permitiu que a matéria viesse a se confinar em imensa nuvem de gás. Estas, posteriormente, entrariam em colapso gravitacional pela ação da força de gravidade, e seus núcleos se aqueceriam, levando a formação das primeiras estrelas. As primeiras galáxias surgiram por volta de 13 bilhões de anos atrás. A Via Láctea tem aproximadamente 8 bilhões de anos de idade dentro dela o nosso Sistema Solar originou-se há cerca de 4,5 bilhões de anos.

Evolução Estelar e Formação dos Elementos

No Universo em expansão havia variação de densidade como em gigantescas nuvens em movimento, com regiões com grande turbulência. Embora sua densidade fosse muito baixa, eram tão vastas que sua própria atração gravitacional era suficiente para conduzir contração, ao mesmo tempo em que seu momento angular impedia sua rápida implosão. Na medida em que elas foram se contraindo e a densidade aumentando, algumas regiões menores com a densidade maior passaram a se autocontrair, e a grande nuvem dividiu-se em nuvens menores se paradas, mas orbitando entre si. O progresso da contração gravitacional resultou na hierarquia hoje reconhecida, com as galáxias pertencendo a aglomerados, que por sua vez formam superaglomerados.



Fig. 1.4 Nebulosa do Caranguejo. Trata-se de uma grande nuvem de gás. Localizada na constelação de Touro, originada pela explosão de uma supernova, ocorrida no ano de 1054 e registrado por vários povos na época. Fonte: NASA.

As estrelas nascem pela radicalização do processo de contração, a partir das mencionadas nuvens de gás (nebulosas), constituídas quimicamente por grande quantidade de hidrogênio e de Hélio, além de alguns outros gases e partículas sólidas que integram a **poeira interestelar** (Fig. 1.4). Observações astronômicas revelam regiões onde está ocorrendo o fenômeno da formação de estrelas, em nebulosas de enorme massa e baixa densidade. No interior destas, um volume menor com densidade ligeiramente mais alta entra em contração, e o material tende ao colapso produzindo uma esfera, na região central, produzindo uma proto-estrela. Daí em diante continuará a contrair para compensar a perda de calor pela sua superfície, desenvolvendo temperaturas progressivamente mais elevadas em seu centro.

A evolução das estrelas, tal como será relatada a seguir, encontra-se sintetizada na fig. 1.5, que representa o diagrama de Hertzsprung-Russel (H-R). Neste gráfico, a maioria das estrelas situa-se perto da curva representada, desde o canto inferior direito (baixa temperatura e baixa luminosidade) até o canto superior esquerdo (alta temperatura e alta luminosidade). Esta região no diagrama é denominada **Sequência Principal**, com estrela de massa unitária (Sol=1M₀) ocupando a posição central. Certa concentração de estrelas aparece acima e para direita da Sequência Principal, enquanto apenas algumas aparecem abaixo dela.

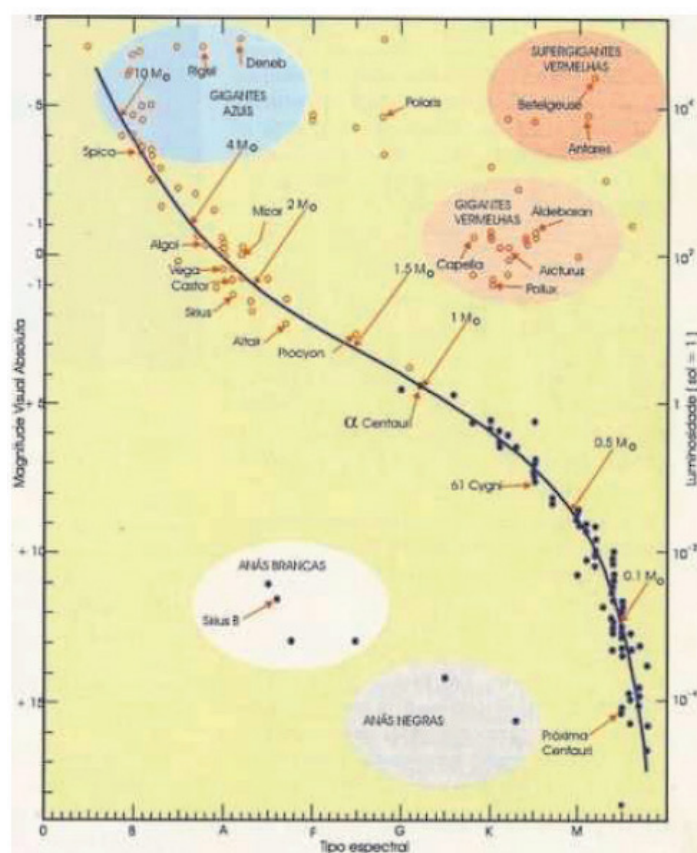


Fig. 1.5 Diagrama H-R (Hertzsprung-russel), no qual o tipo espectral (que depende da superfície) de muitas estrelas cujas distâncias são conhecidas está representado em função da luminosidade (relativa ao Sol=1).

Quando uma estrela nasce, seu material está ainda muito diluído e expandido. Sua temperatura superficial é baixa, de modo a situar-se na porção inferior direita do diagrama H-R. Com sua contração, temperatura e luminosidade aumentam, e a estrela vai ocupando posições sucessivamente para cima e mais para a esquerda no diagrama. A queima de hidrogênio – a relação termonuclear característica das estrelas que se situam na sequência principal, em que pela fusão de quatro núcleos de Hidrogênio forma-se um de 4He – inicia-se quando as temperaturas centrais da estrela em formação atingem 10⁷ K. Esta reação libera uma imensa quantidade de energia, muitos milhões de vezes superior àquela que seria causada pela queima química do H. Desta forma, a estrela pode continuar queimando H durante bilhões de anos, como é o caso do Sol, visto que tal produção de energia compensa e equilibra a tendência à contração pela ação da gravidade.

A queima do H no centro das estrelas, onde a temperatura é máxima, produz He, elemento que permanece onde é formado, visto que o calor produzido é transferido para as camadas mais externas por radiação, e não por convecção. A acumulação de He forma um núcleo que cresce, com o H em ignição, confinado a uma camada concêntrica externa a esse núcleo. Com o crescimento do núcleo, a parte externa da estrela expande muito, e sua superfície resfria assumindo uma coloração vermelha. É a fase denominada **gigante vermelha** (fig. 1.4). Nesta fase o núcleo se contrai novamente pela atração gravitacional, e a temperatura central aumenta muito, para valores de ordem de 10^8 K. Inicia-se a queima do He, que pode durar muitos milhões de anos, formando C pela fusão de três partículas alfa. Em seguida, com o esgotamento do He, nova contração do núcleo e novo aumento de temperatura acarretam uma enorme expansão da estrela. Trata-se da fase da supergigante vermelha. Se o Sol atingir esta fase, daqui a cerca de 5 bilhões de anos, seu tamanho estender-se-á para além da órbita de Marte.

Em estrelas de tamanho médio, como é o caso do Sol, o núcleo de C é muito quente, mas não o suficiente para produzir fusões nucleares, de modo que cessam as reações produtoras de energia. Como resultado, o núcleo contrai ulteriormente, e a sua densidade aumenta, originando uma anã branca. Tais tipos de estrelas perdem sua energia residual continuamente, por radiação, resfriando durante outros bilhões de anos, transformando-se em anãs marrons, e finalmente em anãs negras.

Por outro lado, em estrelas cujo tamanho é pelo menos oito vezes maior que o Sol, em sua fase de supergigante vermelha, a temperatura do núcleo de C é suficiente para produzir O, Ne e Mg pela adição de partícula alfa, e posteriormente fundir O, formando Si e outros nuclídeos de número de massa mais elevado. Tais processos, em que os resíduos de queima de combustível nuclear se acumulam no núcleo para em seguida queimarem por sua vez em outra reação termonuclear mais complexa, fazem com que as estrelas se constituam por uma série de camadas concêntricas. As reações nucleares cessam quando um elemento Fe é sintetizado (processo de equilíbrio, ou eprocesses), visto que este elemento é mais estável de sua região na curva de energia de ligação, e por isso uma fusão nuclear ulterior consumiria energia ao invés de produzi-la.

Cada estágio sucessivo de queima, desde o H até o Fe, libera menos energia que o anterior. A diminuição da fonte de energia coincide com a necessidade crescente de energia para as etapas posteriores da evolução estelar, de modo que estas são sucessivamente muito mais rápidas do que as anteriores, e especialmente a fase estabilidade, quando a estrela permanece ao longo da sequência Principal. Uma estrela que permaneceu durante bilhões de anos queimando H e depois He passa extremamente rápida pelo processo de equilíbrio, em segundos apenas, formando Fe, para ter imediatamente seu combustível nuclear esgotado em sua parte central. Nesta situação, a temperatura aumenta muito, a contração torna-se insustentável, e a estrela implodi em frações de segundo comprimindo as partículas e formando uma estrela de nêutrons com diâmetro da ordem de alguns quilômetros.

Nas camadas mais externas da estrela permanece grande quantidade de elementos ainda não queimados: H, He, C, O etc. A implosão do centro causa o colapso generalizado e tais camadas externas, com o concomitante com o grande aumento da temperatura. A quantidade de energia liberada é tão grande, em tão pouco tempo (menos de um segundo), que a estrela explode literalmente, lançando o espaço maior parte de seu material, num evento único no céu, um grande espetáculo para os astrônomos, em que caracteriza a fase de **supernova** (fig. 1.6). Nesta explosão, grande número de nêutrons é liberado pela fissão dos nuclídeos mais pesados, e esses nêutrons são imediatamente capturados por outros nuclídeos, dando origem aos processos denominados r (**rapid**-rápidos) e s (**slow**-lentos) de formação de elementos novos. A prova da nucleossíntese pelas supernovas está na detecção do espectro de certos elementos instáveis, como o tecnécio, ou alguns elementos transurânicos, tal como foi observado pelos astrofísicos.

O diagrama H-R tem fundamental importância no entendimento da evolução estelar, descrita antes, visto que podem ser observadas estrelas individuais em todas as etapas evolutivas, e determinadas as suas propriedades através de análises espectrais de diversos tipos. Após longa permanência sobre a Sequência Principal, produzindo He, a luminosidade das estrelas aumenta nas fases seguintes, de gigante vermelha e de supergigante vermelha, mas diminui a temperatura de sua superfície, por causa da expansão. Às estrelas se deslocam então para a parte superior direita do diagrama (fig. 1.4). Por outro lado com a perda da luminosidade que antecede a morte das estrelas, as anãs brancas vão se situar na parte inferior do diagrama, abaixo da Sequência Principal.

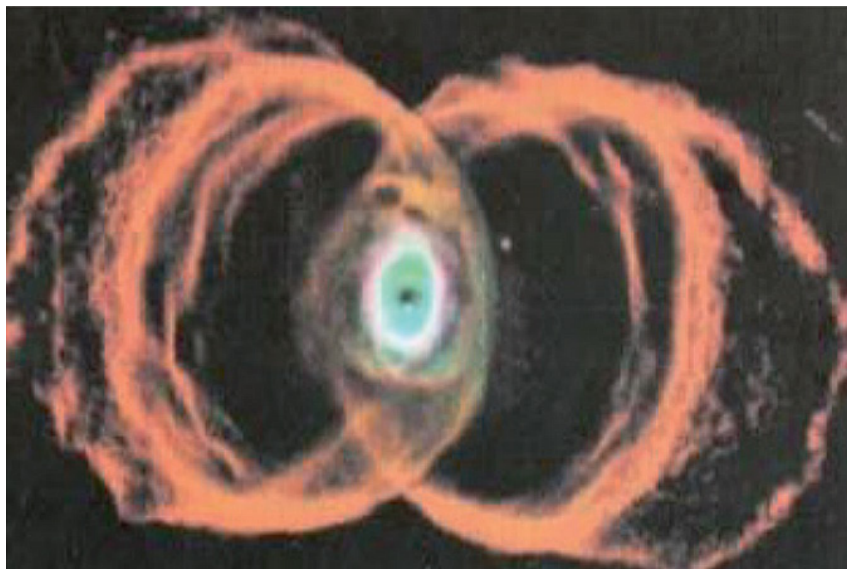


Fig. 1.6 Exemplo de fase de supernova. Nebulosa com formato de uma “ampulheta”, mostrando os anéis ejetados de gases (N,H,O) resultantes de sua explosão. Fotografia tomada do Telescópio Hubble. Fonte: NASA.

Assim, os elementos constituintes do Universo foram formados em partes durante a nucleogênese, nos tempos que sucederam o big bang (basicamente H e He), ou então foram sintetizados no interior das estrelas em processos denominados genericamente de nucleossíntese. Aqueles com número atômico entre He e o Fe formaram-se a evolução das estrelas, nas partes centrais das gigantes vermelhas, enquanto aquelas com número atômico superior ao do Fe originaram-se unicamente naqueles instantes mágicos das explosões da supernova. Ao mesmo tempo, desaparecendo a estrela-mãe, toda a sua matéria foi dissolvida ao espaço interestelar, fertilizando-o e possivelmente dando início a um novo ciclo de evolução estelar.

Somente as estrelas de massa gigantesca podem evoluir até a fase de supernova. Estima-se que em cada galáxia ocorrem duas ou três explosões de supernova em cada século. O evento mais brilhante parece ter sido aquele registrado no ano de 1054, cuja matéria espalhada pela explosão, deu origem a nebulosa de caranguejo (fig. 1.4).

Existe uma relação íntima entre a origem do Universo e a Dinâmica das estrelas, por um lado, e abundância dos elementos nos sistemas estelares, por outro. Explosões de supernovas têm como consequência importante que os novos elementos formados, primeiramente no interior da estrela, e posteriormente durante a explosão, são devolvidos ao espaço e misturados ao meio interestelar, essencialmente constituído no início de H e He. Desta forma, as novas estrelas a se formarem a partir de tal mistura já começariam a sua evolução com um complemento de elementos pesados, incluindo –se aí os isótopos radioativos de meia-vida longa, como U e Th. Este é o mecanismo pelo qual o Universo se torna progressivamente mais rico em elementos pesados. Estrelas formadas recentemente possuem cerca de 100 a 1.000 vezes mais Fé e outros elementos mais pesados dos que aquelas mais antigas, formadas em épocas mais próximas da origem do Universo.

O Sistema Solar foi formado Há “apenas” 4,6 bilhões de anos quando o Universo já estava de 8 a 10 bilhões de anos de idade. A nebulosa Solar resultou passivamente da explosão de uma supernova, cuja massa estimada teria sido de aproximadamente 8 massas solares, e que sua fase final teria sido sintetizado os elementos pesados que hoje constituem o Sol e seus planetas (fig. 1.7). Portanto, a matéria constituinte dos corpos planetários do Sistema Solar possui certa quantidade de elementos passados, e constituição química coerente (ver as denominadas abundancias solares na tabela 1.2).

Z	Elemento	Abundância
01	H	$2,72 \times 10^{10}$
02	He	$2,18 \times 10^9$
03	Li	59,7
04	Be	0,78
05	B	24
06	C	$1,21 \times 10^7$
07	N	$2,48 \times 10^6$
08	O	$2,01 \times 10^7$
09	F	843
10	Ne	$3,76 \times 10^6$
11	Na	$5,70 \times 10^4$
12	Mg	$1,075 \times 10^6$
13	Al	$8,49 \times 10^4$
14	Si	$1,00 \times 10^6$
15	P	$1,04 \times 10^4$
16	S	$5,15 \times 10^5$
17	Cl	5.240
18	Ar	$1,04 \times 10^5$
19	K	3.770
20	Ca	$6,11 \times 10^4$
21	Sc	33,8
22	Ti	2.400
23	V	295
24	Cr	$1,34 \times 10^4$
25	Mn	9.510
26	Fe	$9,00 \times 10^5$
27	Co	2.250
28	Ni	$4,93 \times 10^4$

Z	Elemento	Abundância
29	Cu	514
30	Zn	1.260
31	Ga	37,8
32	Ge	118
33	As	6,79
34	Se	62,1
35	Br	11,8
36	Kr	45,3
37	Rb	7,09
38	Sr	23,8
39	Y	4,64
40	Zr	10,7
41	Nb	0,71
42	Mo	2,52
44	Ru	1,86
45	Rh	0,344
46	Pd	1,39
47	Ag	0,529
48	Cd	1,69
49	In	0,184
50	Sn	3,82
51	Sb	0,352
52	Te	4,91
53	I	0,90
54	Xe	4,35
55	Cs	0,372
56	Ba	4,36
57	La	0,448

Z	Elemento	Abundância
58	Ce	1,16
59	Pr	0,174
60	Nd	0,836
62	Sm	0,261
63	Eu	0,0972
64	Gd	0,331
65	Tb	0,0589
66	Dy	0,398
67	Ho	0,0875
68	Er	0,253
69	Tm	0,0386
70	Yb	0,243
71	Lu	0,0369
72	Hf	0,176
73	Ta	0,0226
74	W	0,137
75	Re	0,0507
76	Os	0,717
77	Ir	0,660
78	Pt	1,37
79	Au	0,186
80	Hg	0,52
81	Tl	0,184
82	Pb	3,15
83	Bi	0,144
90	Th	0,0335
92	U	0,0090

Tabela 1.2 Abundância Solar dos elementos. Embora existam diferenças de estrela para Estrela, por causa da própria dinâmica interna, abundância solar é tida como um valor médio representativo da constituição química do Universo, também chamado abundância cósmica (valores em átomos/106Si).

Sistema Solar

Nosso Sol é uma estrela de média grandeza, ocupando a posição central na Sequência Principal no diagrama H-R (fig. 1.5). Como tal, encontrase formando He pela queima de H, há cerca de 4,6 bilhões de anos. Possivelmente, permanecerá nessa fase por outros tantos bilhões de anos, antes de evoluir para a fase de gigante vermelha, anã branca e finalmente anã negra.

Os demais corpos que pertencem ao Sistema Solar (**planetas, satélites, asteróides, cometas**, além de poeira e gás) formaram-se ao mesmo tempo em que sua estrela central. Isto confere ao sistema uma organização harmônica no tocante à distribuição de sua massa e às trajetórias orbitais de seus corpos maiores, os planetas e satélites. A massa do sistema (99,8%) concentra-se no Sol, com planetas girando ao seu redor, em órbitas elípticas de pequena excentricidade, virtualmente coplanares, segundo um plano básico **denominado eclíptico**. Neste plano estão assentadas, com pequenas inclinações, as órbitas de todos os planetas, e entre Marte e Júpiter orbitam numerosos asteróides. Por sua vez, a grande maioria dos cometas parece seguir também órbitas próximas do plano da eclíptica. O movimento de todos estes corpos ao redor do sol concentra principalmente todo o movimento angular do sistema.

A tabela 1.3 reúne os principais parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar. São, de dentro para fora do sistema: Mercúrio, Vênus, Terra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano, Netuno e Plutão. Pode-se verificar que sua distância em relação ao Sol obedecem a uma relação empírica (a denominada "**lei de Titius-Bode**"), proposta por J.E. Bode :

$$d = 0,4 + 0,3 \times 2^n$$

Na qual d é a distância heliocêntrica em unidades astronômicas (UA = distancia média entre a Terra e o Sol, equivale a cerca de 150 milhões de km), e n é igual a menos infinito para Mercúrio, zero para Vênus, e tem número de 1 a 8 para os planetas (Terra até Plutão). Os asteróides têm $n = 3$.

As características geométricas, cinemáticas e dinâmicas dos planetas do Sistema Solar foram condicionadas pela sua origem comum. Os planetas podem ser classificados em internos (ou terrestres, ou telúricos) e externos (ou jovianos).

Pela tabela 1.3, verifica-se que os planetas internos possuem pequena e densidade média semelhante à Terra, da ordem de 5 g/cm^3 , enquanto que os planetas externos possuem massa grande e densidade média próximo à do Sol. Os incontáveis corpos de dimensões menores, que orbitam no cinturão asteróides (o maior asteróide conhecido, Ceres, tem diâmetro da ordem de 970 km), apresentam características variáveis, porém mais assemelhadas àquelas dos planetas internos. Os planetas internos possuem poucos satélites e atmosferas finas e rarefeitas. Já os planetas externos possuem normalmente mais satélites e suas atmosferas são muito espessas e de composição muito parecida à do Sol, com predominância de H e He.



Fig. 1.7 O sistema solar. Os quatro planetas internos situam-se mais perto do Sol e são rochosos e menores em tamanho, enquanto os quatro planetas externos são gigantes; estes possuem satélites majoritariamente gasosos e com núcleos rochosos. O planeta mais distante, Plutão, é um pequeno corpo congelado de metano, água e rocha. Notar o cinturão de asteróides que se localiza entre o grupo de planetas internos e externos.

Planeta	Mercúrio	Vênus	Terra	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Netuno	Plutão
Raio	0,38	0,95	1	0,53	11,21	9,45	4	3,88	0,18
Massa	0,055	0,814	1	0,104	317,7	99,66	14,53	17,06	0,002
Densidade (g/m ³)	5,4	5,2	5,5	3,9	1,3	0,7	1,3	1,6	2
Atmosfera (%)		Co ₂ (96) N(3)	N(78) O(21)	Co ₂ (95) N(3)	H ₂ He(20)	H ₂ He(20)	H ⁺ He (15) H ₂ O CH ₄ NH ₃ (60)	H ⁺ He (15) H ₂ O CH ₄ NH ₃ (60)	
Satélites			1	2	16	18	15	8	1
Distância (UA)	0,39	0,72	1	1,52	5,2	9,55	19,19	30,11	39,53
Duração do ano dias terrestres	88	225	365 _{1/4}	687	4.347	10.775	30.680	60.266	90.582
Rotação (dia)	58,6	-243	0,99	1,03	0,41	0,45	-0,72	0,67	-6,39
Excentricidade	0,21	0,01	0,02	0,09	0,05	0,06	0,05	0,01	0,25
Diâmetro do Equador (km)	4,879	12.104	12.756	6,794	142.984	120.536	51.118	49.528	2.300
Inclinação Orbital	7,00	3,39	0	1,85	1,31	2,49	0,77	1,77	17,15

Tabela 1.3 Parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar.

As diferenças fundamentais entre planetas internos e externos podem ser atribuídas à sua evolução química primitiva. Basicamente, os últimos são gigantes gasosos, com constituição química similar à da nebulosa solar, enquanto que os internos são constituídos de material mais denso. Como será descrito adiante, tais diferenças, a partir de uma química inicial similar, se devem a um evento de alta temperatura que ocorreu numa fase precoce da evolução dos sistemas planetários, responsável pela perda de elementos voláteis pelos planetas internos.

Segundo os modelos mais aceitos (por exemplo o de Safranov, 1972), a origem do Sistema Solar remonta a uma nebulosa de gás e poeira cósmica, com composição química correspondente à abundância solar dos elementos (tabela 1.2). A nebulosa tinha forma de um disco achatado, em lenta rotação. Nos primórdios da evolução, ocasião em que sua estrela central, o Sol, iniciava seus processos internos de função nuclear, a temperatura de toda região mais interna, pouco aquém da órbita de Júpiter, permanecia elevada. Com o resfriamento gradativo, pela perda de energia por radiação, parte do gás incandescente condensou-se em partículas sólidas, iniciando o processo de acreção planetária, mediante colisões entre tais partículas, guiadas pela atração gravitacional.

Provavelmente formaram-se no estágio inicial alguns anéis com concentração maior de material sólido, separados por espaços com menor concentração. À medida que ocorreu o resfriamento, o material dos anéis foi se concentrando em corpos com dimensões da ordem de um quilômetro, ou pouco maiores (planetésimos), que posteriormente se aglomeraram em corpos ainda maiores (protoplanetas). Finalmente, estes varreram as respectivas órbitas, atraindo para si, pela ação gravitacional, todo o material sólido que girava nas proximidades, dando origem aos planetas. Embora seja desconhecida a duração do processo de acreção planetária, estima-se numa escala de tempo cósmico, ele muito rápido, pois a cristalização de corpos diferenciados, conforme será visto a seguir, ocorreu no máximo 200 ou 300 milhões de anos após os processos de nucleossíntese que originaram a nebulosa solar.

O processo de acreção planetária, extremamente complexo, não é totalmente conhecido de tal modo que os modelos não explicam adequadamente todas as particularidades observadas nos planetas e satélites do Sistema Solar. Independentemente do modelo escolhido, parece que o estágio inicial da formação planetária corresponde à condensação da nebulosa em resfriamento, com os primeiros sólidos, minerais refratários aparecendo a uma temperatura da ordem de 1.700K. O mecanismo para agregar as partículas, possivelmente relacionado com afinidade química, ainda é obscuro. Por outro lado, os protoplanetas, de dimensões grandes e com apreciável campo gravitacional, podem atrair e reter planetésimos.

No citado modelo de Safranov, em cerca de 100 milhões de anos poderiam ter-se acumulado 97-98% do material que constitui o planeta terra.

As diferenças na densidade dos planetas internos (tabela 1.3), decrescendo na ordem de Mercúrio- TerraVênus- Marte (e também Lua), são atribuídos à progressão do crescimento, visto que a composição química da nebulosa original foi uniforme e análoga à abundância solar dos elementos.

Finalmente, após os eventos relacionados com sua acreção, os planetas internos passaram por um estágio de fusão, condicionado pelo aumento de temperatura ocorrido em seu interior, com intenso calor produzido pelos isótopos radioativos existentes em quantidade relevante, nas épocas mais antigas da evolução planetária. Com seu material em grande parte no estado líquido, cada planeta sofreu diferenciação química e seus elementos agregaram-se de acordo com as afinidades químicas, resultando num núcleo metálico interno, constituído essencialmente de Fe e Ni, envolto por um espesso manto de composição silicática (cap. 5). No caso dos planetas externos, além de conterem H e He, ao lado de outros compostos voláteis em sua atmosfera exteriores, acredita-se que tenham núcleos interiores sólidos, em que predominam compostos silicáticos. Tanto no caso do episódio inicial de acreção planetária, como neste episódio posterior de diferenciação geoquímica, são cruciais os conhecimentos obtidos pela meteorítica, que serão vistos a seguir.

Meteoritos

Meteoritos são fragmentos de matéria sólida provenientes do espaço. A imensa maioria, de tamanho diminuto, é destruída e volatilizada pelo atrito, por ocasião de seu ingresso na atmosfera da terra. Os meteoros (estrelas cadentes) – estrias luminosas que sulcam o céu e são observadas em noites escuras e sem nuvens – são os efeitos visíveis de sua chegada. Apenas os meteoritos maiores conseguem atingir a superfície da terra. Alguns cuja massa alcança diversas toneladas produziram crateras de impacto que vez ou outras são descobertas. Por exemplo, um meteorito com cerca de 150.000 toneladas chocou-se com a terra há cerca de 50.000 mil anos, cavando o Meteor Crater (Arizona, E.U.A.), uma depressão com 1.200 metros de diâmetro e 180 metros de profundidade (fig. 1.8). Um impacto meteorítico ainda maior, ocorrido em época ainda não determinada, produziu uma cratera com cerca de 3.600 metros de diâmetro nas proximidades da cidade de São Paulo, hoje, porém, preenchida por sedimentos (Cap. 23).

O estudo de algumas trajetórias, quando a observação foi possível, indicou como provável região de origem dos meteoritos o anel de asteróides já referido que situa entre as órbitas de Marte e Júpiter (Fig. 1.7). Análises químicas de alguns meteoritos sugerem uma proveniência da lua, e também de Marte, arrancados das superfícies desses corpos por grandes impactos.



Fig. 1.8 Meteor Crater, Arizona, EUA: NASA.

As amostras de meteoritos conhecidas e estudadas pela meteorítica – o ramo da Ciência que estuda esses corpos – são da ordem 1.700. Porém, alguns milhares de amostras adicionais estão sendo continuamente coletadas por expedições na Antártica. A busca de meteoritos é grandemente facilitada na calota gelada, onde eles se concentram na superfície (juntamente com outros resíduos sólidos), com passar do tempo, por conta da redução do volume das geleiras, causada pela ação do vento combinada com a trajetória ascendente do fluxo do gelo quando este encontra elevações topográficas.

Os meteoritos subdividem-se em classes e subclasses, de acordo com suas estruturas internas, composição químicas e mineralógicas (tabela 1.4).

Dois aspectos da meteorítica são importantes para o entendimento da evolução primitiva do Sistema Solar: a significação dos meteoritos condriticos para o processo de acreção planetária e a significação dos meteoritos diferenciados em relação à estrutura interna dos planetas terrestres.

Os meteoritos do tipo condrito correspondem a cerca de 86% do total, em relação às quedas de fato observadas, sendo que 81% correspondem aos do tipo ordinário, enquanto que os outros 5% são os chamados condriticos carbonáceos (Tabela 1.4).

Com exceção de alguns tipos de condritos carbonáceos todos os demais tipos de condritos possuem côndrulos, pequenos glóbulos esféricos ou elipsoidais com diâmetros normalmente submilimétricos (0,5-1mm), e constituídos de minerais silicáticos (Fig. 1.9), principalmente olivina, piroxênio ou plagioclásios. Estes minerais, que, serão visto no Cap.2, Tabela 1.4 Classificação simplificada dos meteoritos são os mesmos que encontram certos tipos de rochas terrestres, denominadas magmáticas, formadas pela cristalização de líquidos silicáticos (magmas), originados nas profundezas da Terra. Por analogia, os côndrulos devem ter-se formado, com grande probabilidade, por cristalização de pequenas gotas (temperatura da ordem de 2.000°C) que vagavam no espaço em grandes quantidades, ao longo das órbitas planetárias, em ambientes virtualmente sem gravidade.

Meteoritos Rochosos (95%)	Ordinários (81%)	<p>Características: Primitivos não diferenciados.</p> <p>Idades entre 4,5 e 4,6 bilhões de anos.</p> <p>Abundância Solar (cósmica) dos elementos pesados.</p>
	Carbonáceos (05%)	<p>Possuem côndrulos, à exceção dos condritos carbonáceos tipo C1.</p> <p>Composição: Minerais silicáticos (olivinas e piroxênios) fases refratárias e material metálico (Fé e Ni).</p> <p>Proveniência provável: Cinturão de asteróides.</p>
	Acondritos (09%)	<p>Características: Diferenciado. Idade entre 4,4 e 4,6 bilhões de anos. Composição, à exceção daqueles do tipo SNC, com idade aproximada de 1 bilhão de anos.</p> <p>Composição: Heterogênea, em muitos caso similar à dos basaltos terrestres. Minerais principais: Olivina, piroxênio e Plagioclásio.</p> <p>Proveniência provável: Corpos diferenciados do cinturão de asteróides, muitos de superfície da Lua alguns (do tipo SNC) da superfície de Marte (Shergottito</p>

Os condritos ordinários consistem em aglomerações de côndrulos. Nos interstícios entre os côndrulos, aparecem materiais metálicos, quase sempre ligas ferro e níquel, ou sulfetos desses elementos, fazendo com que o conjunto tenha uma composição química global muito similar àquela preconizada para a própria nebulosa solar para quase todos os elementos, com exceção de H, He, e alguns outros entre os mais voláteis. Em consequência, tais meteoritos condriticos (e entre estes os condritos carbonáceos do tipo C1) são considerados os corpos mais primitivos Sistema Solares diretamente acessíveis para o estudo científico. A interpretação de sua origem é a de que eles são fragmentos de corpos parentais maiores, mais ou menos homogêneos em composição, que existiam como planetesimos na região do espaço entre Marte e Júpiter, que não chegaram a sofrer diferenciação química, permanecendo, portanto sem transformações importantes em suas estruturas internas. A figura 1.10 ilustra a formação e a evolução primitiva dos corpos parentais dos meteoritos.



Fig. 1.9 Meteorito condrítico (Barwell, Inglaterra). Fonte: IPR/7- 79. British Geological Suervy@Nerc. All rights reserved.

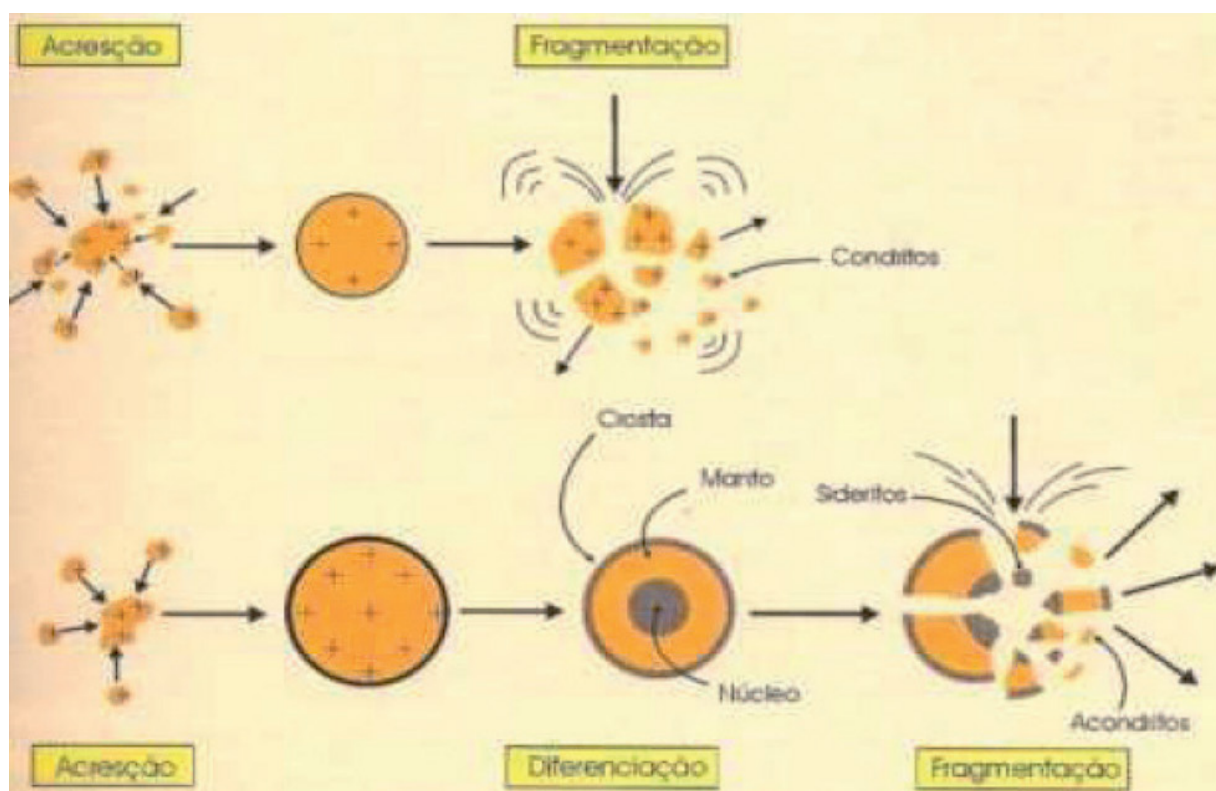


Fig. 1.10 Esquema simplificado da origem dos corpos parentais dos meteoritos. Grandes impactos no espaço causaram a fragmentação desses corpos parentais, originando diferentes tipos de meteoritos.

A própria existência dos côndrulos indica que o material formou-se durante o resfriamento e a correspondente condensação da nebulosa solar, portanto, antes dos eventos principais de acreção planetária. Mais ainda, indica que houve um estágio de alta temperatura, seguramente acima de 1700°C e provavelmente próximo de 2.000°C, pelo menos em toda a parte interna do Sistema Solar, incluindo o anel dos asteroídes. Considera-se que este evento de alta temperatura, ocorrido numa fase precoce da evolução dos sistemas planetários, tenha sido o responsável pela perda dos elementos mais voláteis, e principalmente H e He, por parte do material que viria mais tarde a constituir os planetas internos, seus satélites e os asteroídes.

Os condritos carbonáceos do tipo C1 contêm minerais hidratados e compostos orgânicos, formados em temperaturas relativamente baixas, e não possuem côndrulos. Além disso, apresentam uma composição química muito próxima da abundância solar dos elementos, à exceção dos elementos gasosos e dos compostos mais voláteis. Assim, este tipo é considerado o mais primitivo e menos diferenciado dos produtos condensados da matéria planetária inicial. Suas feições particulares sugerem que seus corpos parentais foram menos aquecidos do que os que deram origem aos demais condritos e portanto estariam situados a maiores distâncias do Sol, na região orbital entre Marte e Júpiter.

Os **acondritos, siderólitos e sideritos** (Tabela 1.4) perfazem cerca de 14% das quedas recuperadas. A Fig. 1.11 mostra a estrutura interna típica de um siderito, formada pelo intercrescimento de suas fases minerais na época da sua formação, ainda no interior do núcleo do corpo parental.

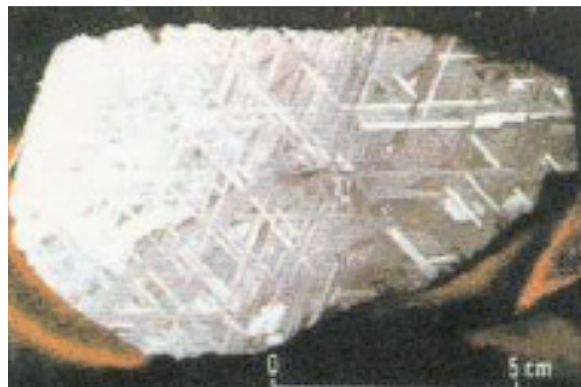


Fig. 1.11 Siderito de Coopertown, EUA. Face polida mostrando a estrutura típica de widmanstätten, produzida pelo intercrescimento de laminais de dois minerais diferentes, ambos constituídos de Fe e Ni. Siderito de Coopertown, EUA. Fonte: IPR/7-79. British Geological Survey@NERC. All Rights reserved.

Esses meteoritos não-condríticos correspondem a diversas categorias de sistemas químicos diferentes, formados em processos maiores de diferenciação geoquímica, no interior de corpos parentais maiores do que aquelas que deram origem aos condritos e que atingiram dimensões superiores aos limites críticos para a ocorrência de fusão interna. De certa maneira forma, trata-se de sistemas químicos complementares em relação ao “modelo condrítico”.

No âmbito da evolução dos corpos parentais dos meteoritos, até a fragmentação final (Fig. 1.10), o processo acrecionário inicial será similar, e no caso do corpo parental não atingir grandes dimensões, a sua fragmentação produziria apenas condritos. Para os corpos maiores, a energia dos impactos, aliada ao calor produzido pelas desintegrações de determinados isótopos radioativos existentes no material, elevariam a temperatura e produziriam a fusão do material, com a consequente separação das fases silicáticas em relação às fases metálicas. Os corpos parentais, tanto diferenciados como não diferenciados, colidiram entre si, fragmentando-se e produzindo objetos menores, como os atuais asteróides. Muitos dos fragmentos resultantes das inúmeras colisões acabariam cruzando eventualmente com a órbita da Terra e seriam capturados por ela, como meteoritos, devido à atração gravitacional.

O estudo dos meteoritos permite o estabelecimento, com certa precisão, da cronologia dos eventos ocorridos durante a evolução primitiva do Sistema Solar. Determinações de idade, obtidas diretamente nos diversos tipos de meteoritos, têm revelado uma quase totalidade de valores entre 4.600 e 4.400 milhões de anos, sendo que há determinações de grande precisão em certos meteoritos rochosos (portanto diferenciados) por volta de 4.560 milhões de anos. A principal exceção refere-se ao grupo de meteoritos do tipo SNC (Shergottites-Nakhlites-Chassignites), cujas idades de cristalização são da ordem de 1.000 milhões de anos. Estas idades mais jovens e a natureza e mineralogia basáltica (silicatos ferro-magnesianos, principalmente) destes meteoritos apóiam sua proveniência de Marte.

Com base na idade dos meteoritos diferenciados por volta de 4.560 milhões de anos, evidenciou-se que naquela época já tinha ocorrido acúmulo de material em corpos parentais com dimensão suficiente para ensejar diferenciação geoquímica. Como corolário, os planetas terrestres também devem ter sido formados de acordo com este cronograma. Segundo o modelo já mencionado de Safranov, a acumulação de 97-98% do material do planeta Terra teria ocorrido em cerca de 100 milhões de anos. Mais ainda, a existência das assim chamadas "radioatividades extintas" permite colocar um limite de idade para aqueles eventos de nucleossíntese que produziram, no interior de uma supernova que explodiu, a grande parte dos elementos do Sistema Solar. Radioatividades extintas referem-se a certos isótopos, como o ^{127}Xe , que se forma a partir da desintegração do isótopo radioativo ^{127}I , de meia vida curta (Cap. 15), da ordem de 12 milhões de anos. Este isótopo formado no interior da estrela, foi lançado no espaço e produziu Xe até o seu desaparecimento, nas primeiras duas ou três centenas de milhões de anos a partir do evento de sua formação. O fato de ^{127}Xe em excesso ter sido encontrado e medido em muitos meteoritos indica que o isótopo 127 do iodo esteve presente no sistema durante os processos de acreção e diferenciação. A medida da quantidade de xenônio formado em excesso permitiu fixar um limite, da ordem de 200 milhões de anos, para o processo de nucleossíntese que formou a grande maioria dos elementos que hoje constituem o Sol e seus corpos planetários. Estes, por sua vez descendem da explosão de uma supernova ocorrida por volta de 4.800 milhões de anos atrás.

Planetologia Comparada

Com o advento da era espacial, a partir do final dos anos 50, mais de 80 espaçonaves norte-americanas e da ex-União Soviética efetuaram missões exploratórias, trazendo informações dos planetas e outros objetos do Sistema Solar de uma maneira sem precedentes. Assim, o estudo dos planetas teve enorme impulso e levou ao estabelecimento da planetologia comparada, um ramo recente das ciências geológicas que busca elucidar condições e processos que ocorreram em determinados períodos da história da Terra, por meio das observações nos planetas e nos satélites que são nossos vizinhos.



Fig. 1.12 Astronauta da missão Apollo 17, examinando uma grande rocha lunar nas proximidades do Sítio da nave espacial, em dezembro de 1972. Fonte: NASA.

Para a Terra, assim como para Mercúrio, Vênus e Marte, a existência de um núcleo denso foi demonstrada há muito tempo, em virtude dos dados observados sobre seus momentos da inércia, bem como as determinações, pela astronomia, de suas densidades médias. Como os planetas telúricos tiveram evolução similar à dos corpos parentais dos meteoritos diferenciados, podemos concluir que eles têm um núcleo metálico, análogo em composição aos sideritos, e um manto silicático, análogo em composição a certos acondritos. No caso da Terra, a separação entre esses dois sistemas quimicamente muito diferentes é caracterizada por uma clara descontinuidade nas propriedades sísmicas, situada a uma profundidade aproximada de 2.885 km (Cap. 4).

As missões Apollo e Luna efetuaram valiosas observações na Lua e coletaram mais de 380 quilos de amostras lunares (Fig. 1.12). Do mesmo modo, Mercúrio foi estudado pelas sondas espaciais Mariner; Vênus pelas sondas Venera e Magellan, e o planeta Marte pelas sondas Mars, Mariner, Viking, Mars Pathfinder, e Mars Global Surveyor. As sondas Pioneer e Voyager foram lançadas para observações à distância dos diversos planetas e satélites externos sido produzidas fotografias e imagens de enorme valor científico. Outra iniciativa estratégica é a missão Galileo, um programa científico dos mais ambiciosos, em que a nave espacial, lançada em 1989, chegou até Júpiter em 1995, e desde então está realizando um tour fantástico daquele planeta e de seus satélites principais, destacando uma missão suicida de uma de suas sondas, que mergulhou na atmosfera de Júpiter, colhendo dados preciosos sobre sua constituição e sua dinâmica.

Resumiremos a seguir algumas características dos planetas e dos principais satélites do Sistema Solar, com ênfase nos que têm especial importância para a elucidação de determinados ambientes físico-químicos e processos evolutivos relevantes para história do nosso planeta.

Planetas Internos

Terra – O terceiro planeta do Sistema Solar apresenta massa aproximada de $6 \times 10^{29} \text{g}$ e densidade de $5,52 \text{g/cm}^3$. O raio equatorial terrestre é de $6.378,2 \text{km}$ e o seu volume $1,083 \times 10^{12} \text{km}^3$. Embora tenha perdido seus elementos voláteis na fase de acreção do Sistema Solar, a Terra apresenta uma atmosfera secundária, formada por emissões gasosas durante toda a história do planeta, e constituída principalmente por nitrogênio, oxigênio e argônio. A temperatura de sua superfície é suficientemente baixa para permitir a existência de água líquida, bem como vapor de água na atmosfera, responsável pelo efeito estufa regulador de temperatura, que permite a existência da biosfera. Por causa dos envoltórios fluidos que recobrem a atmosfera e hidrosfera, a Terra quando vista do espaço assume coloração azulada, conforme simbolizado pela fotomontagem introdutória deste capítulo. Esta visão magnífica foi relatada por Yuri Gagarin, o primeiro astronauta a participar de uma missão aeroespacial.

A característica principal do planeta Terra é seu conjunto de condições únicas extraordinárias que favorecem a existência e a estabilidade de muitas formas de vida, sendo que evidências de vida bacteriana abundante foram já encontradas em rochas com idade de 3.500 milhões de anos.

A Terra possui importantes fontes de calor em seu interior, que fornecem energia para as atividades de sua dinâmica interna e condicionam a formação de magma e as demais manifestações da assim chamada tectônica global (Cap. 6). Este processo conjuga-se aos movimentos de grandes placas rígidas que constituem a litosfera, a capa mais externa do planeta, que por sua vez situa-se em todo globo acima de uma camada mais plástica, a astenosfera.

Ao mesmo tempo, a superfície terrestre recebe energia do Sol, através da radiação solar incidente, que produz os movimentos na atmosfera e nos oceanos do planeta. Estas últimas atividades são as que provocam profundas transformações na superfície da Terra, modificando-a continuamente. Justificam assim o fato de quaisquer feições primitivas de sua superfície, como por exemplo crateras de impacto meteorítico, tenham sido fortemente obscurecidas ou totalmente apagadas ao longo da sua história.

A Lua, o satélite da Terra, apresenta 1,25% da massa do planeta a que se relaciona, sendo neste particular um dos maiores satélites do Sistema Solar. Tem um diâmetro de 3.480km e densidade de $3,3 \text{g/cm}^3$, portanto muito menor do que a densidade da Terra. Não detém atmosfera.

As feições geológicas maiores da Lua são visíveis a olho nu (Fig. 1.13). Trata-se de áreas claras que circundam áreas mais escuras de contorno mais ou menos circular, conhecidas como mares ("maria"). As informações obtidas nas missões espaciais à Lua indicaram que as primeiras são regiões de terras altas (highland), de relevo irregular, e apresentando grande quantidade de crateras de impacto, enquanto que as segundas são vastas planícies, com muito menor quantidade de crateras.

As amostras de material lunar coletadas pelas missões Apollo permitiram esclarecer que nas terras altas predominam rochas claras, pouco comuns na Terra e denominadas anortositos, constituídas essencialmente de plagioclásios (silicatos de Na e Ca) que são por sua vez são muito comuns na Terra. Determinações de idade obtidas nestas rochas mostraram-se sempre acima de 4.000 milhões de anos. Alguns valores de idade resultaram próximos de 4.600 milhões de anos, da mesma ordem das idades obtidas em meteoritos. Estas idades indicam que os materiais lunares foram também formados nos primórdios da evolução do Sistema Solar.

Por sua vez, as amostras coletadas das regiões baixas (nos maria) revelam uma composição basáltica, material de origem vulcânica muito comum na Terra. Suas idades resultam em geral mais novas do que as rochas anortosíticas, mas de qualquer forma muito antigas, da ordem de 3.800 milhões de anos. As datações mais jovens obtidas nas rochas basálticas lunares foram da ordem de 3.200 milhões de anos.



Fig1.13 Principais feições observáveis na superfície lunar a partir da Terra, destacando-se as planícies, os mares (áreas escuras) e as terras altas de relevo irregular com grande quantidade de crateras. Fonte: Observatório Lick, NASA.



Fig. 1.14 Imagem do Mare Imbrium, uma cratera de impacto gigantesca, preenchida por lava, com cerca de 1.000 km de diâmetro. Notar o grande número de crateras menores e mais jovens também presentes. Fonte: NASA.

A análise das estruturas de impacto visíveis na superfície da Lua demonstra que o satélite foi submetido a um violento bombardeio por planetesimais e asteroides de todos os tamanhos, desde sua fase embrionária. As crateras maiores têm diâmetro superiores a 1.000 km (como por exemplo os denominados Mare Imbrium, Mare Tranquilitatis, ou a bacia oriental, no lado distante da lua), mas existem muitas outras, de todos os tamanhos (Fig. 1.14).

A origem do sistema Terra-Lua é assunto ainda controverso, tendo em vista as muitas semelhanças e diferenças de nosso satélite em relação à Terra. O modelo mais aceito atualmente (Fig. 1.15) postula um impacto de um corpo de dimensões pouco maiores que Marte, durante os estágios finais da acreção planetária, ocasião em que a Terra já tinha praticamente seu tamanho atual, e já estava diferenciada, com núcleo metálica e manto silicático.

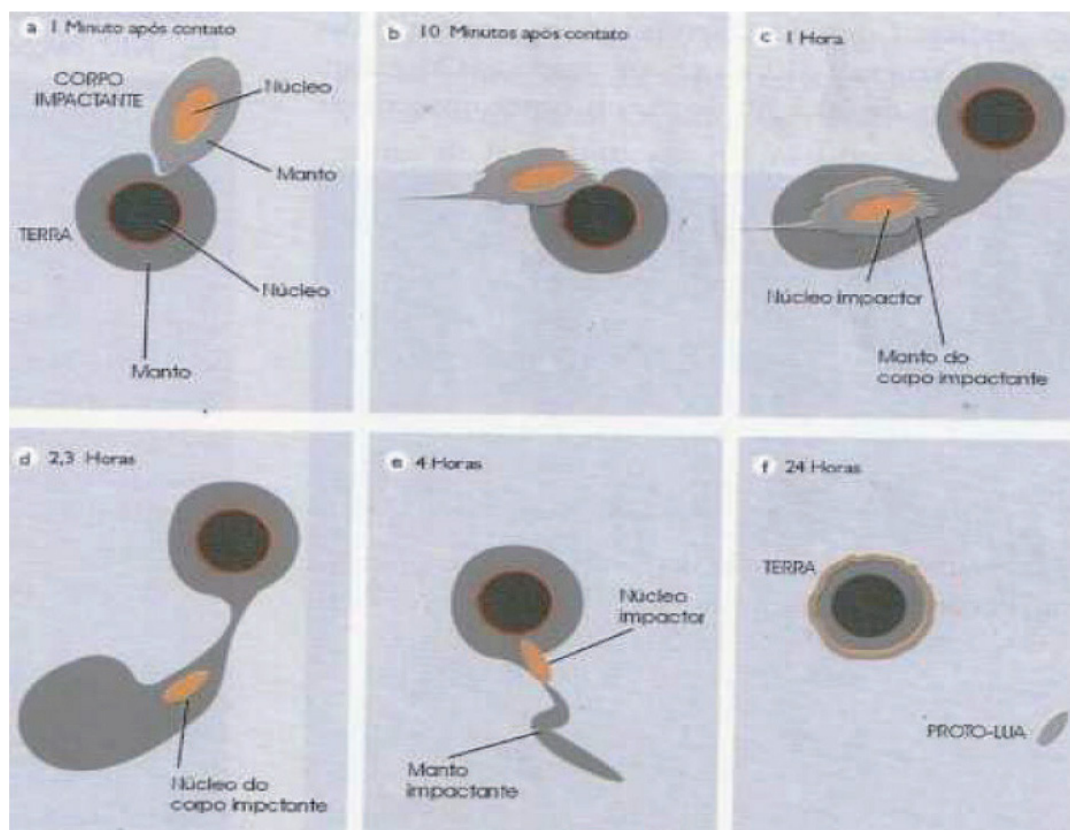


Fig. 1.15 Sistema Terra-Lua simulação de computador sobre a origem da Lua , considerando o impacto oblíquo de um objeto com cerca de 0,14 de massa terrestre, com velocidade de 5 km/s. Ambos os corpos já estariam diferenciados em núcleo metálico e manto silicático. Logo após a colisão, o corpo impactante e parte do manto terrestre foram despedaçados , e muitos compostos voláteis foram vaporizados. Em seguida, grane parte do manto do objeto que colidiu teria sido ejetado para uma situação orbital e a coalesceria rapidamente formando uma Lua parcial ou totalmene fundida. Grande parte do material do núcleo do corpo impactante, mais pesado, teria sido incorporado à Terra.

Mercúrio é o planeta mais interno do Sistema Solar. Sua massa é apenas 5,5% da Terra, mas sua densidade é pouco inferior à do nosso planeta. Seu núcleo metálico é, portanto, proporcionalmente muito maior que o terrestre.

Mercúrio tornou-se geologicamente inativo logo após ter sido formado. Praticamente não tem atmosfera, por causa disso sua superfície não sofreu grandes transformações, sendo portanto muito antiga. Observações da sonda Mariner 10 revelaram que a sua superfície é árida e preserva grande quantidade de crateras de impacto resultantes do bombardeio ocorrido nos primórdios da evolução do Sistema Solar (Fig. 1.16), como na Lua.

Vênus é o planeta que apresenta maior semelhança com a terra, em tamanho, em peso, na sua herança de elementos químicos, e sua massa equivale a 81,5% da massa desta. Sua aparência externa, observada ao telescópio, é obscurecida por nuvens, refletindo a densa atmosfera, que esconde suas feições topográficas. Contudo, diversa sondas, a exemplo das soviéticas Venera 9 e 10, ou a norte-americana Magellan, nas décadas de 70 e 80, lograram obter imagens de radar de superfície (Fig. 1.17). Algumas dessas missões chegaram a pousar no planeta, e as análises obtidas revelaram rochas com composição basáltica similar à de rochas terrestres.

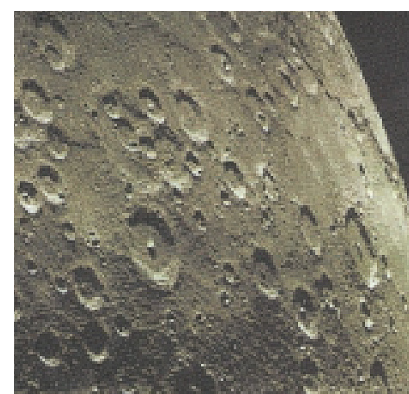


Fig. 1.16 Superfície árida de Mercúrio, mostrando grande quantidade de crateras de impacto de tamanhos diversos. Fonte: NASA.

O relevo do planeta é menos variado que o da Terra. São observadas ondulações moderadas da superfície em cerca de 60% da área, terras baixas em cerca de 30 %, e alguns planaltos elevados (Terra Ishtar e Terra Aphrodite), que foram interpretados como massa rochosas “continentais”. Feições similares a vulcões e estruturas circulares gigantes (Fig.1.17 parecidas com grandes estruturas vulcânicas de colapso existentes na Terra foram observadas). Além disso, foram identificados sistemas simétricos de elevações lineares de grande extensão, interpretados como análogos aos sistemas de dorsais existentes nos oceanos terrestres (Cap. 17), e também elevações topográficas na Terra Ishtar interpretadas com cadeias montanhosas produzidas por colisão de massa continentais. Grandes crateras de impacto foram identificados, sugerindo que certas áreas do planeta são geologicamente antigas.



Fig. 1.17 feições morfológicas da superfície de Vênus em mosaico de radar obtido pela missão Magellan. Observar estruturas circulares gigantes e a faixa e a faixa mais clara de planaltos elevados. Fonte: NASA/JPL

A atmosfera de Vênus, secundária como a da Terra, é formada basicamente por CO_2 e quantidades menores de N, SO_2 e outros gases. A pressão atmosférica na superfície do planeta é de cerca de 92 bars, e a enorme quantidade de gás carbônico existente gera um efeito estufa gigantesco, elevando a temperatura da superfície a quase 500°C .

Por causa das similaridades de tamanho e composição, Vênus deveria ter regime térmico similar ao da Terra, sugerindo, portanto, a existência de uma estruturação interna. Entretanto, evidências diretas de uma tectônica global do tipo terrestre não estão comprovadas.

Ao mesmo tempo, a elevada temperatura superficial do planeta sugere que a sua litosfera seria menos espessa e mais flutuante, impedindo ou dificultando processos de subducção para o manto interior do planeta como os que ocorrem na Terra. Além disso, a grande quantidade de vulcões apontaria à existência de regiões com elevada produção calor (hot spots) no manto de Vênus, as quais poderiam refletir o produto final de uma dinâmica de dissipação superficial do calor interno do planeta.

Marte o quarto planeta do sistema solar é pequeno, com massa total de cerca de 11 % daquela da Terra. As numerosas sondas espaciais, mas em especial as missões recentes das sondas Pathfinder e Global Surveyor, trouxeram enorme quantidade de dados muito valiosos acerca do “planeta vermelho”.

Marte contém uma atmosfera tênue (pressão atmosférica na superfície de apenas 0,007 bar), consistindo principalmente de CO_2 além de quantidades diminutas de nitrogênio e argônio. Os processos geológicos superficiais do planeta são dominados pela ação do vento, tendo sido observados enormes campos de dunas, constantemente modificados por tempestades de areia. Marte também apresenta calotas polares que incluem gelo, além de gelo seco.

Há uma grande diferença entre os dois hemisférios marcianos, sendo o meridional de relevo mais elevado e mais acidentado, enquanto que o setentrional é formado por uma extensa planície pontilhada por enormes vulcões, entre os quais o Monte Olimpus, com 26 km de altura sobre a planície circundante (Fig.1.19). Este é o maior vulcão conhecido do sistema solar. O hemisfério sul é repleto de crateras de impacto, e o panorama assemelha-se às terras altas lunares, de modo que a superfície do hemisfério sul deve ser analogamente muito velha. Por outro lado, a superfície do hemisfério norte possui número menor de crateras, e sua superfície deve ser relativamente mais jovem, embora ainda antiga se comparada com a de Vênus ou da Terra. Os edifícios vulcânicos e seus derrames de lava praticamente não possuem crateras, devendo ser geologicamente mais jovens.

Quanto à composição química das lavas marcianas, devem predominar variedades basálticas, como foi revelado pelas análises efetuadas durante a missão Pathfinder e também aquelas realizadas nos meteoritos SNC, já mencionados, cujas composições químicas mostram-se semelhantes às dos basaltos terrestres.

A litosfera de Marte deve muito espessa, no mínimo de 150 a 200 km, por ser capaz de suportar o crescimento de estruturas vulcânicas tão altas como a do Monte Olimpus, numa posição fixa. Provavelmente o planeta teve nos seus primórdios uma evolução geológica interna importante, que deve ter cessado há muito tempo, visto que, pelo seu pequeno tamanho, muito do calor interno produzido teria escapado diretamente para o espaço. Interpretações com base em determinações de idade dos meteoritos SNC sugerem que as rochas vulcânicas de Marte teriam cerca de 1.000 milhões de anos, após o que teria terminado a fase do vulcanismo ativo no planeta.

Presentemente, não se observam evidências de atividades geológicas em Marte, com as feições indicando que o planeta provavelmente nunca teve uma tectônica global parecida com a que se desenvolve até hoje na Terra. Todavia, feições morfológicas lineares típicas de Marte, tais como o já mencionado Valles Marineris, são semelhantes a certas estruturas terrestres de mesma magnitude, como os vales de afundamento da África oriental, ou a estrutura geológica que condicionou o aparecimento do Mar Vermelho.



Fig. 1.18 - Marte visto do espaço. Destacam-se 3 vulcões como manchas escuras circulares no setor ocidental, bem como uma estrutura enorme que cruza o planeta em sua porção equatorial. Trata-se de um cânion com 4.500 km de extensão, denominado Valles Marineris, semelhante aos vales de afundamento terrestres e possivelmente formado por processos geológicos internos de Marte. Fonte: NASA/JPL.



Fig. 1.19 - Monte Olimpus, o maior vulcão conhecido do Sistema Solar, cujo tamanho é três vezes o do monte Everest. Fonte: NASA/JPL.

Em vários lugares, a superfície de Marte aparece com dissecada e modificada por uma combinação de erosão aquosa e movimentos de massa. Tendo em vista que a superfície é muito fria, com temperaturas normalmente abaixo de 0°C, a água somente poderia atuar como agente erosivo em episódios “quentes” de curta duração, como em decorrência de eventuais impactos meteoríticos. Em tais casos ocorreria a liquefação do gelo que deve existir de modo permanente na sub-superfície de Marte, em materiais porosos ou fraturados, em situação similar à dos terrenos congelados que existem na Terra nas regiões de altas latitudes.

Desde as primeiras observações de Marte, passando pelos relatos de astrônomos do século XVIII, como o italiano Schiaparelli e o norte americano C. Lowell, que descreveram os famosos “canais”, sempre houve especulações sobre possíveis habitantes, ou sobre a existência de formas da vida naquele planeta.

Em 1996 um grupo de pesquisadores da NASA relatou ter encontrado possíveis evidências de atividades biogênicas no shergottito ALH84001, um dos constituintes do pequeno grupo de meteoritos SNC que se considera proveniente de Marte. Tais evidências, ainda hoje debatidas pela Ciência, consistem de hidrocarbonetos aromáticos encontrados em superfícies frescas de fraturas do meteorito e formação globulares carbonáticas que se assemelham, em textura e dimensão, a alguns precipitados carbonáticos terrestres formados por ação bacteriana.



Fig. 1.20 A superfície de Marte tal como foi vista pela sonda Panthfidern na região de seu pouso, na confluência dos vale Ares e Tiu. Trata-se de uma enorme planície de inundação, formada numa época em que ocorreram grandes movimentos de material transportado em meio aquoso. Fonte: NASA.

Em 1996 um grupo de pesquisadores da NASA relatou ter encontrado possíveis evidências de atividades biogênicas no shergottito ALH84001, um dos constituintes do pequeno grupo de meteoritos SNC que se considera proveniente de Marte. Tais evidências, ainda hoje debatidas pela Ciência, consistem de hidrocarbonetos aromáticos encontrados em superfícies frescas de fraturas do meteorito e formação globulares carbonáticas que se assemelham, em textura e dimensão, a alguns precipitados carbonáticos terrestres formados por ação bacteriana.

Planetas Externos: Os Gigantes Gasosos

Júpiter, Saturno, Urano e Netuno são muito diferentes dos planetas internos descritos até aqui e correspondem a enormes esferas de gás comprimido, de baixa densidade. Júpiter e Saturno são gigantes gasosos formados principalmente por H e He, enquanto que Urano e Netuno possuem cerca de 10-20% desses elementos, mas suas massas compreendem também sólidos, incluindo gelo e materiais rochosos. De qualquer forma, nos quatro planetas é possível observar diretamente apenas as partes mais externas de suas atmosferas e especular a respeito da natureza e das condições de seus interiores, onde as pressões existentes são tão grandes que desconhecemos a física que nelas prevalece.

A missão Voyager 2 foi a que trouxe maior número de informação se magníficas visões de seu “grande tour” pelo sistema solar na década de 80. Entretanto, a missão Galileo, iniciada em 1989 e que chegou a Júpiter em 1995, obteve a maior quantidade de informações sobre este planeta gigante, seus anéis e seus satélites.



Fig. 1.21 Mosaico mostrando Júpiter e quatro de seus satélites (Ganymede, Callisto, Europa e Io), como observado pela nave Voyager 1. Fonte: NASA.

Júpiter (Fig. 1.21), pelo seu tamanho descomunal, pode ser considerado uma estrela que falhou. Possivelmente nos primórdios de sua evolução, ele brilhou tal como uma estrela, porém com luminosidade muito fraca. Se Júpiter tivesse massa muito maior, o Sistema Solar teria sido uma estrela dupla, como há muitas no Universo, e provavelmente a Terra e outros planetas não teriam sido formados. Júpiter possui alguns anéis e diversos satélites, todos diferentes entre si e formados por material sólido. Os maiores, denominados satélites galileanos, são Europa, Ganimedes, Callisto e Io (Fig. 1.21). Este ultimo satélite tem temperatura interna extremamente alta, de tal modo que

produz continuamente violentas e gigantescas erupções vulcânicas em sua superfície (Fig. 1.22). Trata-se do mais intenso vulcanismo do nosso sistema solar.

A energia interna de Júpiter é ainda muito elevada, provavelmente suficiente para manter o material de seu interior inteiramente líquido. Considera-se que as camadas externas do planeta contenham essencialmente H molecular, H_2 , enquanto que nas internas predomina H metálico, líquido, Júpiter teria ainda um núcleo relativamente pequeno de material fundido, possivelmente silicatos.

Pouco se conhece acerca do interior de Saturno (Fig. 1.23), que deve compartilhar muitas das propriedades de Júpiter. Ainda menos se conhece sobre Urano e Netuno, que pelas suas densidades médias devem ter núcleos de material denso. Os modelos propostos para suas estruturas internas preconizam um núcleo rochoso, coberto por um “manto” de água líquida, metano, amônia e outros compostos, formando um oceano com milhares de quilômetros de espessura. Este oceano seria recoberto por uma atmosfera muito densa formada por H e He.

Cinturão de Asteróides

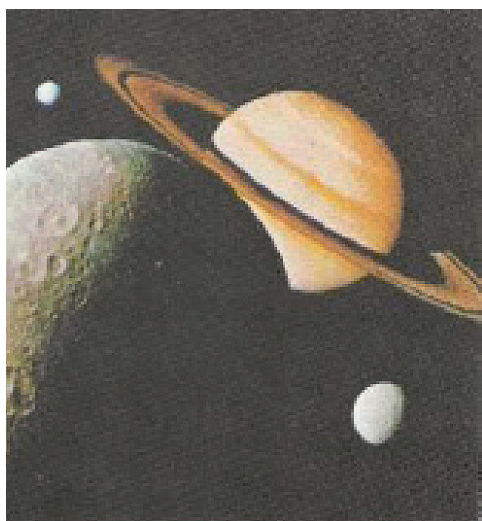


Fig. 1.23 Mosaico mostrando Saturno e seus satélites Dione, Rhea e Tethys. Os sete anéis deste planeta são formados essencialmente de gelo e poeira, em partículas e fragmentos pequenos. Fonte: NASA



Fig. 1.22 Io, um dos satélites de Júpiter, cuja superfície é coberta de vulcões ativos (por exemplo, na parte centro sul do satélite), que expõem enxofre líquido e compostos sulfurosos. Fonte: NASA.

Entre as órbitas de Marte e Júpiter ocorre o cinturão de asteróides, constituído de incontáveis corpos planetários de tamanhos diversos. Como foi mencionado anteriormente, a grande maioria dos meteoritos que continuamente caem na superfície da Terra provém desse cinturão. É provável que os asteróides não pudessem se reunir num único planeta, na época de acreção, devido às perturbações de natureza gravitacional causadas pela proximidade de Júpiter.

O maior asteróide conhecido é Ceres com diâmetro de 974 km. Além deste, conhecem-se mais seis asteróides com diâmetros superiores a 300 km, cerca de duzentos com diâmetro superior a 100 km, por volta de 2.000 com diâmetro superior a 10 km, e assim por diante. Cerca de 75% desses corpos consistem em silicatos de Fe e Mg, material similar ao dos meteoritos condriticos. Cerca de 15% apresentam-se como misturas de material silicático e material metálico (Fe-Ni), podendo ser análogos aos siderólitos, e cerca de 5% parecerem ser totalmente metálicos, assemelhando-se aos sideritos. Os 5% restantes podem representar outros tipos de meteoritos. A massa total dos asteróides conhecidos corresponde a cerca de 2% da massa da Lua.

Cinturão de Asteróides

Cometas são constituídos predominantemente por material gasoso (Fig. 1.24), que representa a matéria primordial da nebulosa solar. Acredita-se que durante o processo de acreção planetária, na fase de formação de planetésimos, os cometas também foram formados numa região muito além do anel planetário mais externo. Tais corpos, de dimensões variáveis (da ordem de 1 km de diâmetro ou menos), não puderam originar protoplanetas, por estarem muito afastados entre si. Durante os 4,6 bilhões de anos de nosso Sistema Solar, as órbitas dos cometas foram perturbadas pela ação gravitacional das estrelas mais próximas, e agora eles estariam orientados ao acaso nas proximidades do plano principal do sistema. A nuvem de Oort deve conter possivelmente muitos bilhões de cometas.



Fig. 1.24 Cometa de Hyakutake, descoberto 30 de Janeiro de 1996. Fonte NASA.

Cerca de 750 cometas são conhecidos, como por exemplo, o de Halley, de período curto, cuja órbita o faz se aproximar da Terra a cada 75-76 anos, como ocorreu em 1986, ou o Shumacher-Levy, que colidiu espetacularmente com planeta Júpiter em julho de 1995. A constituição dos cometas inclui compostos voláteis congelados, tais como H_2O , H_2CO , C , CO , CO_2 , H , OH , CH , O , S , NH , NH_2 , HCN , N_2 , e muitos outros, inclusive metais como Na , K , Al , Mg , Si , Cr , Mn , Fe e etc. Quando cometas são trazidos para perto da órbita da Terra, seus gases são vaporizados e ionizados pela radiação solar, e o conjunto toma forma típica de um núcleo (coma) e uma cauda apontando para o lado oposto do Sol.

Perspectiva do Estudo Do Universo

A aventura extraterrestre da humanidade está apenas começando, na busca de respostas para aquelas questões fundamentais formuladas no início deste capítulo. A todo momento, novas observações e novos dados científicos são adicionados, e muitos deles causam surpresa inesperadas que modificam teorias e idéias estabelecidas. É desta forma que a ciência progride.

Para o conhecimento do Sistema Solar, as últimas quatro décadas do século XX foram cruciais. Contudo, a exploração dos planetas, satélites e demais objetos associados está apenas começando. A sonda Galileo ainda continua estudando Júpiter, e são apenas do final de 1999 as imagens fantásticas do satélite Io, com um de seus vulcões expelindo lava extremamente quente, a mais de 1 km de altura, numa escala maior do que qualquer das erupções famosas do Havaí. Para a primeira década do século XXI estão programadas outras missões, com ênfase para o planeta Marte, ao redor do qual ainda permanece o Global Surveyer. Planeja-se coletar amostras de gases, solos e rochas, entre outras coisas, para buscar evidências inequívocas de vida, na sequência das indicações fornecidas pelo estudo do meteorito ALH84001. Pretende-se também obter um melhor conhecimento de asteroides e cometas, talvez os objetos mais enigmáticos do Sistema Solar, por meio de missões especiais, envolvendo aproximações e até mesmo aterrissagens.

Para melhor compreendermos o universo, têm sido decisivas as fotografias obtidas pelo telescópio orbital Hubble (Fig. 1.25). Este instrumento com 12 toneladas, lançando ao espaço em 1990 a mais de 500 km da superfície terrestre, permitiu evitar distorções provocadas pela nossa atmosfera nas imagens fotográficas dos telescópios convencionais. Em poucos anos, o Hubble produziu remotamente, a partir de sistemas de controle da Terra, mais de 27.000 observações preciosas. Entre elas então imagens nítidas das nebulosas, galáxias antigas, buracos negros, explosões de supernovas e até mesmo do choque espetacular do cometa Shumacher-Levy contra Júpiter se fizeram disponíveis para astrônomos e astrofísicos, e seus resultados revolucionaram a cosmologia moderna.

Em 1999 foi implementado outro experimento científico ambicioso, denominado projeto Boomerang. Um telescópio de duas toneladas e instrumento de alta precisão foram instalados num balão atmosférico que se encontra sobrevoando a Antártica, com a finalidade de observar uma região do céu praticamente sem estrelas, buscando captar a luminosidade da chamada radiação de fundo, resultante do Big Bang. As imagens obtidas por este telescópio permitiram aos cientistas oferecer uma estimativa da densidade do Universo, considerada convincente por muitos astrofísicos, e com isto sugerir e com isso sugerir que tal densidade estaria abaixo do valor crítico comentado no item 1.1 deste capítulo. Embora a demonstração inequívoca ainda dependa de uma solução definitiva para o mistério da matéria escura, a evidência do projeto Boomerang apontaria para a hipótese do Universo aberto, portanto com uma expansão contínua para sempre.

Voltamos assim às nossas inquietudes metafísicas iniciais, com uma possível resposta para o futuro do Universo. Mas se o nosso Universo teve um início no Big Bang, e se for finalmente demonstrado que ele é eterno e ocupa um espaço em contínua expansão, tentando portanto ao infinito, não seriam estas características sugestivas da existência de uma vontade criadora?

Nesse contexto, cabe lembrar as palavras de Albert Einstein: Quero saber como Deus criou este mundo. Não estou interessado neste ou naquele fenômeno, ou no espectro deste ou daquele elemento. Quero conhecer seus pensamentos, o resto são detalhes.



Fig. 1.25 Telescópio espacial Hubble. Fonte: NASA

Planetologia Comparada

Atualmente, os planetas do Sistema Solar deixaram de ser objetos de estudo apenas de astrônomos, passando também a ser foco de interesse dos geocientistas. Embora cada objeto do Sistema Solar seja único, o novo campo da ciência, a planetologia comparada, tem fornecido muitas lições que podem ser aplicadas à Terra, em especial quanto aos tópicos de sua origem e evolução primitiva, conforme resumido nos temas abaixo:

1. O estudo da Lua, Vênus, Marte, e de muitos acondritos, mostrou que o magnetismo de tipo basáltico é onipresente.
2. Embora alguns objetos primitivos, tais como os condritos carbonáceos, sobreviveram para indicar a idade do Sistema Solar, não há evidência da existência de material primordial não transformado, nos planetas e em seus satélites
3. Os planetas formaram-se quentes, ou tornaram-se quente logo após a sua origem. A sua estruturação química em manto e núcleo ocorreu numa fase precoce, provavelmente ainda durante a chamada acreção planetária.
4. As diferenças na composição das atmosferas dos planetas internos indicam que as composições originais de seus gases, a perda inicial dos compôs voláteis e os subsequentes processos de gasificação para a formação das atuais átomos foram específicos e distintos, para cada planeta.
5. Aparentemente, o regime de tectônia global do planeta Terra é único.
6. A evidência de grandes impactos pelo bombardeio de corpos de todos os tamanhos durante o crescimento planetário, que continuo durante pelo menos durante 800 milhões de anos, é observável nas superfícies da Lua, Mercúrio e Marte.

Bibliografia

- Decifrando a Terra, Oficina de textos, USP, 2000, Wilson Teixeira, Maria Cristina Motta de Toledo, Thomas Rich Fairchild e Fabio Taioli, Cap. 7, Ivo Karmann.
- Geologia de Engenharia, ABGE, CNPq e FAPESP, 1998, Antonio Manoel dos Santos Oliveira & Sérgio Nertan Alves de Brito, cap. 7, Francisco Nogueira de Jorge e Kokei Uehara
- Decifrando a Terra, Oficina de textos, USP, 2000, Wilson Teixeira, Maria Cristina Motta de Toledo, Thomas Rich Fairchild e Fabio Taioli.
- Decifrando a Terra, Oficina de textos, USP, 2000, Wilson Teixeira, Maria Cristina Motta de Toledo, Thomas Rich Fairchild e Fabio Taioli, Cap. 5 Igor I. G. Pacca & Ian McReath
- ASSUMPTÃO, M. S. Terremotos no Brasil. Ciência Hoje. Rio de Janeiro: BPC, 1983.
- JEANLOZ, R. & LAY, T. The Core-Mantle Boundary. Nova York: Scientific American Publishing, 1993.
- LAY, T. & WILLIAMS, Q. Dynamics of Earth's Interior. Geotimes. Alexandria, VA, EUA: American Geological Institute, November, 1998.
- PACCA, I. G. O Interior da Terra. Ciência Hoje. Rio de Janeiro: SBPC, 1983.
- Powell, C.S. Peering Inward. Nova York: Scientific American Publishing, 1991.
- Geologia de Engenharia, ABGE, CNPq e FAPESP, 1998, Antonio Manoel dos Santos Oliveira & Sérgio Nertan Alves de Brito, cap. 4, Andréa Bartorelli & Nicolau Haralyi
- Geologia Geral, Viktor Leinz & Sérgio Estanislau do Amaral, Cia Editora Nacional, 6ª. Edição, 1975, cap. II.
- BARTH, T. F. W., C. W. Correns, e R. Eskola, Die Entstehung der Gesteine, Verlag Von Julius Springer, Berlim, 1939.
- CORRENS, C.W., Introduction to Mineralogy, Springer-Verlag, Berlim, 1969.
- DANA, E. S., A Textbook of Mineralogy, John Wiley & Sons, Inc., Nova York, 1932.
- DANA, J. D., Manual de Mineralogy, vols. 1e2 (trad.) Ed. Da Univ. de São Paulo, 1969.
- ERNST, W.G., Minerais e Rochas, trad. De Evaristo Ribeiro Filho, Ed. Edgar Blucher Ltda. 1971.
- FRANCO, R. R., João Ernesto de SOUZA CAMPOS, Pedras preciosas – noções fundamentais, DESA, Col. Buriti, 1965.
- LEINZ – SOUZA CAMPOS, Guia para determinação de minerais, Editora Nacional, São Paulo, 1968.
- TURNER, F., e J VERHOOGEN, Igneous and Metamorphic Petrology, McGraw-Hill Book, Co., Nova York, 1951.
- TYRRELL, G.W., The Principles of Petrography, E. P. Dutton & Co., Inc., Nova York, 1952.
- Geologia de Engenharia, ABGE, CNPq e FAPESP, 1998, Antonio Manoel dos Santos Oliveira & Sérgio Nertan Alves de Brito, cap. 6, Fernando Ximenes de Tavares Salomão & Franklin dos Santos Antunes
- Birkeland, P.W. 1974. Pedology, weathering, and geomorphological research. Boulder: Department of Geological Sciences, University of Colorado.
- 285p.
- Brady, N.C. 1989. Natureza e propriedades dos solos. 7.ed. Trad. De Antonio B. Neiva Figueiredo Filho. Rio de Janeiro: Freitas Bastos.
- Moniz, A.C. 1972. Elementos de pedologia. São Paulo: Polígono/Edusp. 459p.
- Oliveira, J.B.; Camargo, M.N. e Jacomine, P.K.T. 1992. Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento. 2.ed. Jaboticabal :
- Funep. 201p.
- Resende, M.; Resende, N.C.S.B. e Corrêa, G.F. 1996.
- Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa: UFV. 304p
- Simonson, R.W. 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. Soil Sci. Soc. Am. Proc., n.23, p.152-156
- Birkeland, P.W. 1974. Pedology, weathering, and geomorphological research. Boulder: Department of Geological Sciences, University of Colorado.
- 285p.
- Brady, N.C. 1989. Natureza e propriedades dos solos. 7.ed. Trad. De Antonio B. Neiva Figueiredo Filho. Rio de Janeiro: Freitas Bastos.
- Moniz, A.C. 1972. Elementos de pedologia. São Paulo: Polígono/Edusp. 459p.
- Oliveira, J.B.; Camargo, M.N. e Jacomine, P.K.T. 1992. Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento. 2.ed. Jaboticabal :
- Funep. 201p.
- Resende, M.; Resende, N.C.S.B. e Corrêa, G.F. 1996. Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa: UFV. 304p
- Simonson, R.W. 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. Soil Sci. Soc. Am. Proc., n.23, p.152-15



OBRIGADO

CONTINUE ESTUDANDO



INEPROTEC