

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS  
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA

## **Geologia para Engenheiros Civis**

Nilson Gandolfi  
Alfredo José Simon Bjornberg  
Antenor Braga Paraguassu

São Carlos, outubro de 2004  
reimpressão

**APOSTILA**

0187g

e. 1

sysno 1569128

INTRODUÇÃO

O desenvolvimento do país tem propiciado e mesmo exigido a implantação de projetos de Engenharia Civil os mais diversos, tanto técnica quanto economicamente, tais como: auto-estradas nas mais difíceis condições de construção, barragens de vários portes, obras subterrâneas as mais diversas, obras de arte de dimensões incomuns, contenção de encostas, etc.

Como consequência, nota-se uma necessidade cada vez maior de participação dos geólogos para bom termo de tais projetos. Ora, se por um lado é evidente que as novas necessidades da Engenharia Civil têm exigido um geólogo mais capacitado para poder atendê-las adequadamente, por outro lado re<sup>q</sup>uem uma melhor formação do engenheiro civil no que diz res<sup>pe</sup>ito aos variados aspectos da Geologia que interferem nos projetos de Engenharia. Evidentemente, uma vez que se con<sup>s</sup>iga resolver estes dois problemas básicos, um passo funda<sup>men</sup>tal terá sido dado para tornar melhor e mais harmonioso o nem sempre fácil relacionamento geólogo-engenheiro. Esse é o objetivo maior que procura-se atingir com a presente publi<sup>ca</sup>ção.

Assim, subdivide-se a matéria em questão em duas partes, a fim de cobrir todos os aspectos da Geologia que interessem ao engenheiro. Na primeira, aborda-se os tópicos bá<sup>s</sup>sicos, enfatizando o conhecimento dos processos geológicos e das rochas. Na segunda parte, desenvolve-se estudos dos maciços rochosos, no que diz respeito às suas propriedades, re<sup>co</sup>nhecimento para fins de Engenharia, bem como tópicos espe<sup>c</sup>íficos de Geologia Aplicada a problemas de Engenharia.

sy

## I. ESTRUTURA DA TERRA

### 1. INTRODUÇÃO

A Geologia é a ciência da Terra e através dela estudamos os fenômenos físicos, químicos e biológicos responsáveis pela história complexa do planeta.

A Terra tem a forma aproximada de um elipsóide de revolução, com 12.712 km de diâmetro equatorial e 12.756 km de diâmetro polar, e está sendo estudada detalhadamente por meio dos satélites artificiais.

A maior parte do interior da Terra não pode ser examinada diretamente, pois os poços mais profundos até hoje perfurados são da ordem de apenas 6 km abaixo da superfície. Muitas das deduções feitas em relação aos processos que ocorrem com nosso planeta se referem ao passado remoto, às épocas anteriores ao aparecimento do homem.

Assim, em geologia são feitas muitas inferências principalmente no que concerne ao interior da Terra. Quando afirma-se que a Terra possui um núcleo denso com um raio de aproximadamente 3400 km, na realidade quer-se dizer que tal afirmação se baseia em numerosas observações, principalmente na propagação de ondas sísmicas que penetrando no interior deste planeta e durante seus percursos, sofrem numerosas reflexões e refrações indicativas da existência de tal núcleo.

Dessa forma, faz-se inferências sobre o interior da Terra. Afirmações geológicas, especialmente referentes a fenômenos e ocorrências de magnitude, variam grandemente quanto ao seu grau de certeza. Em muitos assuntos geológicos, pontos de vista opostos podem ser definidos de modo igualmente lógico e racional, pois as evidências são muitas vezes circunstanciais, havendo muito ainda por descobrir nesse campo da investigação científica.

Em razão da complexidade dos fatos geológicos,

raramente poderão ser feitas afirmações perfeitamente rigorosas nesse campo, daí a dificuldade de se poder equacionar os problemas dessa matéria. Lembra-se que tal dificuldade reside não só na variedade de materiais que compõem a Terra, como também na grande diversidade dos processos operantes. Não há dois continentes idênticos, nem dois vulcões que sofrem o mesmo tipo de erupção.

Ao tratar-se de ocorrências e fenômenos geológicos de escala de grandeza menor, como por exemplo aqueles que se desenvolvem à superfície, em intervalo de tempo curto, pode-se trabalhar com um grau de segurança maior.

Aos materiais sólidos que entram na composição da Terra e são diretamente acessíveis à observação, chama-se rocha. Tais materiais geralmente são formados por minerais, os quais possuem uma estrutura organizada, cristalina. Assim, o estudo da Terra em escala pequena começa pela Mineralogia, em seguida passa para uma escala ligeiramente maior, isto é, rochas e sua origem (Petrologia) e finalmente alcança um âmbito ainda maior e muito especulativo, que é o estudo da Terra como um todo, tarefa a que se propõe a Geologia.

A Terra é um dos planetas que circula ao redor do Sol e gira em torno de seu próprio eixo. Uma característica importante desse grupo de corpos celestes é a de tanto eles como seus satélites, girarem no mesmo plano e no mesmo sentido em torno do seu eixo.

As distâncias planetárias relativamente ao Sol, medidas em unidades astronômicas, também seguem aproximadamente a equação:  $r = 0,4 + 0,3 \times 2^n$ , onde  $n = -\infty$  para Mercúrio; 0, para Vênus; 1, para Terra; 2, para Marte; 3, para o grupo de asteróides, etc. Essas regularidades no sistema sugerem que suas partes possuem uma origem comum, possivelmente geradas ao mesmo instante, a partir de um único corpo estelar.

Apesar de não ter sido decifrada a origem do sistema solar, pode-se obter algumas informações sobre a Terra, através dos dados relativos aos planetas.

Estes são agrupados em duas categorias perfeita-

mente distintas: os internos, contidos no espaço entre Marte e o Sol, menores que a Terra e com densidades semelhantes; e os externos, com órbitas e volumes maiores que os da Terra e densidade menores.

## 2. CONSTITUIÇÃO DA TERRA

As hipóteses que se formula sobre a constituição interna mais provável da Terra se baseiam no estudo dos meteoritos e em observações sismológicas.

### 2.1 - Meteoritos

Meteoritos são corpos sólidos, com órbitas em torno do Sol, que ocasionalmente caem na superfície terrestre. Podem eles provir dos asteróides atraídos por outros planetas, ou de colisões entre astros. Atenção especial é dada aos meteoritos admitindo que sua composição possa ser similar à da Terra. Assim, várias hipóteses sobre a composição da Terra foram condicionadas pelo estudo dos meteoritos. Brown e Patterson, conseguiram estabelecer nestes corpos, relação direta de porcentagem de fase metálica com a pressão e temperatura, sugerindo que a porcentagem alta da fase metálica de certos meteoritos indicaria pressões semelhantes às que existem no interior da Terra.

Pode-se agrupar os meteoritos nos seguintes grupos:

- a. Sideritos - meteoritos exclusivamente metálicos, constituídos de Fe e Ni.
- b. Siderólitos - constituídos por Ni, Fe e silicatos ferromagnesianos.
- c. Aerólitos - constituídos quase que exclusivamente por silicatos. Os meteoritos metálicos ultrapassam muitas vezes em volume os aerólitos, apoiando a hipótese de que o interior da Terra seria constituído de material correspondente a uma liga de Fe e Ni.

### 2.2 - Abalos Sísmicos

A Terra está continuamente sofrendo deformações resultantes de esforços no seu interior. Se estes forem de pequena magnitude, as deformações resultantes serão elásticas ou plásticas. Contudo, se os esforços forem grandes, poderão ocorrer rupturas responsáveis por distúrbios ou abalos sísmicos, que dão origem a ondas elásticas.

Tais ondas elásticas, que partem de uma região limitada abaixo da superfície, denominada de foco sísmico, e se propagam pela Terra, tanto na periferia como em profundidade, podem ser de três tipos: P, S e Superficiais.

As ondas P são longitudinais, isto é, a medida que as ondas avançam, cada partícula do meio é deslocada na direção de propagação da onda, da mesma forma que as ondas sonoras. Todavia, as ondas S são transversais, como as ondas luminosas. As ondas Superficiais não interessam diretamente.

A velocidade das ondas P é dada por:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4/3 \mu}{\rho}}$$

e das ondas S é dada por:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

onde K e  $\mu$  são constantes elásticas e  $\rho$  é a densidade do meio. Em particular, se a rigidez for igual a zero, não haverá propagação das ondas transversais.

Quando uma onda atinge uma superfície de descontinuidade (interface), parte dela será refletida e parte refratada, de acordo com leis semelhantes às da óptica geométrica.

Os tempos que os sinais de um abalo sísmico levam para atingir vários observatórios sismológicos, a distância

cias diferentes da origem (foco), permitem calcular a velocidade de propagação a qualquer profundidade no interior da Terra.

Os sismólogos Jeffrey e Bullen conseguiram resumir enorme volume de dados no gráfico da Figura 1. Os pontos de descontinuidade nas curvas indicam ocorrência de interfaces.

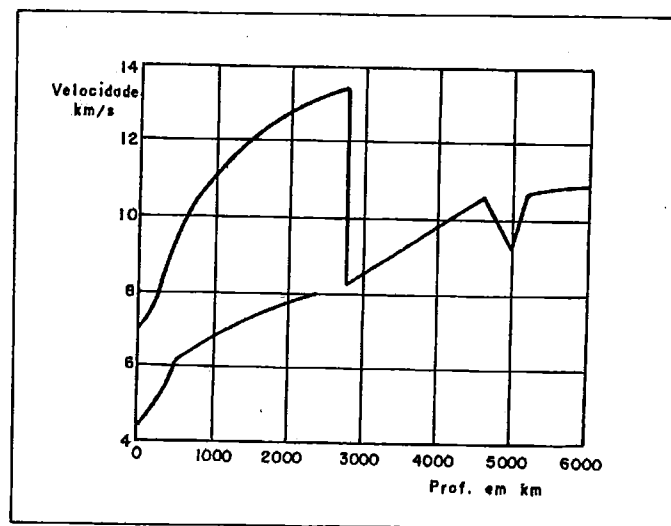


Figura 1

Com base em dados dessa natureza, os geofísicos puderam calcular aproximadamente a densidade dos materiais terrestres que ocorrem à várias profundidades, sob condições de temperatura e pressão ali existentes.

A determinação das espessuras das várias camadas propostas como constituintes do interior da Terra, está condicionada à determinação exata do momento em que ocorre o abalo sísmico, o que raramente se consegue.

### 2.3 - Interior da Terra

#### a. Crosta-Litrosfera

Em linhas gerais, os resultados sismológicos indicam haver duas grandes interfaces entre a superfície terrestre e o centro da Terra, limitando portanto três camadas que denomina-se por crosta, manto e núcleo respectivamente.

A Crosta é a camada mais externa da Terra e apresenta espessura variável, sendo em média igual a 50 km. A sua parte superior é constituída por rochas graníticas ricas em silício e alumínio (Sial) e que é encontrada nos continentes. A parte inferior da crosta é formada por rochas basálticas, ricas em silicatos ferro-magnesianos (Sima) e constitui a base dos continentes e o fundo dos oceanos, correspondendo praticamente a uma contínua camada que envolve toda a Terra.

#### b. Manto

O manto corresponde à porção localizada entre 50 km e 2900 km de profundidade média. Acredita-se que seja formado por silicatos ferro-magnesianos de alta densidade e com a temperatura, segundo cálculos aproximados, de 3400°C a 4000°C. Muitos autores como Goldschmidt, Washington e Buddington acreditam que além das três divisões mais importantes já citadas, exista mais uma interface entre 1000 a 1500 km de profundidade.

#### c. Núcleo

O núcleo ocupa os 3400 km restantes até o centro da Terra, e deve ser constituído, conforme hipóteses de vários autores, de níquel e ferro.

Nesse estudo, tratar-se-á principalmente da litosfera, mais particularmente da sua parte superior que é uma fina "casca" cobrindo os continentes.

Muito embora seja quantitativamente inexpressiva, é nela que se encontra a maior parte do material para estudo direto.

### 3. GRAU GEOTÉRMICO OU GRADIENTE TÉRMICO

Apesar de serem mal conhecidas as propriedades térmicas do interior da Terra, sabe-se que a sua capacidade de condução do calor é lenta. Por exemplo, a alguns metros abai-

xo da superfície pode-se detectar variações de temperaturas sazonais com atrasos de meses. O resfriamento a 500 km de profundidade deve ser compensado pelo aquecimento radioativo ou seja, apesar de sofrer resfriamento na superfície, a Terra está se aquecendo em profundidade.

Assim, medidas efetuadas em galerias profundas e em poços mostraram o aumento gradual de temperatura da periferia para o centro da Terra. Denomina-se de grau geotérmico o número de metros que deve-se penetrar na crosta terrestre para ter-se um aumento de temperatura da ordem de 1°C. O grau geotérmico médio obtido por Rittman, foi de 30 m.

#### 4. MASSA DA TERRA

Pode-se calcular a massa da Terra pela Lei de Newton e o primeiro valor obtido foi de  $6 \times 10^{21}$  ton e devido a Jolly. A partir desse dado e do volume, determinamos a massa específica da Terra que é igual a  $5,5 \text{ g/cm}^3$ . Como a massa específica média das rochas à superfície é a metade desse valor, temos mais um dado para a hipótese de que a Terra deve ter uma estrutura concêntrica zonada, formada por uma parte central rica em ferro e altamente densa; um manto intermediário de silicatos "pesados" e uma crosta heterogênea de rochas silicáticas de menor densidade. Pode-se completar o quadro com mais três zonas, isto é, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera (Tabela 1).

A atmosfera é a envolvente gasosa que circunda a Terra; a hidrosfera corresponde à parte líquida aquosa dos mares, rios e lagos e a biosfera à totalidade de matéria orgânica à superfície da Terra, existente tanto na parte aquosa como na parte aérea. As três últimas zonas, muito embora geoquimicamente importantíssimas, contribuem apenas com 1% da massa total da Terra.

| NOME       | CARACTÈRES QUÍMICOS   | CARACTÈRES FÍSICOS                       |
|------------|---|--|
| Atmosfera  | $N_2, O_2, H_2O, CO_2$ , gases inertes                          | vapor d'água, íons, poeira, gases, etc.  |
| Biosfera   | $H_2O$ substâncias orgânicas incluindo esqueletos e organismos. | sólidos, líquidos e colóides             |
| Hidrosfera | água doce, salgada, salobra e gelo                              | líquido e em parte sólido                |
| Crosta     | rochas silicáticas "normais"                                    | sólido                                   |
| Manto      | material silicático, provavelmente rico em $(Mg, Fe)_2SiO_4$    | sólido                                   |
| Núcleo     | Ferro e níquel  | parte superior líquida e inferior sólida |

Tabela 1

#### 5. MAGNETISMO TERRESTRE

O campo magnético terrestre já era conhecido à cerca de 1000 antes de nossa época. A intensidade e direção de magnetização varia de lugar para lugar na superfície terrestre e também em função do tempo. Há variações transitórias devidas a fatores externos à crosta e variações lentas e seculares provavelmente devido à fatores internos.

As variações do campo magnético terrestre são registradas tanto em observatórios fixos como por instrumentos portáteis usados para levantamentos magnéticos em terra ou no ar.

Admiti-se que a origem do magnetismo terrestre esteja nos movimentos termo-convexionais de massas plásticas

abaixo da crosta. Atribuí-se aos movimentos convencionais das massas citadas, propriedades termoelétricas capazes de criar campo magnético à superfície.

Muitas rochas são magnéticas porque contêm minerais que adquirem esta propriedade ao se formarem e inclusive se orientam de acordo com o campo terrestre existente na ocasião. Surge, assim, a possibilidade de determinar-se, em rochas de idades diferentes, a posição do polo magnético terrestre na época em que se formaram.

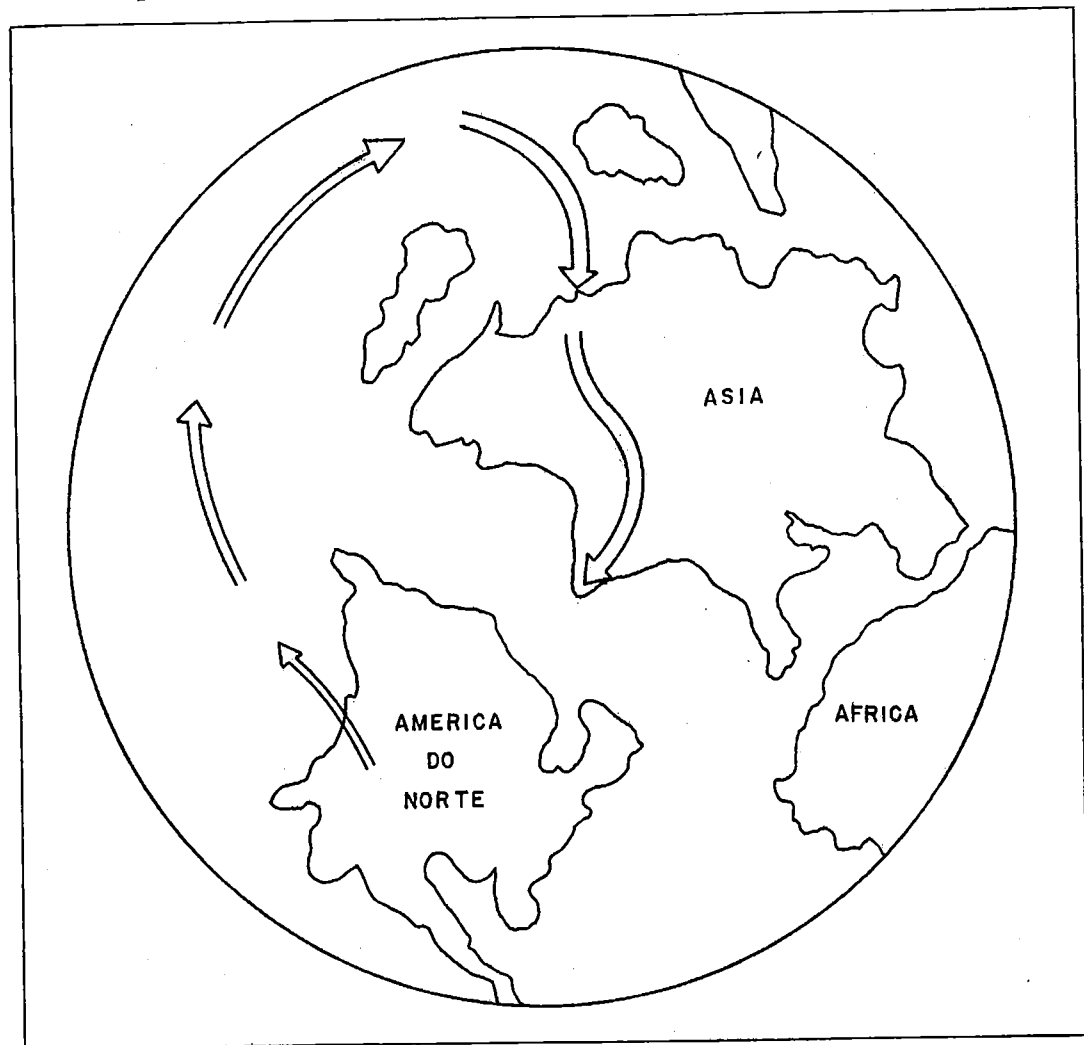


Figura 2 - Migração do Polo Magnético nos últimos 500 milhões de anos.

## 6. IDADE DA TERRA

Para poder-se entender os vários processos geo-

lógicos, deve-se sempre ter em mente o enorme intervalo de tempo decorrido desde a origem da Terra até hoje e que é da ordem de 4,5 bilhões de anos.

Basicamente, ha duas maneiras de verificar-se o tempo geológico:

- a. relativo - isto é, se um evento geológico veio antes ou depois de outro evento.
- b. absoluto - quando determina-se a idade, independentemente dos eventos geológicos antecedentes ou subsequentes.

### 6.1 - Idade Absoluta

Como se sabe, o núcleo de certos elementos emitem partículas de energia espontaneamente (radioatividade) e dão origem a novos elementos, como por exemplo:  $U^{238}$   $Pb^{206}$ . A proporção em que essa transformação se processa é constante, independentemente das condições do ambiente.

Teoricamente, desejando-se determinar a idade de um mineral uranífero, verifica-se as quantidades de  $U^{238}$  e de  $Pb^{206}$ , no mineral. A proporção entre elas permite calcular a idade do mineral.

Modernamente, usa-se outros elementos também radioativos para a determinação da idade absoluta, tais como rubídio, estrôncio, potássio, argônio e carbono radioativo ( $C^{14}$ ). Este último é usado somente para datações em períodos menores que 25000 anos.

#### Limitações dos Métodos

Em primeiro lugar, a determinação da idade absoluta é sempre trabalhosa, cara e exige equipamentos e técnicos muito especializados. Por outro lado, a idade dos minerais datados nem sempre corresponde à idade da rocha que os contém, pois podem ter-se formado posteriormente a ela, como ver-se-á no estudo das rochas metamórficas. Além disso, nem sempre pode-se obter, de uma certa rocha cuja idade se quer

determinar, os minerais com elementos químicos necessários para a datação. Há, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, um Laboratório de Geocronologia, único na América do Sul, que já possui um grande acervo de dados de idade das rochas do país.

6.2 - Idade Relativa

a. Superposição de Camadas

Na determinação da idade relativa, isto é, se uma camada sedimentar é mais antiga ou mais nova que outra, pode-se usar o "princípio da superposição".

Este princípio diz que as camadas mais modernas estão sobrepostas às mais antigas. Por exemplo, suponha-se que numa determinada época, uma região tenha sido invadida pelo mar e que se tenha depositado um certo sedimento marinho contendo vertebrados (peixes); posteriormente, devido a um levantamento da crosta terrestre, tenha havido recuo do mar e formação de sedimentos eólicos (depositado pelos ventos) e que, finalmente tenha ocorrido novo avanço do mar, formando-se novamente sedimentos marinhos, agora ricos em invertebrados.

O exame das posições das três camadas mostrará que a mais antiga é a inferior e a mais moderna é a superior (Figura 3).

Limitações do Método

Há casos, entretanto, em que devido a perturbações da crosta terrestre as camadas são dobradas, de modo que as suas posições originais tornam-se invertidas, isto é, a camada superior passa a ser inferior e vice-versa, conforme mostra a Figura 4.

Em geral, pode-se distinguir uma camada de outra pelos caracteres físicos ou pelo seu conteúdo, isto é, pelos restos ou manifestações de vida passada que se denomina de fósseis.

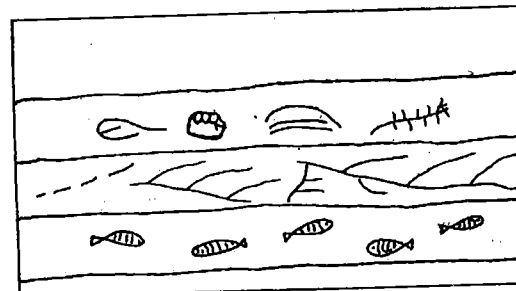


Figura 3 - Situação Normal

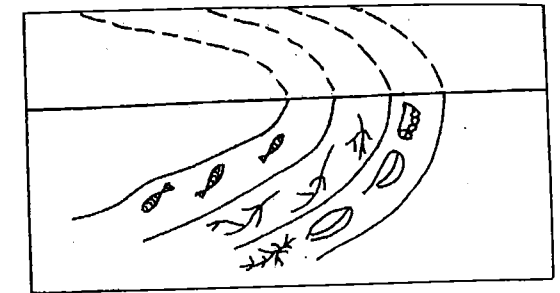


Figura 4 - Após a perturbação (dobramento)

b. Salinidade

Foram feitas também tentativas da datação relativa das partes da Terra, usando as características de salinidade das rochas.

A datação usando a salinidade parte do princípio de que os mares eram inicialmente de água doce. Como os rios carregavam sais dissolvidos para o mar, acredita-se que a salinidade do mar deveria aumentar nos tempos geológicos. Entretanto, como este parece não ser o mecanismo de enriquecimento salino dos mares, pois os rios transportam principalmente carbonatos e nos mares ocorrem principalmente cloretos como sais dissolvidos, os resultados obtidos não foram satisfatórios.

c. Espessura de Camadas

A espessura de camadas foi usada como medida do tempo geológico, porém sabe-se hoje que tal processo de datação carece de fundamento pois, enquanto a sedimentação se processa numa área, noutra pode estar ocorrendo fenômeno totalmente contrário, isto é, erosão.

7. ISOSTASIA

Em trabalho geodésico nas proximidades do Himalaia, foi constatado desvio do fio de prumo da vertical. Pratt



observou que o desvio encontrado, entretanto, foi menor do que o esperado, levando em conta somente a massa rochosa à superfície da crosta. Ele formulou a hipótese da existência de "raízes" montanhosas subjacentes, rodeadas de material mais denso (rochas básicas). Segundo a hipótese apresentada, os continentes, de material siálico, "flutuariam" sobre a camada basáltica subjacente, nela se aprofundando (Figura 5).

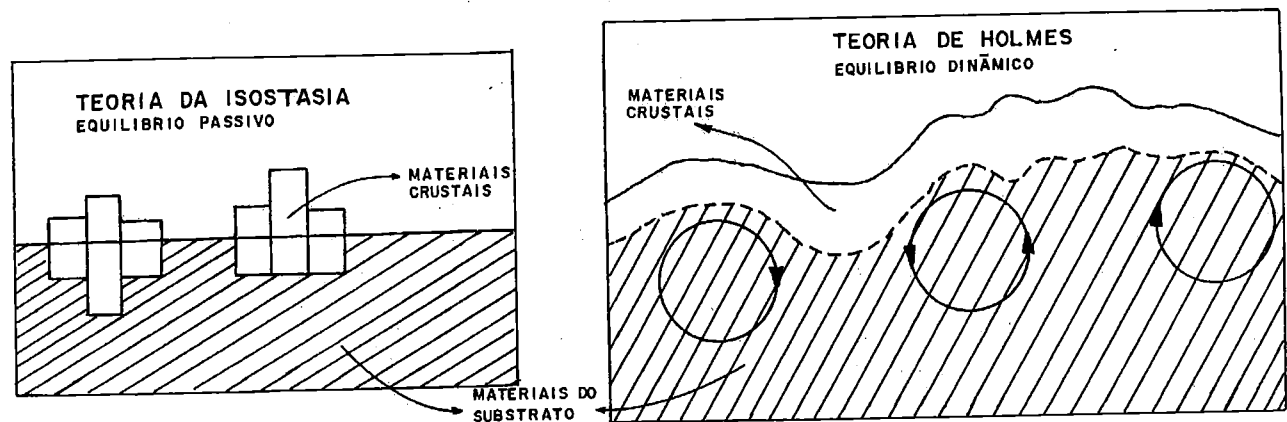


Figura 5

Figura 6

Isostasia é a condição de equilíbrio ideal entre massas continentais ou oceânicas e material subjacente. Nos pontos em que a massa siálica mais se sobressai (montanhas), ocorre o seu maior aprofundamento no substrato basáltico. Todavia, os processos geológicos externos e interno modificam o estado ideal de equilíbrio.

Tanto assim que, segundo cálculos, o desgaste erosivo dos continentes durante 25 milhões de anos, que seria suficiente para nivelar toda a Terra, não acontece. Isso é devido ao movimento vertical dos blocos siálicos que continuamente se processa, compensando o alívio de peso causado pela erosão. Holmes propôs uma teoria para explicar a isostasia com base em correntes de convexão.

Admite este pesquisador movimentos de convexão do manto, causando contrações e dilatações locais da crosta. As dilatações seriam responsáveis pelo levantamento da parte da crosta terrestre independentemente de processos erosivos, tal como ocorre na Península Escandinava, que se ergue alguns mi-

límetros por ano (Figura 6).

As contrações determinariam o aprofundamento de massas crustais, como ocorre na Holanda e outras partes do norte europeu, que baixam alguns milímetros por ano, independentemente de fenômenos deposicionais ou cargas sobrejacentes.

### 8. CROSTA TERRESTRE

A superfície da Terra é constituída de continentes e oceanos. Continentes que constituem aproximadamente 1/3 da superfície da Terra, salientando-se acima do nível do mar, em média cerca de 800 m. Prolongam-se rumo ao mar, numa plataforma continental submarina, de várias dezenas de quilômetros, a uma profundidade aproximada de -200 m.

A borda externa da plataforma mencionada segue, com baixa declividade, até as profundezas oceânicas.

O granito é uma rocha tipicamente continental, não encontrada no âmbito dos oceanos. É uma rocha ígnea constituída essencialmente de  $SiO_2$  (65 a 70% em peso) e  $Al_2O_3$ . Por esta razão, o termo Sial (sílica e alumínio) é usado para designar, de forma abreviada, a composição da crosta continental, em oposição ao Sima (sílica e magnésio), que é mais característica das rochas oceânicas e presumivelmente do manto.

Nos continentes são encontrados grandes volumes de outras rochas ígneas compostas de sílica e alumínio, como: granodioritos, riólitos, etc., rochas basálticas e uma relativamente fina e irregular capa de sedimentos, principalmente em suas depressões.

Boa parte dos continentes é também constituída por rochas metamórficas, que são rochas ígneas ou sedimentares recristalizadas no estado sólido.

Os oceanos tem uma profundidade média abaixo do nível do mar de cerca de 5 km. A maior parte do fundo oceânico é achatada e dele erguem-se extensas cadeias montanhosas submarinas conhecidas pelo nome de "dorsais". As zonas oceânicas mais profundas ocorrem sob a forma de trincheiras que

geralmente bordejam os continentes. Uma das mais profundas é a Trincheira das Marianas, com cerca de -11 km abaixo do nível do mar.

As ilhas que afloram nos oceanos constituem geralmente os picos das cadeias montanhosas mencionadas; são de caráter vulcânico e constituídas de rochas basálticas.

Um dos grandes objetivos da pesquisa geológica atual reside na investigação relativa à origem dos continentes e oceanos e a causa de sua forma atual. Recentemente, um grande avanço foi alcançado neste campo do conhecimento científico, tendo-se demonstrado que os continentes se movem uns em relação aos outros ("deriva dos continentes") e que o fundo oceânico participa desse deslocamento ("expansão do fundo oceânico").

Haveria uma produção contínua da crosta oceânica nas "dorsais", por subida de material proveniente do manto sub-crustal. O deslocamento da crosta oceânica se daria em direção aos continentes. Ao alcançar a plataforma continental, o fundo oceânico se desviaria para o interior da Terra sendo novamente incorporado ao material do manto.

A energia necessária ao deslocamento seria fornecida pelo movimento convexional do manto, já conforme teoria proposta por Holmes.

## 9. PROCESSOS GEOLÓGICOS

Para analisar a presente configuração da Terra, é conveniente considerar separadamente os vários processos interdependentes que sobre ela atuam.

### 9.1 - Erosão

Ocorrem reações químicas de hidratação, oxidação e dissolução produzidas pela água meteórica sobre as rochas expostas à superfície, complementadas por processos físicos e biológicos, provocando a completa desagregação e alteração das rochas, fenômenos que em conjunto constituem o intem-

perismo; o resultado dessas transformações, produz o solo. Um produto de intemperismo componente do solo, é o grupo de minerais conhecido como argilas (silicatos aluminosos hidratados), que possuem propriedades estruturais e físicas importantes. O intemperismo varia com o clima, sendo possível, através dos produtos resultantes, obter-se dados sobre o clima do passado.

Os materiais soltos tendem naturalmente a se mover, descendo as encostas por efeito da gravidade. Assim, os detritos de materiais rochosos intemperizados se deslocam das montanhas até o fundo dos vales e ao fundo dos oceanos.

Esse transporte é grandemente acelerado pela ação da água corrente e mais localmente pelo vento e gelo. O intemperismo e o transporte levam ao processo de seleção mecânica e química. Partículas finas, tais como argilas, podem caminhar mais rapidamente a pontos mais afastados que partículas e fragmentos maiores.

A erosão tem o efeito de rebaixar a superfície do terreno. O grau de rebaixamento poderá ser da ordem de alguns centímetros por centenas de anos, variando muito conforme o clima e a topografia do terreno considerado. É fácil concluir que nessa proporção, continentes que se encontram em média a uma altitude de 800 m seriam desgastados ao nível do mar em cerca de  $10^7$  anos. Em razão dos continentes serem muito mais antigos que isso, ocorrem outros processos que os levantam criando novo relevo, como vimos no item 7 (I sostasia).

A superfície topográfica, representada pela forma das montanhas e vales, bem como pelo traçado dos rios e por outras características da forma do terreno, em qualquer momento da história da Terra, expressa o equilíbrio existente entre o processo erosivo externo e o processo interno (como por exemplo, vulcanismo e tectonismo) gerador dos continentes.

O estudo da evolução do relevo é chamado de Geomorfologia. Estudos aprofundados deste assunto vieram indicar mudanças drásticas do clima em época relativamente recente (alguns milhões de anos atrás), com fases de glaciação no

hemisfério norte, em que grandes massas de gelo se acumularam nos continentes, de modo similar ao que hoje ocorre na Groelândia. Aproximadamente na mesma época, ocorriam períodos de seca no hemisfério sul, quando se desenvolveram relevos similares aos existentes nos desertos atuais.

## 9.2 - Sedimentação

O material solto por erosão é transportado para pontos baixos da topografia, como os fundos dos vales e os lagos, as plataformas submarinas, o fundo dos oceanos, etc., onde é depositado em camadas sedimentares horizontais. Flutuação nas condições de deposição ou mudanças da natureza e suprimento dos detritos rochosos, se refletem no acamamento (também denominado estratificação), típicos dos depósitos sedimentares de ambiente aquoso ou sub-aéreo. Com a passagem do tempo, a pressão provocada pelo material que vai se acumulando sobre o sedimento previamente formado, em combinação com as reações químicas que ocorrem no interior da referida massa sedimentar, provocam uma compactação de todo o material referido, inicialmente constituído por um agregado solto. Esse processo é chamado genericamente de litificação, do qual resulta a formação de rochas sedimentares.

Os mais importantes constituintes das rochas sedimentares são as partículas ou grânulos de minerais, quimicamente resistentes. Entre eles, o que se destaca por uma resistência maior é o quartzo; vem em seguida a argila, em finas partículas; depois os fragmentos rochosos menos resistentes e, finalmente, os de resistência ainda mais baixa, como por exemplo, os fragmentos de conchas, formados por carbonato de cálcio.

Entre as rochas sedimentares de granulação fina, as mais comuns são os argilitos, folhelhos e siltitos; os primeiros se constituem predominantemente por material argiloso, os segundos por uma associação de partículas finas de quartzo e argila e os últimos por partículas de quartzo apenas.

Entre os de granulação média, destacam-se os arenitos geralmente compostos por material quartzoso, como as areias das praias. Conglomerados são ainda mais grossos e formados por blocos ou seixos, envoltos por uma matriz de partículas menores.

O tratamento prolongado reduz o tamanho das partículas por impacto mútuo ou abrasão. Conclui-se, portanto, que os conglomerados não se formam longe de sua origem.

São tipicamente encontrados nos depósitos de rios, junto às montanhas, em topografia acidentada.

Os calcários são normalmente formados a partir de fragmentos de conchas ou esqueletos de animais marinhos. Alguns são formados também por precipitação química diretamente da água do mar.

Outros precipitados químicos são a gipsita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) e halita ( $\text{NaCl}$ ) de zonas onde ocorrem evaporação intensa. Apesar dos folhelhos e arenitos serem formados por material inorgânico, resistentes ao ataque químico, como já foi mencionado, poderão conter material biogênico e até mesmo fósseis. O carvão é uma rocha composta de restos orgânicos, principalmente vegetais. Petróleo não é propriamente uma rocha; trata-se de material destilado de restos orgânicos aprisionados em rochas sedimentares porosas, após concentração e migração através dos maciços rochosos.

As rochas sedimentares formam apenas uma pequena fração da crosta terrestre. No fundo oceânico, ocorrem numa espessura média de apenas um quilômetro (aproximadamente 2% da espessura da crosta). Essa pequena espessura atesta a relativa juventude da crosta oceânica subjacente. O manto de sedimentação é muito mais espesso na plataforma continental e ainda maior no próprio continente. Há faixas locais, chamadas de geossinclinais, com centenas de quilômetros de comprimento, em que os sedimentos se acumulam durante milhões de anos, formando depósitos com muitos quilômetros de espessura.

Esses depósitos, por sua constituição, indicam

origem em ambiente raso e até mesmo continental, isto é, de posição em condições sub-aéreas. É fato curioso que esses locais, em que houve um aprofundamento lento das camadas sedimentares, à medida em que se processou a sedimentação, se transformaram em regiões que deram origem a altas cadeias montanhosas, como por exemplo, a Cordilheira Andina.

As mais altas montanhas tem sua origem primária no fundo dos oceanos.

### 9.3 - Atividade Magmática

#### a. Vulcanismo

Vulcanismo é uma erupção superficial de gás e rocha no estado de fusão. O termo geral usado para material rochoso em estado de fusão é magma. Denomina-se atividade magmática ou ígnea à formação, movimento e erupção do magma. O vulcanismo constitui a manifestação magmática à superfície. A temperatura do magma nas erupções é da ordem de 850°C a 1200°C e seus produtos finais de consolidação à superfície constituem as rochas vulcânicas. As descargas gasosas se fazem por explosões esporádicas de grande violência. O gás vulcânico, constituído principalmente por água e CO<sub>2</sub>, ao ser expelido com violência vem carregado de fragmentos, tais como: vidro solidificado, pedaços de rocha provenientes das paredes do conduto magmático arrastados durante a erupção, cinzas, etc. A superfície de acumulação de lava e outros materiais ejetados que se encontram em volta do conduto de adução do magma, recebem o nome de vulcão.

A maioria dos magmas é uma fusão de silicatos em que SiO<sub>2</sub> varia aproximadamente entre valores de 45 a 70% em peso. Os magmas mais ricos em sílica são denominados ácidos, em contraste com aqueles pobres em sílica, denominados básicos. As lavas mais comuns são as basálticas que, devido ao seu teor médio em sílica de 50%, as situa entre as básicas. Magmas ácidos, por outro lado, são representados à superfície principalmente por camadas de material ejetado no

estado sólido, melhor conhecido como material piroclástico. A composição de lava emitida por um vulcão poderá variar em sucessivas erupções; a lava do Vesúvio, por exemplo, tem mudado de composição através das épocas geológicas em que ocorreram suas erupções. Certos vulcões de uma mesma região poderão produzir lavas cuja composição indica origem comum. Por exemplo, no Sul do Brasil, ocorreu um vulcanismo basáltico que abrangeu área superior a um milhão de km<sup>2</sup>, gerando rochas muito similares entre si.

Evidências sísmicas nos pontos de ocorrência de vulcanismos sugerem que as fontes diretas do magma se localizam em bolsões ou reservatórios a profundidades de cerca de 50 km. Acredita-se que tais bolsões se formam por fusão local de rocha sólida na parte externa do manto. O mecanismo que explicaria esta origem do magma ainda permanece desconhecido.

#### b. Plutonismo

A erosão profunda de antigas cadeias montanhosas revela a existência de corpos rochosos cristalinos provenientes da consolidação de magma provindo de regiões mais profundas. Os processos de gênese, movimentação e solidificação desses corpos ígneos profundos recebem o nome de plutonismo.

As rochas plutônicas apresentam, de maneira geral, a mesma variedade de composição que as rochas vulcânicas. Há, no entanto, uma constante diferença química entre rochas plutônicas e vulcânicas, o mesmo acontecendo com relação à textura causada por diferenças na velocidade de consolidação e retenção de água entre ambos os tipos.

Entretanto, a origem magmática da maioria das rochas plutônicas não pode ser posta em dúvida.

A entrada de um corpo magmático, numa determinada região sob a superfície da Terra, é chamada de intrusão magmática. Os processos intrusivos ainda não se encontram perfeitamente esclarecidos, porém as formas de alguns corpos, especialmente os menores e sua interrelação com as rochas adja

centes (rochas encaixantes), claramente demonstram sua natureza intrusiva. Corpos ígneos básicos tabulares, de caráter vertical a "sub-vertical", conhecidos por diques, cruzam as camadas de sedimentos vizinhos e poderão manter sem mudança essa posição numa extensão de vários quilômetros.

Existem também lençóis de rochas plutônicas que parecem ter sido injetadas paralelamente às camadas dos sedimentos adjacentes. Alguns destes, de composição básica, poderão apresentar centenas de metros de espessura e se estender lateralmente centenas de quilômetros.

Em alguns lugares, vulcões antigos foram erodidos deixando expostas intrusões cilíndricas ou cônicas que formam afloramentos circulares com até 30 km de diâmetro. Qualquer magma é menos denso que uma rocha de mesma composição. Consequentemente há tendência geral, estatística, para que os corpos magmáticos, uma vez gerados, sofram um movimento ascensional antes de se consolidarem. Isso é válido principalmente para magmas básicos, porque em geral a densidade dos materiais ígneos diminui com o aumento do teor em sílica.

Outra característica desses corpos intrusivos é que são constituídos por grandes massas individuais denominadas de plútons, que em conjunto formam corpos maiores denominados batólitos. Apesar de variarem de composição, a maioria dessas intrusões é de rochas plutônicas ácidas, denominadas graníticas. Outra característica, é que afloram em grandes áreas, sempre de milhares de km<sup>2</sup>.

Cumpre ressaltar que tanto os batólitos como os plútons, ao se intrometerem na crosta, produzem enormes deformações nas massas rochosas vizinhas, fragmentando-as, comprimindo-as e modificando sua composição por ação das emanções provindas do magma. Em muitos casos, o próprio magma é influenciado e contaminado pelo material que se encontra nas vizinhanças. Nesses contatos, são comuns concentrações minerais de interesse econômico.

#### 9.4 - Metamorfismo

Muitas áreas continentais possuem um substrato

rochoso, que, por suas características mineralógicas e texturais, não se enquadram nem entre as rochas sedimentares típicas nem entre as tipicamente ígneas. Pode-se demonstrar também que essas rochas denominadas metamórficas foram inicialmente rochas ígneas ou sedimentares, que passaram por um processo de recristalização no estado sólido, isto é, sem sofrerem fusão total. O metamorfismo pode ser induzido por aquecimento, por ação de altas pressões ou por ação de ambos os fatores em conjunto. O efeito do aquecimento poderá ser verificado, por exemplo, no metamorfismo de contato que ocorre nas margens e ao redor das intrusões plutônicas. Entretanto, de modo geral, o metamorfismo é um fenômeno regional que afeta grandes volumes de massas rochosas e não pode ser atribuído exclusivamente a intrusões magmáticas.

Há considerável variedade de rochas metamórficas, em razão de ser possível o desenvolvimento de vários conjuntos minerais, obtidos de um mesmo material primário. Essa variedade procede, em parte, do fato de que o aumento de temperatura e pressão desloca o equilíbrio químico em sentidos opostos. Assim, alta temperatura e baixa pressão levam à formação de um conjunto mineral bem diferente daquele gerado do mesmo material, porém, à baixa temperatura e alta pressão. Como resultado de muito trabalho de campo e investigações experimentais, hoje pode-se estabelecer, em caráter muito geral, as condições particulares de pressão, temperatura e outras variáveis físicas sob as quais uma dada rocha metamórfica se originou.

Uma característica marcante das rochas que sofreram metamorfismo regional, é a de apresentarem uma textura xistosa ou foliada, em que os minerais se dispõem em planos aproximadamente paralelos. Uma rocha metamórfica denominada gnaisse é mineralógicamente muito similar aos granitos, dos quais difere principalmente pela textura xistosa, que lhe confere uma maior ou menor capacidade de rutura planar (fissilidade).

Os folhelhos poderão ser convertidos a rochas fortemente físseis, denominadas micaxistos. Em tais rochas,

há uma tendência dos minerais inequidimensionais disporem seus maiores eixos de modo aproximadamente paralelo, seguindo planos de xistosidade ou plano de foliação. Rochas foliadas são fortemente anisotrópicas. A anisotropia poderá ser determinada pelos minerais de recristalização numa rocha previamente homogênea, desde que a recristalização se processe num meio anisotrópico, como por exemplo, em regiões onde exista uma certa orientação de tensões.

10. LEI DO ATUALISMO OU LEI DE HUTTON

Um princípio fundamental para qualquer interpretação geológica é o do Atualismo, proposto pelo físico inglês James Hutton, no final do século XVIII.

Pode-se resumir o pensamento de Hutton pela seguinte frase: "O presente é a chave do passado". Essa expressão significa que só é possível entender o passado geológico da Terra pela investigação dos processos que atuam hoje e que podem ser observados pelo homem. A essência da tese apresentada por Hutton, e válida até hoje, é que a Terra está em constante evolução, passando por uma sucessão de eventos e mudanças controladas por processos naturais, possíveis de serem observados direta ou indiretamente e então extrapolados para os eventos geológicos do passado.

II. MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS

1. INTRODUÇÃO:- Mineral é uma substância de composição química definida, formada por processos inorgânicos naturais, encontrado na crosta terrestre e em corpos celestes, quase sempre como um sólido de estrutura interna ordenada.

Deve-se ressaltar que, frequentemente, essa estrutura ordenada não se reflete externamente na forma de um sólido regular com arestas, faces planas e polidas que se poderia esperar para um "cristal". Tal forma somente ocorrerá quando as condições de formação do mineral permitirem, fazendo com que belos cristais sejam vistos praticamente apenas em museus.

O termo "cristal" já era utilizado antes do conhecimento da estrutura atômica da matéria e o seu uso foi naturalmente estendido para caracterizar todas as substâncias - que apresentassem estrutura interna semelhante à dos minerais.

A curva de fusão de uma substância cristalina (Figura 7.A) apresenta um patamar indicativo da absorção de energia calorífica (calor latente de fusão) necessária para romper sua estrutura ordenada; todavia, tal não acontece com substância amorfa, como por exemplo vidro (Figura 7.B), que aparentemente tem as características de um sólido verdadeiro.

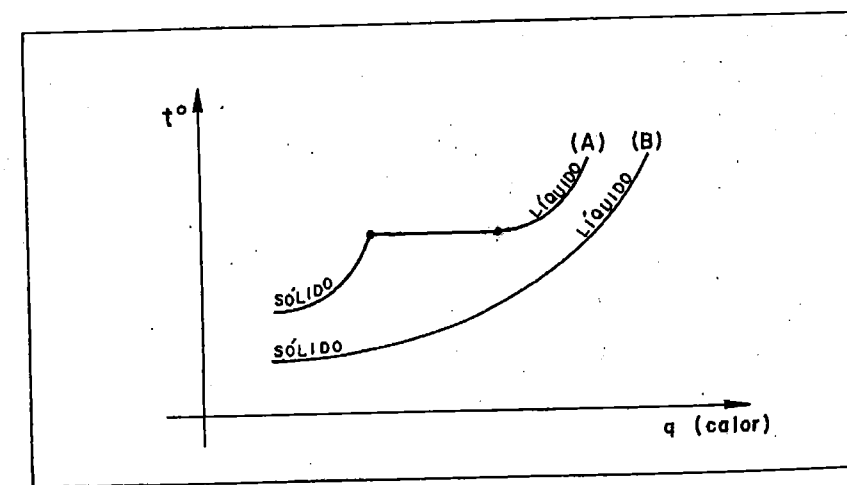


Figura 7

Os minerais mais abundantes da crosta terrestre são os feldspatos (alumino-silicatos) e o quartzo (óxido de silício), que entram na composição da maior parte das rochas. Assim, as rochas são compostas frequentemente por agregados - cristalinos de diversas espécies minerais, soldados entre si, quer diretamente ou através de um material cimentante, geralmente amorfo.

O estudo dos minerais é objeto de interesse da Mineralogia, que se constitui numa das ciências naturais mais antigas, pelo fato de que o homem, desde a pré-história, já fazia uso de minerais e rochas, com eles confeccionando suas armas e utensílios.

A mineralogia é uma ciência complexa, que investiga a gênese, as formas cristalinas, as propriedades físicas e químicas e os tipos de ocorrência dos minerais.

Interessam à Geologia de Engenharia tanto as propriedades mineralógicas que permitem a identificação dos minerais, como as que influenciam o comportamento mecânico das rochas. Dessa forma, este capítulo restringe-se a apresentação de alguns tópicos considerados essenciais para um estudo dessa natureza.

2. GÊNESE:- A formação dos minerais não é um processo circunscrito a um tempo determinado da história geológica; muitos são provenientes da fase de consolidação da terra, outros de fases posteriores e atualmente muitos continuam sendo formados. Constantemente, observa-se os minerais das rochas expostas ao tempo serem destruídos, disso resultando a formação de novos minerais, evidenciando assim a continuidade do processo.

Resume-se a seguir, os principais processos:

a. resfriamento de magmas: os magmas são materiais em estado de fusão existentes no interior da terra, constituídos por misturas de inúmeras substâncias químicas, em várias proporções que ao se resfriarem se cristalizam formando diferentes minerais.

b. ação de gases, líquidos e calor magmáticos: no processo de resfriamento dos magmas pode ocorrer liberação de líquidos e gases que, penetrando em fendas ou vazios das rochas sobrejacentes, reagem com seus minerais, produzindo novos minerais. O calor magmático, atuando sobre rochas pré-existentes, pode também dar origem a novos minerais através do processo denominado de recristalização.

c. ação de agentes meteóricos e biológicos: minerais de rochas expostas ao tempo se alteram, disso resultando novos minerais, como por exemplo os de argila, e também substâncias solúveis que podem se precipitar, formando novos minerais.

d. precipitação de sais: as substâncias em solução existentes nas águas continentais e marinhas podem vir a se precipitar por evaporação, super-saturação, variação do pH, ação de organismos e outros processos, produzindo minerais.

3. CLASSIFICAÇÃO:- Muito embora a estrutura interna ordenada seja a principal característica dos minerais que permite agrupá-los em sistemas cristalinos, geralmente usa-se classificá-los com base na composição química.

Deve-se ressaltar que, dentre as quase 2.000 espécies minerais até hoje conhecidas, poucas são aquelas que entram na composição da maioria das rochas que interessam para a engenharia. Isso permite classificar os minerais em 5 grupos: Silicatos, Carbonatos, Óxidos, Sulfatos e Sulfetos (Tabela 2). Destes, os silicatos constituem o grupo mais importante, uma vez que ocupam em torno de 93% do volume da litosfera.

4. PROPRIEDADES:- As propriedades físicas e químicas dos minerais são dependentes dos elementos químicos que entram na composição, bem como da maneira em que estão agrupados espacialmente.

Em termos de reconhecimento preciso dos minerais, as propriedades ópticas estão entre as mais importantes e são

TABELA 2

| Mineral            | Fórmula aproximada, não levando em conta as impurezas normalmente presentes. |
|--------------------|--|
| <u>SILICATOS</u>   |  |
| Quartzo            | $SiO_2$  |
| Ortoclássio        | $KAlSi_3O_8$   |
| Plagioclássio      | $CaAl_2Si_2O_8$  |
| Muscovita(mica)    | $KAlSi_3O_{10}(OH)_2$  |
| Biotita(mica)      | $K(Mg,Fe)_3Si_4O_{10}(OH)_2$   |
| Minerais de argila | $Al_2Si_2O_5(OH)_4$  |
| Anfibólio          | $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$  |
| Piroxênio          | $(Mg,Fe)SiO_3$   |
| Olivina            | $(Mg,Fe)_2SiO_4$   |
| Clorita            | $(Mg,Fe,Al)_6(Al,Si)_4O_{10}(OH)_8$  |
| Granada            | $(Ca,Mg,Fe,Al)(SiO_4)$   |
| <u>CARBONATOS</u>  |  |
| Calcita            | $CaCO_3$   |
| Dolomita           | $(Ca,Mg)CO_3$  |
| <u>ÓXIDOS</u>      |  |
| Magnetita          | $Fe_3O_4$  |
| Hematita           | $Fe_2O_3$  |
| <u>SULFATOS</u>    |  |
| Anidrita           | $CaSO_4$   |
| Gipso              | $CaSO_4 \cdot 2H_2O$   |
| <u>SULFETOS</u>    |  |
| Pirita             | $FeS_2$  |
| Pirrotita          | $FeS$  |

extremamente utilizadas em laboratórios de microscopia óptica. Tais propriedades estão intrinsecamente relacionadas à estrutura cristalina apresentada pelos minerais. Assim, os minerais são examinados opticamente em microscópios especiais sob duas condições:

- a. quando opacos (minerais metálicos), sob luz refletida em sua superfície;
- b. quando transparentes, em seções delgadas de aproximadamente 30  $\mu$  de espessura, sob luz refratada.

O exame dos minerais por microscopia sob luz refratada é o processo normalmente usado. Tal método utiliza luz polarizada, que atravessa o mineral sofrendo interferências típicas para cada estrutura cristalina e que permitem a sua identificação, por comparação com valores existentes nas tabelas de determinação de cristalografia óptica.

Todavia, para uma identificação aproximada dos minerais mais comuns, existem métodos bastante simples que utilizam apenas algumas das propriedades físicas e químicas - mais características, as quais são apresentadas a seguir.

#### 4.1 - Propriedades Físicas

##### 4.1.1 - Peso Específico

O peso específico ( $g/cm^3$ ) geralmente sofre desvios do valor real em razão das impurezas e inclusões que ocorrem nos minerais.

Os minerais mais comumente encontrados nas rochas, apresentam valores de peso específico concentrados na faixa de 2,5 a 3,5  $g/cm^3$ .

##### 4.1.2 - Dureza

É a resistência oferecida pela superfície do mineral ao ser riscado. Por razões práticas, os minerais são classificados através de uma escala relativa de dureza (Escala de Mohs), conforme a facilidade ou não de serem riscados por outros minerais. Assim, dez minerais, do menos resistente ao



mais resistente, são usados para compor tal escala (Tabela 3).

TABELA 3

|               |   |                                   |
|---------------|---|-----------------------------------|
| 1. Talco      | - | $3Mg \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$     |
| 2. Gipso      | - | $CaSO_4 \cdot 2H_2O$              |
| 3. Calcita    | - | $CaCO_3$                          |
| 4. Fluorita   | - | $CaF_2$                           |
| 5. Apatita    | - | $Ca_5(F,Cl)(RO_4)_3$              |
| 6. Ortoclásio | - | $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ |
| 7. Quartzo    | - | $SiO_2$                           |
| 8. Topázio    | - | $Al_2SiO_4$                       |
| 9. Corindon   | - | $Al_2O_3$                         |
| 10. Diamante  | - | C                                 |

A dureza é uma propriedade vetorial importante, - pois reflete as qualidades físicas e mecânicas de importância para o engenheiro, tais como abrasividade, resistência à perfuração, etc.

4.1.3 - Clivagem

Certos minerais, quando submetidos a esforços mecânicos, sofrem ruptura ao longo de certos planos, que são chamados planos de clivagem.

Na estrutura cristalina, os planos de clivagem correspondem àqueles onde há menor força de ligação entre as partículas. A clivagem é também propriedade vetorial e está associada à dureza. Assim, nos planos de clivagem, a dureza é mais alta que no restante do mineral.

Os minerais podem apresentar clivagem em uma direção (exemplo: micas), em duas direções (exemplo: ortoclásio) ou em três direções (exemplo: calcita).

Existem minerais que não apresentam clivagem, pois apenas se partem sem direções preferenciais, exibindo superfícies irregulares, como acontece com o quartzo.

4.1.4 - Brilho

É o aspecto da superfície do mineral quando reflete a luz; segundo essa propriedade, os minerais podem ser agrupados em várias classes; todavia, as mais significativas - para identificá-los são: classe dos minerais de brilho metálico (exemplo: galena-PbS) e classe dos de brilho não metálico (exemplo: calcita -  $CaCO_3$ ).

4.1.5 - Côr

É uma propriedade importante para identificação dos minerais. Os que tem brilho metálico, geralmente se apresentam com a mesma côr, como por exemplo pirita ( $FeS_2$ ), que é sempre amarela. No entanto, a côr dos minerais de brilho não metálico, muitas vezes, não tem valor algum como critério para identificação, como acontece com o quartzo, que se apresenta em cerca de dez cores diferentes (incolor, amarelo, roxo, rosa e etc.). As cores neste mineral resultam de impurezas - contidas na sua estrutura.

4.1.6 - Traço

Constitui a côr do pó fino do mineral e que é constante para cada espécie mineral, nela não influenciando a presença de impurezas. Para ser observada, risca-se uma placa - de porcelana não vitrificada com o material examinado. Como exemplo, podemos citar o mineral pirita ( $FeS_2$ ), que é de côr amarelo-latão e no entanto apresentar traço de côr preta. Assim, o traço é uma propriedade muito utilizada na identificação dos minerais devido à simplicidade de aplicação.

4.1.7 - Magnetismo

A susceptibilidade magnética é uma propriedade - comum a todos os minerais, que a apresentam em diferentes - graus. Alguns minerais, os ferromagnéticos, como por exemplo a magnetita ( $Fe_3O_4$ ) e a pirrotita ( $Fe_5S_6$ ), podem adquirir imantação permanente, o que facilita a identificação por meio de imã.

Pode-se fazer a separação de minerais granulares quando misturados, através de equipamentos dotados de potentes eletro-ímãs de campo magnético variável.

#### 4.2 - Propriedades Químicas

A unidade básica em qualquer estrutura cristalina é o átomo (inclue-se no caso, também o íon, isto é, um átomo com carga elétrica), que poderá, contudo estar associado com outros átomos, em grupo, comportando-se como um todo unitário na estrutura. Os cristais podem ser classificados conforme as ligações existentes entre as unidades estruturais - que o constituem mantendo íntegro o retículo cristalino. São cinco os tipos de ligações: metálica, covalente ou homopolar, iônica ou polar, ligação de Van der Waals e mista.

A estrutura iônica é dominante. O número total das espécies minerais é aproximadamente 2.000, e destas estima-se que 1.800 podem ser consideradas como iônicas.

A estrutura da maioria dos minerais é determinada pelo número e tamanho dos íons específicos que entram na sua composição. Em outras palavras, os fatores que controlam a estrutura iônica são condicionados pela estabilidade geométrica (tamanho e arranjo) e elétrica dos seus componentes (cargas das partículas). Qualquer perturbação exagerada no arranjo, no tamanho ou carga elétrica das partículas, provocará um colapso da estrutura.

A estabilidade implica que o tamanho dos íons e seu arranjo resulte numa estrutura rígida ou seja, cada unidade ocupa uma determinada posição onde serve de apoio a todas as outras unidades vizinhas, formando uma estrutura tridimensional compacta.

Numa estrutura iônica, cada cátion tende a ser envolvido por ânions; o número de ânions capaz de envolver um cátion depende do tamanho relativo de ambos. O tamanho relativo entre eles é expresso pelo quociente ou razão iônica en-

$$\text{razão iônica} = \frac{R_c}{R_a}, \text{ sendo } R_c = \text{raio catiônico}$$
$$R_a = \text{raio aniônico}$$

O número de ânions capaz de envolver um cátion é denominado de número de coordenação do cátion.

O oxigênio é o ânion mais comum da natureza e costuma-se usá-lo como ânion de referência para o número de coordenação, quando este é usado sem qualificação especial.

Muitos cátions ocorrem exclusivamente com um único tipo de coordenação. Outros, como o de alumínio, cuja razão radial se encontra próxima aos limites teóricos entre dois tipos de coordenação, poderá ocorrer nos dois casos indistintamente. Nestes casos, a coordenação é controlada pela temperatura e pressão em que se dá a cristalização. Altas temperaturas e baixas pressões favorecem coordenações baixas, e baixas temperaturas e altas pressões favorecem altas coordenações.

O alumínio serve como exemplo; em altas temperaturas substitui a sílica com coordenação igual a 4; em baixas temperaturas, apresenta coordenação igual a 6, Ex.:  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  e  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$ . Este fenômeno é denominado de isoformismo, que é a substituição total de um elemento por outro, como é o caso de  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  e  $\text{KH}_2\text{AsO}_4$  em que o P e As podem substituir-se mutuamente. Nesse caso, não há mudança da rede cristalina. Entretanto, se um elemento é substituído por outro de tamanho essencialmente diferente, a estrutura da rede cristalina muda e denomina-se este fenômeno de morfotropia.

Denomina-se poliformismo o fenômeno que ocorre - em minerais de mesma composição química que apresentam estruturas reticulares diferentes, como é o caso da grafita (hexagonal) e o diamante (cúbico) ambos compostos por carbono.

Certos minerais, principalmente alguns do grupo

de importância para a geologia de engenharia, pois deles depende o comportamento mecânico dos solos.

#### 5. CARACTERÍSTICAS MAIS COMUNS A SEREM OBSERVADAS

Dã-se a seguir uma sequência de observações a serem feitas em uma amostra, para que seja identificada macroscopicamente, com o auxílio de uma tabela de determinação de minerais (Leinz e Campos, 1977).

A. reconhecer o tipo de brilho do mineral: se é metálico ou não metálico.

B. reconhecer a dureza - é uma propriedade relativa, devendo o mineral ser enquadrado em certos valores na escala de Mohs.

Como escala prática podemos usar:

unha = 2,5; canivete = 5,0; vidro = 5,5 e quartzo = 7,0.

A dureza do mineral será baixa quando estiver entre 1-2; média, entre 3-5 e, alta, acima de 5.

C. reconhecer a cor do traço observado numa placa de porcelana opaca.

D. identificar o hábito do mineral, isto é, a forma como ele normalmente se apresenta, como por exemplo: lamelar, prismática, globular, granular, etc.

E. observar outras propriedades como: magnetismo, plasticidade, maleabilidade, clivagem, fratura, reação com ácido clorídrico diluído, etc.

Com os elementos acima obtidos, recorre-se à tabela de determinação de minerais a fim de selecionar um ou mais minerais que possuam propriedades semelhantes.

Deve-se ter em mente que este é um processo de determinação simplificado, que utiliza apenas propriedades macroscópicas e fáceis de serem observadas, não requerendo praticamente equipamento algum. Para um trabalho mais rigoroso, faz-se necessária a utilização de outras propriedades, como: ópticas, de difração de Raios-X, peso específico, composição

química, etc., obtíveis somente com o uso de equipamentos de análise bastante sofisticados.

#### 6. MINERAIS MAIS COMUNS FORMADORES DAS ROCHAS

Apesar de existirem milhares de espécies minerais, apenas algumas ocorrem em grande frequência. A crosta terrestre é formada predominantemente por seis tipos de minerais: feldspatos (ortoclásio, microlina e plagioclásios), quartzo, piroxênio, anfibólios, micas (biotita e muscovita) e olivina.

##### 6.1 - Feldspatos

Os feldspatos constituem cerca de 50% dos componentes das rochas na crosta. São geralmente de cor clara e possuem duas clivagens boas. Eles são de três tipos conforme sua clivagem, composição e estrutura cristalina.

6.1.1 - Ortoclásio (significa em grego fratura reta), em que as clivagens formam entre si ângulo de  $90^\circ$ . O ortoclásio é um alumino-silicato de potássio, de cor branca ou rosada, com dureza 6 (composição química =  $KAlSi_3O_8$ );

6.1.2 - Plagioclásio (significa em grego fratura oblíqua) com clivagens que formam ângulos de aproximadamente  $86^\circ$ . São exemplos: albita ( $NaAlSi_3O_8$ ) de cor branca; anortita ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) de cor cinza esverdeada e as misturas isomórficas entre elas.

6.1.3 - Microclina, tem a mesma composição que o ortoclásio, porém com estrutura cristalina diferente. Sua cor é creme leitosa podendo também se apresentar com cores avermelhadas ou verdes.

Os feldspatos são usados em cerâmica, para fabricação de porcelanas, vidros, esmaltes, etc. A decomposição dos feldspatos pelos processos naturais de alteração, que ocorrem na superfície da Terra (Intemperismo), leva à produção de vários tipos de argilas.

### 6.2 - Quartzo (SiO<sub>2</sub>)

Depois dos feldspatos, é o mineral mais abundante da crosta terrestre. Possui originalmente forma prismática, hexagonal. O quartzo é geralmente de aspecto vítreo, incolor, ou colorido de amarelo pálido (quartzo citrino). Não apresenta clivagem e quebra-se da mesma forma que o vidro, produzindo fraturas com superfícies côncavas (fratura conchoidal). Na Escala de Mohs tem dureza 7 e risca o aço. Ocorre em abundância nos granitos, gnaisses e areias. No granito, ocorre junto ao feldspato que é leitoso e tem clivagem, enquanto o quartzo tem aspecto límpido, de vidro quebrado e não cliva.

### 6.3 - Piroxênio

Possue um aspecto prismático como mostra a Figura 8.

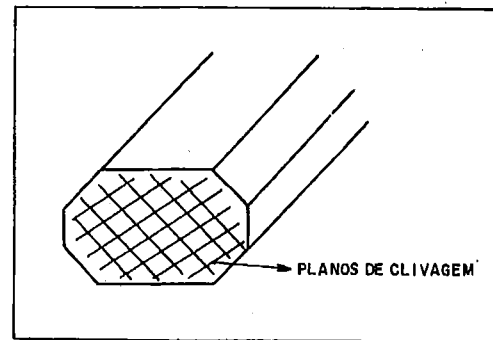
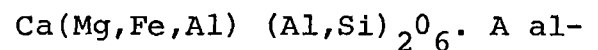


Figura 8

São silicatos ferro-magnesianos, podendo conter também cálcio em sua fórmula química, como por exemplo: (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> (hiperstênio) ou CaMg(SiO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (diopsídio).

O piroxênio mais comum das nossas rochas ígneas basálticas é a augita, cuja fórmula é:



A limonita é a responsável pela cor castanha da "terra roxa", produto da decomposição dos basaltos e rochas similares.

### 4. Anfibólios

Possuem aspecto prismático achatado como mostra a Figura 9. Os anfibólios como os piroxênios são silicatos de cálcio, ferro, magnésio e alumínio, de fórmulas químicas

bastante complexas. Podem ser citados como exemplos, a tremolita, Ca<sub>2</sub>Mg<sub>5</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub> e a mais comum hornblenda NaCa<sub>2</sub>(Mg,Fe,Al)<sub>5</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>.

Possuem certa facilidade de clivar em ângulos aproximados de 124 a 56°.

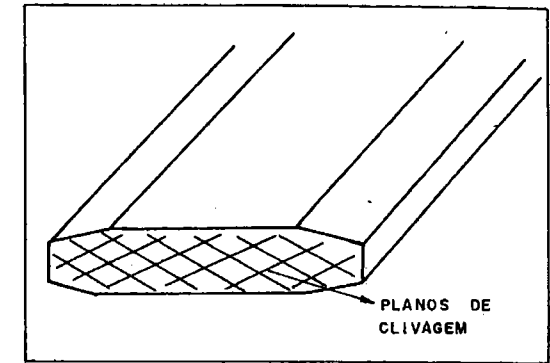


Figura 9

### 6.5 - Micas

Há dois tipos principais de micas: a muscovita e a biotita.

Muscovita é incolor (KAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>) e biotita é preta (K(Mg,Fe)<sub>3</sub>AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>). Ambas são componentes normais das rochas ígneas ácidas como os granitos. A muscovita é usada industrialmente como isolante térmico e elétrico.

As rochas sedimentares ricas em mica, bem como os solos residuais de granitos e gnaisses ricos desse mineral não oferecem boa compactação.

### 6.6 - Olivinas

São silicatos ferro-magnesianos (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>. Formam séries isomorfas em todas as proporções de Fe e Mg. Ocorrem em muitas rochas ígneas pobres em sílica. São de cor escura esverdeada.

### 6.7 - Argilas

São silicatos com estruturas cristalinas de forma laminar, placóide, com radicais hidroxila. Ex.: caolinita (Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)Al<sub>2</sub>(OH)<sub>4</sub>. Os grupos principais de argilas são as caolinitas, ílitas e montemorilonitas. Todas as argilas absorvem água em maior ou menor grau, sendo portanto, expansivas.

As montemorilonitas são as que se destacam quanto a este caráter. A bentonita é o nome comercial da montemo-

rilonita impura.

As argilas são importantíssimas em engenharia, dada a sua alta porosidade e expansibilidade.

São usadas na forma de lama, como suporte em escavações e também em cortinas impermeabilizantes.

São muitas vezes evitadas em fundações, dada a possibilidade de condicionarem recalques elevados.

#### 6.8 - Calcita e Dolomita

Ambos carbonatos, geralmente constituintes de rochas metamórficas, mármore, ou rochas sedimentares, calcáreos. É comum se apresentarem como cimento detrítico de outras rochas. Sua origem está relacionada a atividade orgânica ou alteração de rochas ígneas, geralmente básicas.

O primeiro possui fórmula genérica  $\text{CaCO}_3$  e o segundo  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Quando puros são incolores, geralmente brancos e opacos, com brilho vítreo característico, raramente transparentes. São facilmente riscados com estilete de ferro, porém não com a unha. Ópticamente possuem altíssima birefringência. A calcita é facilmente atacada por ácido clorídrico diluído ou muriático; a dolomita reage com ácido mais concentrado; ambas atacadas pelo ácido, libertam  $\text{CO}_2$ .

A calcita possui tipicamente a forma romboédrica, que se mantém nos fragmentos menores após o fraturamento. A clivagem fácil é uma de suas características mais notáveis.

#### 6.9 - Hematita

Normalmente apresenta a fórmula  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Tem cor negra, brilho metálico, hábito hexagonal constituindo a forma mais comum de minério de ferro contido em rochas metamórficas. A típica cor do risco sobre a porcelana é avermelhada.

Em casos excepcionais ela pode se originar primariamente de bactérias, que pelo metabolismo foram capazes de concentrar o ferro sob a forma de óxidos e hidróxidos em áreas litorâneas. Durante o processo de metamorfismo é eliminado o hidrogênio.

A hematita está geralmente associada a sedimen-

tos granulares (arenitos) que após o metamorfismo passam a formar rochas quartzíticas.

#### 6.10- Magnetita

Como a hematita, é um óxido de ferro de composição química similar  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , de hábito octaédrico e cor negra metálica. Encontra-se tanto sob a forma de massas agrupadas e acumuladas compactas, como em grãos soltos de depósitos arenosos.

Separa-se facilmente de outros materiais graças a sua propriedade magnética. Seu traço é negro sobre a porcelana e sua dureza é próxima a do vidro (5). É encontrada em rochas ígneas básicas, basalto e diabásio (conhecidas, essas rochas, vulgarmente como pedra de ferro) e em rochas metamórficas.

#### 6.11- Pirita

É também conhecida como ouro dos bobos ("fools gold") graças a seu aspecto metálico e cor amarela. É um simples sulfeto de ferro ( $\text{FeS}_2$ ), podendo conter arsênio e ouro como impurezas mais comuns. Tem hábito cúbico, traço negro sobre a porcelana e dureza pouco superior ao vidro. Constitui-se componente frequente das rochas ígneas claras (granito) e rochas metamórficas correspondentes (migmatitos e gnaisses).

#### 6.12 - Limonita

Mineral tipicamente resultante da alteração de rochas, constitui importante cimento da parte basal do solo. É o responsável normal da coloração avermelhada dos solos e rochas sedimentares detríticas.

Quando concentrado se apresenta em massas irregulares e concreções duras de cor castanha escura às vezes avermelhada, englobando areia e fragmentos granulares grosseiros de quartzo. Nestas condições recebe o nome de laterita ou canga (na língua indígena, tapio-canga e em inglês: "dury crusts" ou "hard pan") podendo chegar a apresentar dureza alta, próxima a do vidro (5). Dado seu caráter secundário pode, conter -

várias moléculas de água em sua composição química ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) passando a se apresentar nessa forma (baixa dureza) às vezes pulverulenta, amarelada, com aspecto de solo.

#### 6.13 - Apatita (F, Cl) $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$

É mineral abundante na natureza, encontrado principalmente em rochas ígneas de granulação grossa (pegmatíticas) ou em calcários próximos a essas rochas.

Os cristais são de hábito prismático curto, grossos a tabulares e às vezes sob a forma de finas agulhas. Quando sem forma definida, em geral formam agregados granulosos e fibrosos.

Suas formas e cores variadas a confundem com outros minerais.

Tanto pode ser transparente como translúcida ou opaca.

A sua coloração é muito variável também, com traço tipicamente branco.

Sua dureza é 5 e peso específico 3,2.

Em geral, na forma cristalina, apresenta-se hexagonal de brilho vítreo.

É de importância na fabricação de adubos.

#### 6.14 - Ilmenita - $\text{FeTiO}_3$

Dureza 5 a 6 e peso específico 4,5.

É um dos principais constituintes do minério de titânio, formando massas negras de maior ou menor porte, brilho metálico, com traço negro a castanho avermelhado.

Ocorre em rochas metamórficas, migmatíticas e gnáissicas, associada à magnetita, ou em grãos pequenos de forma tabular ou em palheta, em depósitos fluviais (aluviões) ou sedimentos soltos das praias.

### III. ROCHAS

#### 1. INTRODUÇÃO

Rochas são agregados naturais e multigranulares formados por uma ou mais espécies minerais e/ou mineralóides. Geralmente as rochas apresentam como corpos maciços que constituem partes importantes da crosta terrestre.

Rochas como o mármore, formado por cristais de calcita, assim como a gipsita, contendo apenas cristais de gesso, são exemplos significativos de rochas compostas por uma única espécie mineral.

Por outro lado, na composição dos granitos entram várias espécies minerais, tais como; quartzo e feldspato, como constituintes essenciais, mica, hornblenda, zircão, como acessórios.

O carvão, de grande importância econômica como fonte de energia, constitui um exemplo bem representativo de rocha contendo mineralóide na composição.

#### 2. IMPORTÂNCIA DAS ROCHAS NA ENGENHARIA

A Engenharia Civil pode utilizar as rochas e os maciços rochosos como: suporte para obras (fundações) ou como meio físico que abriga construções no seu interior (túneis e reservatórios subterrâneos) e ainda como material de construção (rocha britada).

Em vista disso, há necessidade de se conhecer a natureza, composição e estrutura da rocha, bem como suas propriedades físicas, químicas e o seu eventual estado de alteração.

Em fundações procura-se apoiar as grandes obras, como barragens, usinas e pontes diretamente sobre os maciços rochosos. No caso específico de fundações de barragem, uma propriedade geotécnica muito importante é a permeabilidade do maciço rochoso em relação a água, uma vez que se forem muito permeáveis exigem custosas obras de impermeabilização, para que não ocorra fuga de água no reservatório ou instabilidade

da obra.

Na construção de estradas, ao se efetuar corte há necessidade de se conhecer perfeitamente o maciço rochoso para fins de aplicação de uma boa técnica de escavação e consequente estabilização dos taludes resultantes.

Como material de construção, usa-se rocha fragmentada como agregados (na preparação de concretos e argamassas, na pavimentação) ou blocos para proteção de taludes contra ação erosiva das águas. Assim, faz-se necessário conhecer algumas propriedades da rocha relativas a resistência a alteração, reatividade com o cimento, adesividade ao betume e resistência ao desgaste mecânico.

### 3. PROCESSOS FORMADORES DE ROCHAS

A formação de uma rocha, qualquer que seja o seu tipo genético, envolve uma multiplicidade de fatores e uma interação de processos decorrentes da própria evolução da Terra. A fim de facilitar ao leitor a compreensão dos fenômenos envolvidos e permitir-lhe desde já uma visão preliminar de tais processos, apresentar-se-á, em caráter introdutório e resumido, a sequência de eventos diretamente responsáveis pela gênese dos diferentes grupos de rochas que ocorrem na crosta terrestre ou seja rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Nos itens 5, 6 e 7 tratar-se-á especificamente de cada um desses grupos rochosos, sob diferentes aspectos, como: gênese, estrutura, textura, composição, propriedades e condições de alteração, a fim de caracterizá-los adequadamente.

As rochas ígneas são resultantes da consolidação por resfriamento de material em estado de fusão (magma) formado no interior da Terra. Essa consolidação, quando se dá no interior da crosta, o resfriamento é mais lento gerando rochas denominadas ígneas intrusivas das quais o granito é um exemplo bem conhecido. Quando o magma chega à superfície através de erupções, se dá uma consolidação mais rápida formando rochas denominadas ígneas extrusivas, sendo os basaltos as mais representativas deste tipo.

Todavia, os processos envolvidos na formação das

rochas sedimentares são de natureza bem diversa, pois compreendem compactação e cimentação de material fragmentado ou precipitação de material em solução. Um arenito constitui-se num dos tipos mais característicos de rocha sedimentar fragmentária, tendo como componentes principais grãos de areia unidos por material cimentante.

No entanto, a gipsita é resultante de precipitação de cristais de sulfato de cálcio unidos entre si, porém sem material cimentante.

Transformações de rochas pré-existent por ação de calor, pressão e fluídos geram um terceiro tipo de rochas com características próprias conhecidas por rochas metamórficas, das quais o xisto, formado por minerais placóides dispostos numa mesma orientação a maneira de folhas superpostas, é um exemplo típico.

### 4. METODOLOGIA DE ESTUDO

No exame acurado para fins de reconhecimento e classificação, utiliza-se de uma metodologia devidamente apropriada, macroscópica, microscopia petrográfica e análise química.

Face aos objetivos que se pretende alcançar serem menos abrangentes, serão considerados apenas os aspectos referentes às observações macroscópicas, normalmente realizadas em amostras de mão. Assim, para cada um dos três grandes grupos de rochas, serão considerados elementos referentes a: gênese, composição, cor, textura, estrutura e finalmente classificação.

A composição diz respeito a partículas constituintes que podem ser minerais nas rochas cristalinas (metamórficas e ígneas) e/ou minerais e fragmentos nas rochas sedimentares.

A cor apresenta maior importância no estudo das

rochas cristalinas, uma vez que tem estreita relação com os componentes minerais.

A textura refere-se à organização interna da rocha quanto à disposição, ao tamanho e à forma das partículas que a compõem. Assim sendo, constitui-se em observação de fundamental importância.

A estrutura, por sua vez, diz respeito aos aspectos maiores da rocha, envolvendo não só a textura como também fenômenos que ocorreram durante e após a formação da rocha. As fraturas das rochas constituem um bom exemplo de estruturas de grande importância para a engenharia civil.

A classificação tem por finalidade enquadrar a rocha no grupo mais específico possível, a fim de orientar o exame das suas propriedades geotécnicas para avaliação das possibilidades do seu emprego na Engenharia.

### 5. ROCHAS ÍGNEAS

As rochas ígneas são também denominadas magmáticas por serem resultantes da solidificação por resfriamento de material magmático proveniente de zonas superaquecidas existentes no interior da Terra. Essas rochas podem apresentar características bem diversas, decorrentes principalmente da composição do magma e da velocidade em que ele se solidifica.

#### 5.1 - Gênese

O estudo da origem das rochas ígneas está intimamente ligado ao conhecimento do magma e suas diferentes formas de ocorrência. O magma ocorre no Revestimento Superior da Terra (camada B, Figura 10) e será melhor entendido quando considerado como um líquido quente, viscoso, no qual elementos como magnésio, ferro, cálcio, sódio e potássio ocorrem como cátions, em solução iônica balanceada eletrostaticamente com ânions de tetraedros de silício-oxigênio.

O magma mantém as propriedades de um líquido, das quais a fluidez é a mais importante. Dessa forma, mesmo con-

tendo gases e partículas sólidas em suspensão, tais como cristais ou fragmentos de rochas, sua fluidez ou mobilidade não é significativamente afetada.

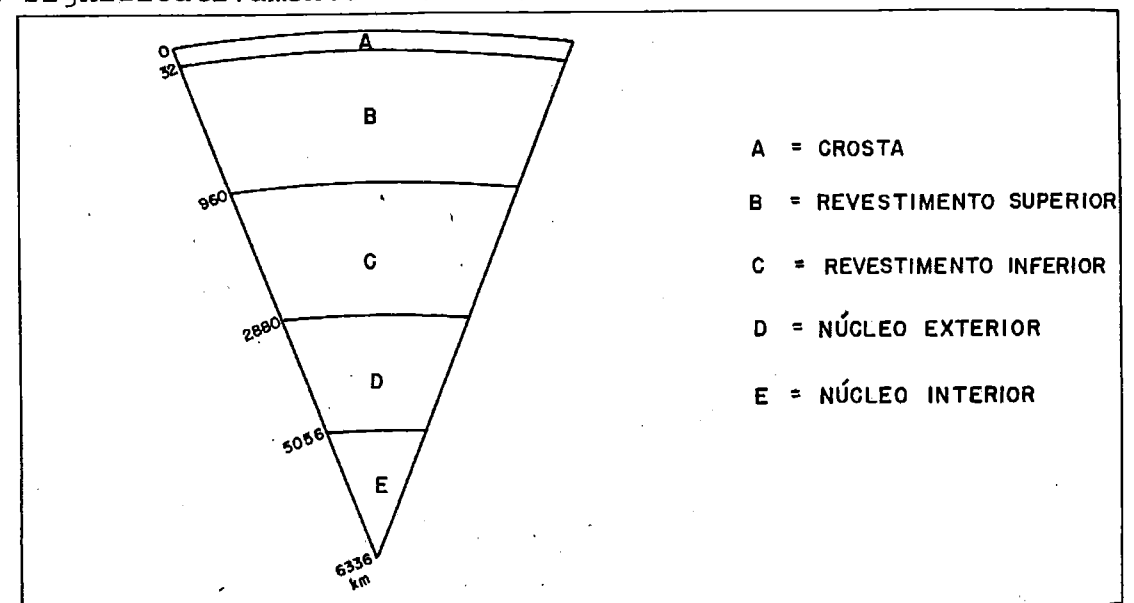


Figura 10

A faixa de temperatura dos magmas, da ordem de 600°C a 1.400°C, é determinada através de simulação em laboratório ou, eventualmente, por medição direta em crateras de vulcões. Os fatores que controlam a temperatura são: composição, profundidade (pressão) e presença de água.

Os magmas que contêm maiores proporções de magnésio e ferro, conhecidos como magmas básicos ou basálticos, só podem existir à temperaturas acima de 1.000°C; por outro lado, os que contêm pouco ferro e magnésio e grande quantidade de silício, sódio e potássio, conhecidos como magmas ácidos ou graníticos, podem ocorrer à temperaturas inferiores a 1.000°C. Magmas de mesma composição, quando um deles contém água, mesmo em pequenas quantidades, cristalizar-se-a sob menor temperatura.

#### 5.1.1 - Magmatismo

Entende-se por magmatismo as diferentes maneiras de mobilização e solidificação do magma, resultando na formação dos corpos rochosos ígneos.

O magma apresenta-se sempre com densidade menor



que a dos materiais que o circundam, na região em que é gerado. Dessa forma, ele tende a subir para as partes mais superficiais da crosta deslocando as rochas vizinhas, lateral ou verticalmente, as vezes englobando blocos dessas rochas.

Durante a ascensão, o magma pode atingir ou não a superfície terrestre ou os assoalhos oceânicos; assim, simplificada, pode-se considerar a existência de dois processos fundamentais de magmatismo; um intrusivo, quando a solidificação do magma se processa no interior da crosta e, outro extrusivo, na forma de lava que se solidifica à superfície.

a. Magmatismo Extrusivo ou Vulcanismo

Uma das manifestações mais impressionantes da natureza é representada pelo magmatismo extrusivo na forma de erupções vulcânicas (Figura 11). Esses extravasamentos do magma se processam através de orifícios de forma mais ou me-

solidificado em suas proximidades, dando origem a um vulcão. A forma tipicamente cônica apresentada pelos vulcões está relacionada ao extravasamento concentrado a partir de um orifício e à acumulação em sua vizinhança.

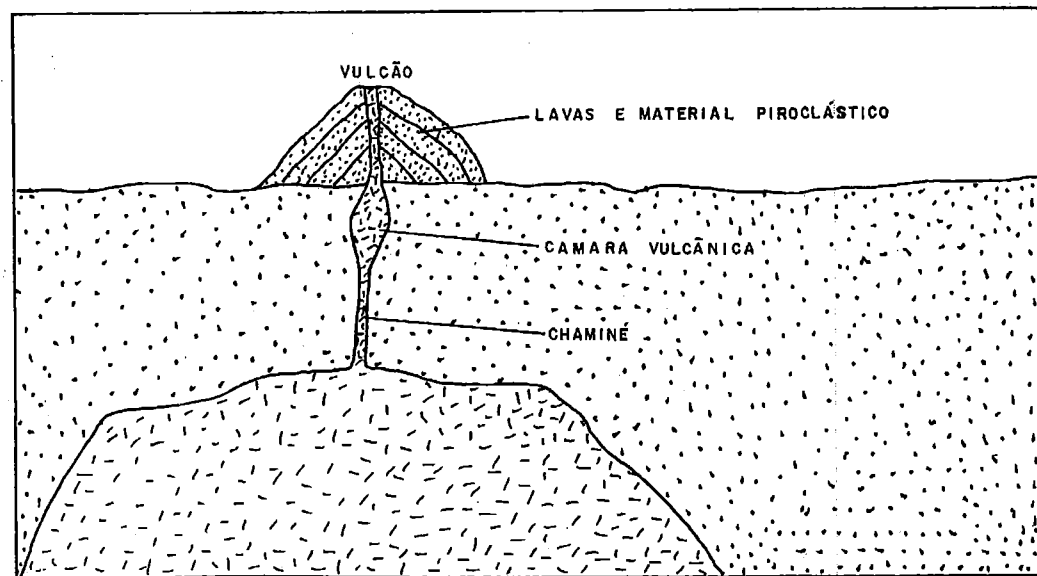


Figura 11

Esse extravasamento pode ser explosivo quando o magma contém água e gases, ejetando cinza, material vulcânico fragmentado (piroclastos) e a própria lava. Magmas de baixo teor em água e gases fluem mais lentamente. Assim, os cones vulcânicos podem ser constituídos totalmente por lava consolidada, apenas por material sólido ejetado ou por misturas desses materiais.

Deve-se assinalar que o crescimento de um cone vulcânico se processa através de várias erupções de diferentes composições, como por exemplo tem acontecido com o Vesúvio, vulcão historicamente conhecido, localizado no sul da Itália.

Quando o magma se extravasa por grandes fissuras da crosta, na forma de fluxo de lava, originam-se corpos rochosos tabulares denominados derrames de lavas. O exemplo mais significativo de tal ocorrência é encontrado no sul do Brasil, onde o magmatismo básico, com mais de uma dezena de derrames sucessivos, ocupa uma área superior a um milhão de km<sup>2</sup>. Este derrame é considerado como o de maior amplitude da

As rochas resultantes do magmatismo extrusivo, decorrentes de um resfriamento rápido que ocorre nas condições de superfície, como acontece com os basaltos, são constituídas por minerais de pequena dimensão, geralmente microscópicos.

Quando o resfriamento é extremamente rápido a rocha resultante pode ser constituída parcial ou totalmente por material não cristalino, denominado vidro vulcânico.

A parte superior do derrame de lava exposta ao ar, sofre rápido resfriamento consolidando-se em primeiro lugar formando uma película. Os gases contidos na massa de lava, em razão de sua baixa densidade, deslocam-se para a parte superior do derrame e ali ficam retidos pela mencionada película, formando horizontes de vesículas. Esses horizontes poderão se constituir em rochas inadequadas, quando sobre eles se assentam obras cívicas de grande porte, exigindo portanto estudos acurados e tratamentos adequados, Figura 12.

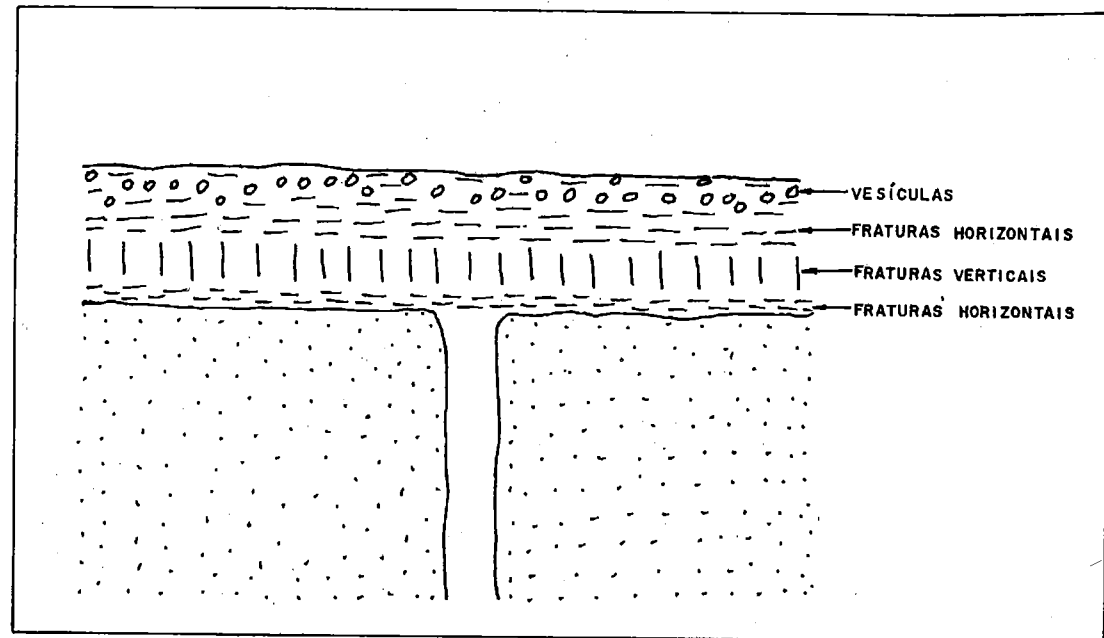


Figura 12

Em razão do rápido resfriamento da lava na parte externa e do resfriamento mais lento do seu interior, surgem dois tipos de fraturamento (juntas ou diaclases) nas massas basálticas. Na parte superior o fraturamento é do tipo horizontal, na mesma zona onde há o acúmulo de bolhas de gás (zona vesicular); na parte central do derrame ocorre um sistema de juntas isolando blocos prismáticos dispostos geralmente

diaclasamento horizontal de menor espessura.

O fraturamento natural do basalto é produzido pela contração causada pelo resfriamento da lava.

b. Magmatismo Intrusivo ou Plutonismo

À mobilização e solidificação do magma nas mais diferentes profundidades no interior da crosta geram corpos rochosos intrusivos.

De uma maneira geral, as rochas ígneas intrusivas apresentam características que estão associadas à velocidade de resfriamento do magma, que por sua vez depende da pro-

fundidade em que o fenômeno ocorre.

A medida que a profundidade aumenta, o resfriamento é mais lento e como consequência tem-se rochas formadas por minerais de maior granulação. Assim, as rochas denominadas diabásios, produtos do resfriamento de magmas básicos a pequena profundidade, apresentam composição mineralógica semelhante aos basaltos, porém com granulação maior em torno de um milímetro. Todavia, esses mesmos magmas quando consolidados a grandes profundidades geram os gabros que são rochas formadas por minerais de granulações centimétricas.

A erosão profunda de antigas cadeias montanhosas revela a existência de corpos rochosos cristalinos, provenientes da consolidação de magma provindo de regiões mais profundas.

A entrada do magma numa determinada região sob a superfície da Terra, chamada de intrusão magmática, gera corpos rochosos com diferentes formas geométricas (Figura 13). Tais processos ainda não se encontram perfeitamente esclarecidos, porém as formas de alguns corpos especialmente os menores e sua interrelação com as rochas adjacentes (rochas encaixantes), claramente demonstram sua natureza intrusiva.

Corpos ígneos básicos tabulares, de caráter vertical a "sub-vertical", conhecidos por diques, cruzam as ro-

chas intrusivas, cujo magma parece ter sido injetado horizontalmente nas massas rochosas adjacentes. Alguns destes, de composição básica, poderão apresentar centenas de metros de espessura e se estender lateralmente por centenas de quilômetros. É com essas formas tabulares que ocorrem os diabásios.

Uma característica da maioria dos corpos intrusivos de grande profundidade é a de serem constituídos por grandes massas individuais denominadas de plútons que, em conjunto, formam corpos maiores chamados batólitos. Apesar de variar a composição mineralógica, a maioria dessas intrusões é de rochas graníticas. Outra característica, é aflorarem em grandes áreas, de centenas a milhares de km<sup>2</sup>.

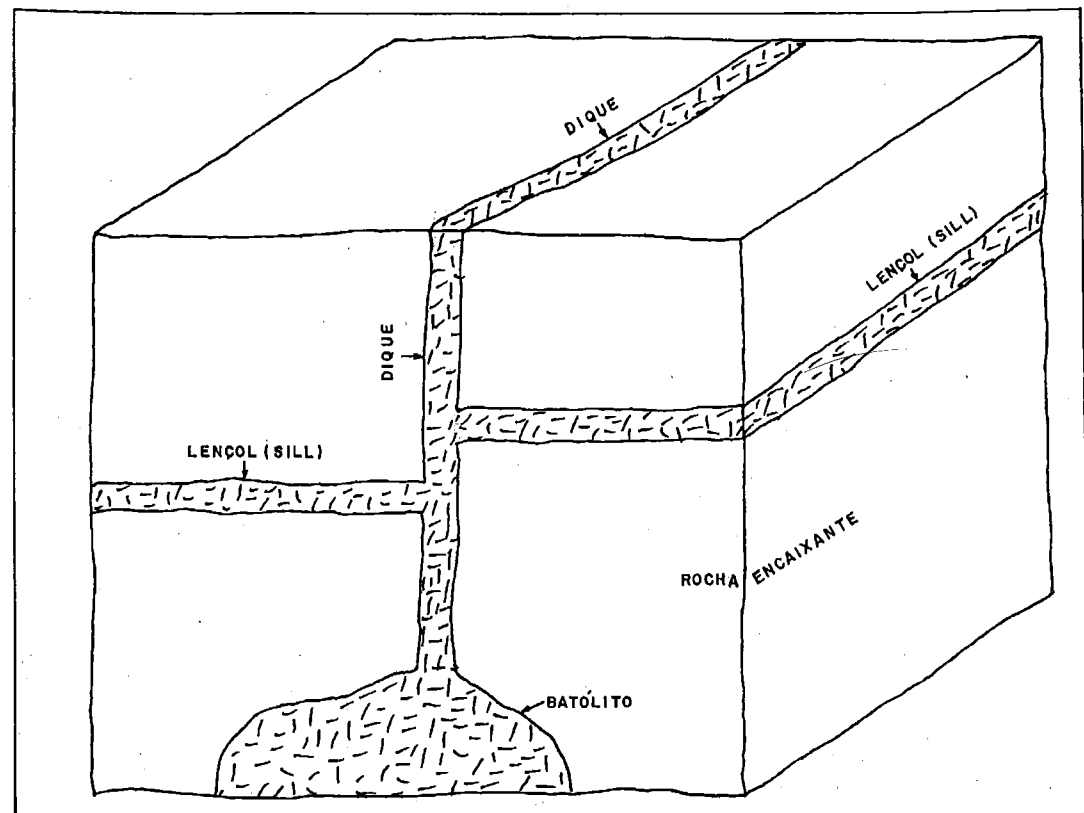


Figura 13

Cumprе ressaltar que tanto os batólitos como os plútons, ao se intruam na crosta, produzem enormes deformações nas massas rochosas vizinhas, fragmentando-as, comprimindo-as e modificando sua composição por ação dos fluidos - provindos do magma. Em muitos casos, o próprio magma é influenciado e contaminado pelo material que se encontra nas vizinhanças. Nesses contatos, são comuns concentrações minerais de interesse econômico.

#### 5.1.2 - Cristalização do Magma

A medida em que se dá o abaixamento da temperatura, a cristalização do magma se caracteriza por um processo - contínuo de reação entre os primeiros cristais formados e o material ainda em estado de fusão. Essa cristalização, simplificada, ocorre de duas maneiras, uma de reação contínua e outra descontínua, denominadas Séries de Bowen.

A série de reação contínua se caracteriza por soluções sólidas, pela qual cristais previamente formados variam sua composição ininterruptamente por meio da reação com o re-

síduo ainda em fusão. É o que ocorre com os feldspatos do grupo dos plagioclásios.

Na série de reação descontínua, os minerais formados não constituem soluções sólidas, podendo reagir total ou parcialmente com o resíduo em fusão. Os minerais escuros, contendo ferro e/ou magnésio obedecem essa série de reação.

Como se observa na Figura 14, onde estão representadas as duas séries de reação, os últimos minerais que se formam no processo de cristalização magmática são o ortoclásio, a muscovita e quartzo.

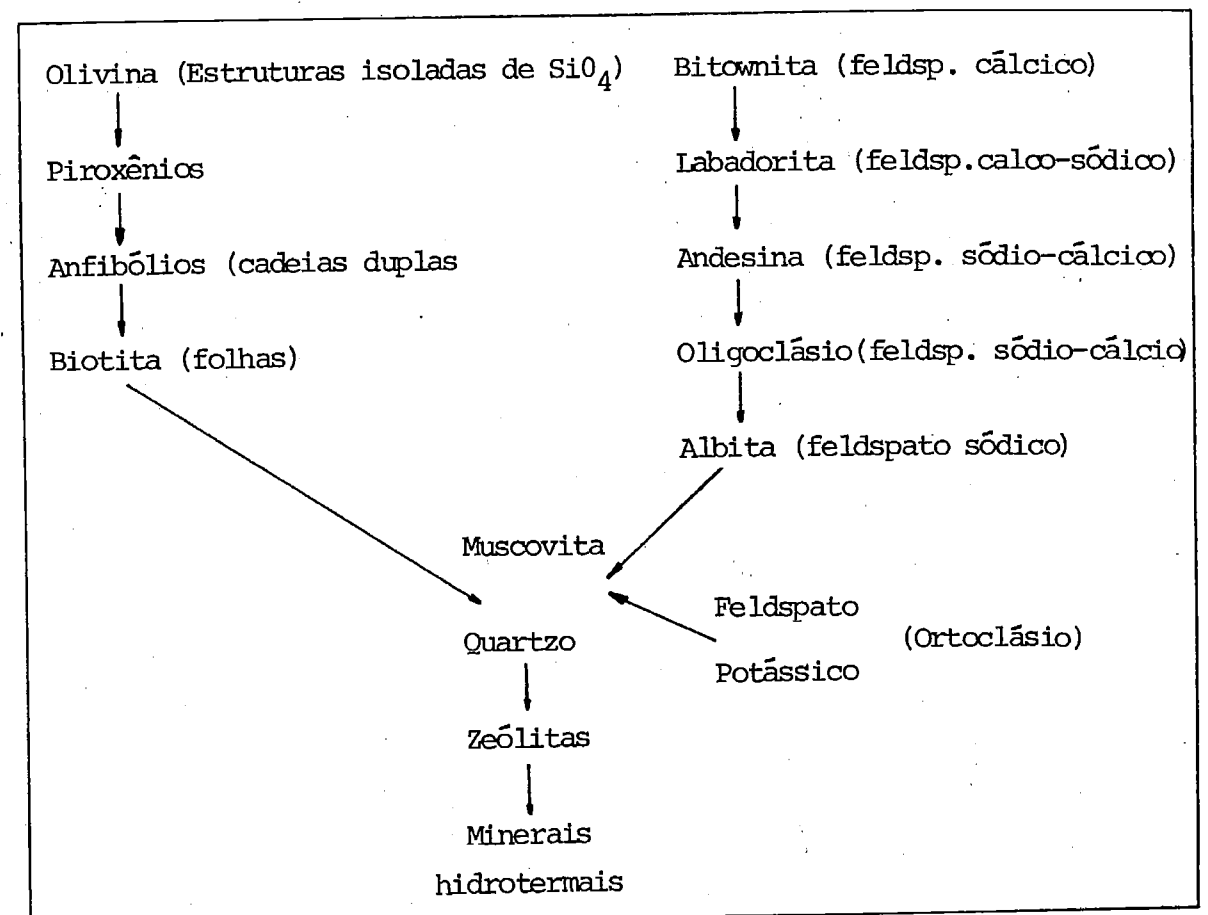


Figura 14

Na fase final da cristalização magmática, havendo teor elevado de fluidos, pode vir a se formar um tipo de rocha denominada pegmatito. Caracteriza-se por apresentar cristais de grandes dimensões (que atingem dezenas de centímetros) e ocorrência na forma de veios.

## 5.2 - Aspectos e Propriedades Distintivas das Rochas Ígneas

As propriedades que serão descritas, dentro da orientação que norteia a presente obra, correspondem ao mínimo necessário que é utilizado para o reconhecimento macroscópico e classificação preliminar das rochas ígneas.

### 5.2.1 - Cor

A cor de uma rocha ígnea depende das cores dos minerais que a compõem e das proporções relativas entre os escuros e claros. Assim, tal característica pode ser expressa semi-quantitativamente da seguinte maneira:

- a. escura - mais de 60% de minerais escuros - Rocha Melanocrática;
- b. intermediária - entre 40% e 60% de minerais escuros - Rocha Mesocrática;
- c. clara - menos de 40% - Rocha Leucocrática.

### 5.2.2 - Textura

A textura dessas rochas, a ser considerada, refere-se somente ao tamanho dos minerais componentes. Dessa forma, poderão ser observadas as seguintes texturas:

- a. afanítica - quando não se consegue distinguir os minerais a olho nú;
- b. fanerítica - quando os minerais são visíveis. Se os minerais forem de tamanhos aproximadamente iguais, a textura será fanerítica e equigranular; se de tamanhos sensivelmente variados, será fanerítica inequigranular;
- c. porfirítica - quando alguns cristais de tamanho maior e bem formados (fenocristais), se sobressaem em relação aos outros minerais ou vidro vulcânico, formadores da rocha.

Portanto, pode ocorrer textura porfirítica em massa afanítica ou em massa fanerítica.

### 5.2.3 - Estruturas

As estruturas mais comuns e de maior importância para Engenharia, que ocorrem nas rochas ígneas, são as vesículas, as amígdalas e as fraturas.

- a. vesículas são cavidades formadas pela retenção de gases durante o processo de solidificação do magma;
- b. amígdalas são vesículas preenchidas por minerais secundários;
- c. fraturas são estruturas que compartimentam o maciço rochoso, que podem se apresentar diferentemente espaçadas e preenchidas ou não por material secundário.

### 5.2.4 - Composição

Dentre os minerais constituintes das rochas ígneas, distingue-se os essenciais e os acessórios. Assim, diferentes associações de minerais essenciais é que caracterizam tipos diversos de rochas ígneas, enquanto os minerais acessórios podem ou não ocorrer nessas rochas, razão porque não são usados para fins de classificação.

Os minerais frequentemente encontrados nas rochas ígneas são: feldspatos, quartzo, piroxênios, anfibólios, micas, magnetita, ilmenita e pirita.

Alguns minerais formam 100% de certas rochas ígneas, como por exemplo anortosito, formado quase que exclusivamente pelo plagioclásio chamado anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ); outro exemplo é o dunito, rocha composta quase que exclusivamente de olivina ( $\text{Mg,Fe}_2\text{SiO}_4$ ).

Deve-se ressaltar que a maioria das rochas ígneas são compostas por 2 ou 3 espécies de minerais essenciais. Estudos estatísticos de mais de 100 exemplares de rochas ígneas, de um grupo que possui quartzo (super-saturada), deram os seguintes resultados, relativos à composição mineralógica média: quartzo 12,0%; feldspato 59,5%; piroxênio e hornblenda - 16,8%; biotita 3,8%; ilmenita e titanita 1,5%; apatita 0,6% e outros minerais 5,8%. Outro aspecto importante a ser ressal-

tado, é que as rochas ígneas são constituídas essencialmente por minerais silicáticos.

### 5.3 - Classificação

Através da associação dos aspectos anteriormente descritos, como cor, textura e composição mineralógica, é possível organizar uma classificação macroscópica simplificada, expressa na Tabela 4, que tem se mostrado suficiente aos engenheiros civis. Grupos de rochas menos comuns e rochas de granulação muito fina serão de difícil classificação para o engenheiro, devendo portanto recorrer a um especialista.

Sequência de observações a serem feitas para uso da Tabela 4.

Na primeira coluna da Tabela 4, estão indicados os tipos e subtipos de textura.

*Fanerítica* - quando as rochas são formadas por grãos cristalinos de diâmetro superior a cerca de 5mm (rochas de grão grosseiro) ou compreendido entre cerca de 5mm e 1mm (rochas de grão médio).

*Granular* - rochas sensivelmente equigranulares.  
*Porfirítica* - Rochas com fenocristais.

*Microfanerítica* - quando as rochas são formadas total ou principalmente por grãos cristalinos visíveis macroscopicamente, de diâmetro inferior a cerca de 1mm (rochas de grão fino).

*Microgranular* - rochas sensivelmente equigranulares.

*Microfírica* - rochas com fenocristais.

*Afanítica* - quando as rochas são formadas total ou principalmente por grãos que não se distingue macroscopicamente.

*Vítrea* - Quando as rochas são formadas por vidro.

Atendendo à composição mineralógica essencial e, portanto implicitamente à composição química, consideram-se as seguintes famílias de rochas ígneas:

a. Rochas em que o feldspato principal é o ortoclásio (ou sanidina, microlina ou micropertita):

- família dos granitos (com quartzo);
- família dos sienitos (sem quartzo);
- família dos sienitos nefelínicos (sem quartzo, com nefelina).

b. Rochas em que o feldspato principal é plagioclásio "sódico" (ex.: andesina):

- famílias dos dioritos (sem quartzo) e dos quartzodioritos (com quartzo).

c. Rochas em que o feldspato principal é plagioclásio "cálcico" (ex.: labradorita):

- família dos gabros (sem quartzo).

d. Rochas sem feldspato:

- família dos peridotitos.
- família dos hornblenditos e piroxenitos.

As rochas vítreas podem formar-se a partir de magmas de várias composições químicas, que em outras condições de solidificação originariam rochas diferenciáveis pela composição mineralógica e correspondendo a diferentes famílias. São referidas por designações gerais, como obsidianas, abrangendo rochas de composição química correspondente a mais de uma família.

As indicações referentes à cor que constam da Tabela 4, correspondem, de maneira geral e sem pretensões de rigor, a diferenças de composição mineralógica.

Assim, as rochas leucocráticas, de cor clara (branca, cinzenta-clara, vermelha), são em geral rochas em que predominam nitidamente minerais claros. Ao contrário, nas rochas melanocráticas, ou de cor escura (cinzenta-escura, verde-escura ou negra), predominam geralmente minerais escuros. As rochas mesocráticas, ou de cor "média" (cinzenta média, verde média ou clara), tem vulgarmente composição mineralógica intermediária entre a das rochas feldspáticas ou quartzofeldspáticas e as formadas principalmente por minerais escuros.

Trata-se porém apenas de indicações de ordem geral. Com efeito, por exemplo, os feldspatos podem ter pigmentação escura, comunicando cor escura a rochas feldspáticas ou quartzo-feldspáticas e, como já se fez notar, as rochas formadas essencialmente por olivina (dunitos) tem cor relativamente clara (amarelada).

O critério "cor" não tem qualquer valor para distinguir entre rochas vítreas correspondentes a diferentes famílias. Com efeito, os vidros vulcânicos formados a partir de magmas fortemente silícicos podem ser muito escuros ou mesmo negros.

A identificação do grupo textural a que pertence um exemplar de rocha é fácil nos casos típicos, mas pode tornar-se duvidosa em casos de transição. Assim, por exemplo, as rochas faneríticas mais finas confundem-se com as microfaneríticas formadas por grãos cujo diâmetro seja predominantemente igual ou próximo do limite máximo destas (lmm). Analogamente, poderão surgir casos de dúvida entre rochas microfaneríticas e afaníticas, se bem que muitas vezes, como se verá, existem outras diferenças que ajudam a distinção.

Por outro lado, a proporção de fenocristais nas rochas porfiríticas é muito variável. Deste modo, quando, nas rochas microfaneríticas porfiríticas (microfíricas), a proporção de fenocristais se aproxima de 50%, o aspecto geral assemelha-se já bastante ao das rochas faneríticas correspondentes e, se é ainda superior, torna-se francamente fanerítica. Casos de dúvida entre pórfiros microfaneríticos e rochas afaníticas são relativamente frequentes.

A distinção entre as rochas vítreas e as restantes é, por definição, fácil, visto que a designação só se usa quando o vidro é visível. A designação de obsidiana emprega-se mesmo que a rocha contenha alguns cristais. Aqui, como em outros exemplos citados, casos haverá em que a inclusão em um ou outro dos grupos texturais indicados na Tabela 4, poderá ser duvidosa e dependerá até certo ponto da experiência e opinião do observador.

**CLASSIFICAÇÃO DAS PRINCIPAIS ROCHAS ÍGNEAS**

| TEXTURA         |               | FAMÍLIAS SEGUNDO A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA |                      |  |                             |   |                    |   |
|-----------------|---------------|--|----------------------|--|-----------------------------|---|--------------------|---|
|                 |               | ROCHAS EM GERAL DE COR CLARA               |                      | ROCHAS EM GERAL DE COR MÉDIA             |                             | ROCHAS GERALMENTE DE COR ESCURA           |                    |   |
|                 |               | FELDSPATO PRINCIPAL: ORTOCLÁSIO            |                      | FELDSPATO PRINCIPAL: PLAGIOCLÁSIO SÓDICO |                             | FELDSPATO PRINCIPAL: PLAGIOCLÁSIO CÁLCICO |                    |   |
|                 |               | BHP  |                      | BHP                                      |                             | PHO                                       |                    |   |
|                 |               | COM QUARTZO                                | SEM QUARTZO          | COM QUARTZO                              | SEM QUARTZO                 | SEM QUARTZO                               | SEM QUARTZO        |   |
| FANERÍTICA      | GRANULAR      | GRANITOS                                   | SIENITOS             | SIENITOS NEFELÍNICOS                     | QUARTZODIORITOS             | DIORITOS                                  | GABROS             | PERIDOTITOS<br>HORNBLENDITOS<br>PIROXENITOS |
|                 | PORFIRÍTICA   | GRANITOS PORFIRÓIDES                       | SIENITOS PORFIRÓIDES | SIENITOS NEFELÍNICOS PORFIRÓIDES         | QUARTZODIORITOS PORFIRÓIDES | DIORITOS PORFIRÓIDES                      | GABROS PORFIRÓIDES |   |
| MICROFANERÍTICA | MICROGRANULAR | MICROGRANITOS                              | MICROSIENITOS        | MICROSIENITOS NEFELÍNICOS                | MICROQUARTZO-DIORITOS       | MICRODIORITOS                             | MICROGABROS        |   |
|                 | MICROFÍRICA   | PÓRFIROS GRANÍTICOS                        | PÓRFIROS SIENÍTICOS  | PÓRFIROS SIENÍTICOS NEFELÍNICOS          | PÓRFIROS QUARTZO-DIORÍTICOS | PÓRFIROS DIORÍTICOS                       | PÓRFIROS GÁBRICOS  |   |
| AFANÍTICA       |               | RIÓLITOS                                   | TRAQUITOS            | FONOLITOS                                | DACITOS                     | ANDESITOS                                 | BASALTOS           |   |
|                 | VÍTREA        |  |                      |  |                             |   |                    | VIDROS BASÁLTICOS                           |

"ORTOCLÁSIO" PARA SIMPLIFICAR, A DESIGNAÇÃO É AQUI EMPREGADA ABRANGENDO NÃO SÓ ORTOCLÁSIO MAS TAMBÉM A SUA VARIEDADE SANIDINA, BEM COMO A MICROCLINA, A PERTITA E A MICROPERTITA.  
 "PLAGIOCLÁSIO SÓDICO" GERALMENTE OLIGOCLÁSIO-ANDESINA OU ANDESINA.  
 "PLAGIOCLÁSIO CÁLCICO" GERALMENTE LABRADORITA.

B = BIOTITA H = HORNBLENDA P = PIROXENIO O = OLIVINA  
 GRUPOS DESTAS LETRAS INDICAM A EXISTÊNCIA DE UM OU MAIS DOS MINERAIS OU GRUPOS DE MINERAIS QUE CADA UMA DESIGNA.

O diagnóstico, por exame macroscópico, da família a que a rocha pertence, pode ser relativamente fácil no caso das rochas faneríticas, e também, pode-se dizer, no dos porfirios microfaneríticos, mas nem sempre assim acontece. Com efeito, mesmo abstraindo das famílias dos monzonitos e granodioritos (que não é geralmente possível reconhecer macroscopicamente) e considerando portanto apenas as famílias que figuram na Tabela 4, por vezes não se poderá ir mais longe, na classificação macroscópica, do que concluir, por exemplo, que a rocha será um diorito ou um gabro, e talvez mais provavelmente - um do que o outro.

A distinção entre as diversas rochas microfaneríticas é, como se compreende, muito mais difícil do que entre as rochas faneríticas correspondentes. A identificação é duvidosa ou praticamente impossível em muitos casos, embora possa muitas vezes reduzir-se a dúvida a duas famílias próximas.

#### 5.4 - Tipos Principais de Rochas Ígneas

##### 5.4.1 - Rochas Vulcânicas

Como já foi mencionado, podem possuir textura porfirítica, vítrea, vesicular ou porosa.

a. Riólitos ou quartzo-porfiros. Correspondem à fase extrusido granito. Possuem cor preta e vermelha e até mesmo cinza azulada. A textura de modo geral é porfirítica, com os minerais dispostos sub-paralelamente conforme com a orientação tomada pelo magma durante sua corrida. Os cristais que se salientam na massa (geralmente vítrea) são de quartzo.

b. Obsidiana: vidro vulcânico, de cor cinza a preto, lembrando os vidros de garrafa. Quando possuem muitas bolhas, são denominados pedra-pômice.

c. Basalto: é a rocha efusiva que aparece com mais frequência. Tem uma textura micro-cristalina a micro-porfirítica. É de cor normalmente preta. Quando alterado, toma a cor castanha - ou cinza, havendo nesse caso perda de brilho dos minerais. Quando porfirítico, os cristais que se salientam (fenocristais) são de plagioclásio sódio-cálcico, possuindo piroxênio, mais

comum a augita. Raramente ocorre olivina nos basaltos brasileiros.

Nos basaltos vesiculares é comum o preenchimento das vesículas e fendas por quartzo, ágata, zeólitas, minerais argilosos (nontronita). As vesículas são assim transformadas em amígdalas pelas soluções residuais da consolidação do magma.

Grandes amígdalas contendo quartzo são denominadas geodos. O quartzo com impurezas na sua grade cristalina poderá apresentar uma cor violeta chamando-se então de ametista. Ocorrem espessos derrames de basalto no Rio Grande do Sul, cuja soma de camadas dá cerca de um quilômetro de espessura total.

d. Andesitos: são de cor cinza escura a cinza esverdeada.

e. Fonólito: de cor cinza. Quando alterado, possui cor clara e verde. É encontrado no Planalto de Poços de Caldas.

##### 5.4.2 - Rochas Hipabissais

São rochas intrusivas a pouca profundidade.

a. Tinguaito: cor quase preta, é rocha que se confunde facilmente com o basalto denso. A textura é micro-porfirítica. É encontrado nos diques anelares do Planalto de Poços de Caldas.

b. Diabásio: se assemelha muito ao basalto compacto, podendo - entretanto possui uma granulação grossa, confundindo-se então com um gabro. É de cor preta quando não alterado, e castanha quando alterado.

##### 5.4.3 - Rochas Plutônicas

a. Granito: é a rocha plutônica mais comum, e que juntamente com os gnaisses, quartzitos e outras rochas metamórficas - constituem a crosta siânica e os assim chamados escudos cristalinos ou escudos continentais. No Brasil, várias serras são constituídas por essa rocha, exemplo: Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, etc. As variações de cor provêm dos feldspatos que o compõem. Ex.: O Granito de Itú (que ocorre na área de

Itú, Indaiatuba, Itaici e adjacências) é rosado, graças ao ortoclásio (feldspato potássico).

b. Sienito: é a rocha que, pela cor e aspecto geral, muito se assemelha ao granito, devendo, entretanto, faltar o quartzo, pois o sienito é uma rocha saturada. Como exemplo de ocorrências, citamos as regiões de Poços de Caldas e Itatiaia.

c. Gabro: é normalmente de cor preta, com a mesma composição - que os diabásios e basaltos.

## 6. RÓCHAS SEDIMENTARES

### 6.1 - Introdução

As rochas sedimentares são derivadas dos restos e detritos de outras rochas. Sob a ação dos agentes de intemperismo, as rochas cristalinas (ígneas e metamórficas) estão sendo constantemente alteradas. O material resultante, transportado pela água, pela gravidade, vento e gelo é finalmente depositado como um sedimento. A maioria é constituída por partículas sólidas, entretanto muitos depósitos são precipitados - químicos em que, às vezes, intervêm a ação de organismos vivos.

Entretanto, um simples depósito não é uma rocha sedimentar. Há necessidade ainda de haver uma compactação ou cimentação do material sedimentar para ele se transformar em rocha propriamente dita. Qualquer riacho, rio, ou caudal de grande porte carrega material inconsolidado, de montante a jusante. Os materiais mais grossos são rolados no leito do rio, os mais leves são carregados em suspensão e o material dissolvido é carregado em solução. Milhões de toneladas de sedimentos são carregados aos lagos e oceanos diariamente. Muita areia e cascalho transportados pelos rios ficam temporariamente estacionados em certos locais em que a drenagem é estrangulada. Somente quando ocorre uma enchente é que esse material entra novamente em movimento, ocasião em que a velocidade e o volume do rio alcançam um máximo.

Durante o transporte, os fragmentos sólidos de

rocha, tais como cascalho, areia, silte e argila, tendem a se separar em função de seus tamanhos. Quando o rio desemboca em águas paradas (lago, mar ou oceano), o primeiro material que se deposita é o cascalho, depois areia, em seguida silte, mais adiante a argila e finalmente o material que se encontra em solução. Este último deposita-se por simples precipitação - química, ou com auxílio de organismos vivos. Assim, de um modo ideal, as faixas sedimentares contendo diferentes granulometrias depositam-se paralelamente à costa oceânica. Contudo, o processo ordenado de sedimentação poderá ser modificado por correntes e condições do fundo, que controlam a ação das ondas, ou interferem com o movimento da água, deslocando o sedimento. Portanto, os diferentes tipos de sedimentos raramente são puros. Assim, os cascalhos sempre contêm uma fração - mais fina, arenosa ou siltosa; as areias sempre contêm siltes ou argilas, etc. Porque as condições de sedimentação não são uniformes, é comum haver alternância de camadas; assim, areias se alternam com argilas, siltes com calcários, etc. Chama-se essa alternância de diferentes materiais, acamamento ou estratificação, muito comum na maioria das rochas sedimentares.

Quando os depósitos sedimentares são recobertos por espessas camadas de outras rochas (geralmente sedimentares), ocorre uma consolidação por pressão. Às vezes, soluções penetram no sedimento cimentando-os. Assim, a argila se transforma em rocha denominada argilito, o silte em siltito, a areia em arenito e o cascalho em conglomerado. Cerca de 70% da terra é coberta por material sedimentar. Muitas rochas sedimentares se dispõem em camadas horizontais exatamente como se formaram; entretanto, outras que sofreram perturbações da crosta acham-se inclinadas em diferentes rumos podendo até em certos casos, apresentar dobramentos.

As rochas sedimentares, graças à sua composição e graças aos restos orgânicos que possuem (fósseis), servem para desvendar muitos aspectos do passado geológico da terra. Os fósseis, por exemplo, indicam as condições em que viveram e, portanto, as condições em que se formaram as rochas que os contêm. Outras características, tais como coloração, composi





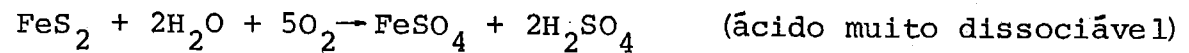


culas de água em uma substância qualquer. Os cristais de feldspato, por exemplo, devido a fenômenos de hidratação combinados com hidrólise, podem se expandir e sofrer intenso fraturamento. Na realidade, a hidratação é um fenômeno mais físico do que químico. É o que acontece com algumas argilas, principalmente as montemoriloníticas, que se expandem facilmente em presença de água, constituindo sérios problemas para a Engenharia Civil.

c. Oxidação

São reações onde o oxigênio combina-se com alguns elementos dos minerais susceptíveis a tal reação.

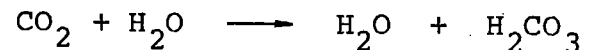
Exemplo:



São susceptíveis a tal reação também os minerais que tenham C, N, P e Mn em suas moléculas. Há mudança das cores originais, geralmente de preta, cinza ou esbranquiçada para o vermelho, alaranjado e amarelo.

d. Carbonatação

O ácido carbônico é o responsável por esse tipo de intemperismo. A formação do ácido carbônico se processa pela dissolução de CO<sub>2</sub> em água, segundo a reação:

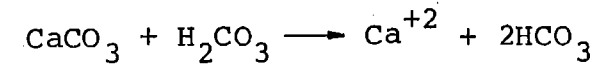


Esta reação se desloca para direita, quando aumenta a pressão e diminui a temperatura.

A entrada de CO<sub>2</sub> na água se processa devido a dissolução deste gás, processada pela água da chuva que atravessa a atmosfera. Uma vez a água chegando ao solo poderá se enriquecer mais ainda de CO<sub>2</sub> que é libertado pela matéria orgânica

em decomposição.

O intemperismo por carbonatação é mais acentuado em rochas calcárias por causa da diferença de solubilidade entre o CaCO<sub>3</sub> e o bicarbonato de cálcio formado durante a reação. Este último, sendo bem mais solúvel, a reação se processa no sentido de sua produção.



A carbonatação também se processa em profundidade, com relativa facilidade quando se trata de rochas calcárias. A água que se infiltra pelas fraturas poderá originar cavernas, algumas das quais impressionantes pelas suas belezas e extensões. Ex: Caverna do Diabo-SP, com mais de 3km de extensão.

A alteração em profundidade gerada pela carbonatação é responsável por uma série de problemas geotécnicos como: fuga de água em reservatórios, instabilidade de fundações, etc.

e. Troca de Base

É a permuta de cátions, principalmente os de Ca<sup>+2</sup>, Mg<sup>+2</sup>, Na<sup>+</sup>, entre soluções e minerais. Este processo pode muitas vezes destruir a estrutura de um mineral pela retirada de alguns de seus cátions por soluções ricas em outros cátions permutáveis.

f. Quelação

É o processo pelo qual cátions metálicos são incorporados nas moléculas de compostos orgânicos complexos. Raízes de plantas podem retirar do solo cátions metálicos por quelação, alterando minerais.

6.3.3 - Intemperismo Físico

A desintegração mecânica das rochas pode-se processar principalmente por três maneiras: expansão diferencial

por alívio de pressão, crescimento de cristais estranhos à rocha e contração e expansão por variações de temperatura.

a. Expansão Diferencial por Alívio de Pressão

Durante a formação das rochas na superfície terrestre e também no fundo dos mares, atuam pressões muito grandes em relação as que normalmente ocorrem em superfície.

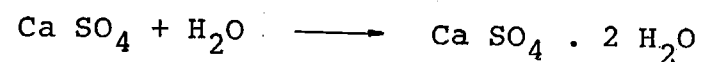
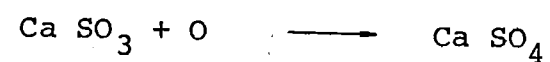
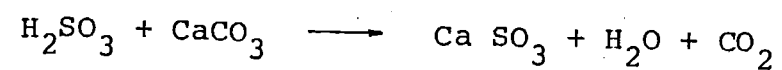
Fenômenos geológicos de levantamentos crustais aceleram processos erosivos, permitindo a exposição de rochas das profundezas da crosta, que na superfície vão estar sujeitas a pressões de pouco mais de 1 kg/cm<sup>2</sup>. O alívio de pressão progressivo que sofrem essas rochas até chegarem à superfície provoca o seu fraturamento em blocos ou fragmentos de tamanhos variados. Assim, podem-se originar juntas ou diaclases que facilitarão os outros processos intempéricos, pela penetração nestes planos de água, ar e raízes de plantas.

b. Crescimento de Cristais Estranhos à Rocha

A água superficial e subterrânea, nas suas movimentações, dissolvem substâncias em um ponto da rocha e precipitam em outros. Essa precipitação, quando se processa nos poros ou fraturas das rochas e são de sais que se expandem quando cristalizam, podem provocar fenômenos de trituração.

Um dos sais que provoca grande trituração nas rochas, pela sua força de expansão durante a cristalização, é o CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O que é precipitado a partir de águas naturais.

A poluição do ar, nos dias de hoje, constitui um sério problema na deterioração de mármore nas construções civis. Os combustíveis fósseis (carvão e petróleo) liberam SO<sub>2</sub> que combina com a água da chuva produzindo H<sub>2</sub>SO<sub>3</sub> que ataca o carbonato, segundo a reação:



Como se observa, além do ataque químico do carbonato, ainda haverá uma desagregação provocada pelo CaSO<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O que se cristaliza nos poros ou nas microfissuras da rocha.

Nos países onde a água contida nas fraturas das rochas sofrem constantes congelamentos, o processo ora descrito tem importante significado pois, como sabemos, a água quando cristaliza a 0°C sofre um aumento de 9% de volume por unidade de massa.

Quanto maior a pressão confinante em um determinado volume de água, mais baixa será a temperatura requerida para o seu congelamento e por conseguinte maior também é a pressão exercida pelos cristais de gelo formados. A maior pressão exercida pela água é de 2.100 kg/cm<sup>2</sup>, quando o congelamento se processa a -22°C. Pelo congelamento da água nas fraturas, até as rochas mais resistentes são trituradas.

c. Expansão Térmica

Como a maioria das rochas é pluriminerálica, e devido ao fato dos seus diversos minerais terem coeficientes de dilatação térmica diferentes, surgem tensões diferenciais nas rochas durante o aquecimento e principalmente no resfriamento. Este fenômeno tende a trincar e romper as rochas.

d. Ação de Organismos

As raízes de certos vegetais desenvolvem-se segundo extensas redes que crescem pelas fraturas. A medida que as raízes crescem, exercem consideráveis esforços contra as paredes, podendo em alguns casos partir as rochas.

6.3.4 - Influência Climática no Intemperismo

A natureza e extensão do intemperismo são controlados principalmente pelas condições climáticas, que poderão ser dos seguintes tipos:

- Clima quente e úmido da região equatorial
- Clima quente e seco de áreas desérticas

- Clima temperado das médias latitudes
- Clima frio e seco das áreas árticas

#### a. Regiões Equatoriais

Onde as precipitações atmosféricas são volumosas e a temperatura elevada, os processos químicos são ativos e a influência dos organismos é pronunciada. As reações químicas são mais rápidas que em latitudes mais frias e muita sílica é removida em solução. Os produtos finais de tal intemperismo é a laterização, com a formação de horizonte rico em óxidos e hidróxidos de ferro, bem como a concentração de  $Al_2O_3$ . O intemperismo, no caso, é profundo chegando a apresentar 100m de espessura, até a rocha. Ex.: Serra do Mar.

#### b. Regiões Desérticas

As chuvas, não obstante intensas, são raras. Há maior evaporação que infiltração de águas pluviais. Dessa forma, os sais dissolvidos na água são concentrados à superfície do terreno. A cristalização poderá provocar um fraturamento ainda maior das rochas assim como o gelo quando se forma nas fraturas.

Como a água está também em constante movimento ascendente, depositando os materiais que carrega em solução, formam crostas duras na superfície do terreno, denominados ferretos ou "durycrusts" ou ainda "hard pan".

Dessa forma, os sais de Na, Ca e Mg se concentram formando poeira brilhante na soleira desértica, verdadeiras eflorescências. Da mesma maneira, a concentração de óxidos de ferro e manganês poderão se acumular na superfície, formando um depósito preto denominado "verniz do deserto".

#### c. Regiões Temperadas

Em regiões temperadas, as estações são bem marcadas e conseqüentemente o tipo de intemperismo que ocorre nessas áreas é uma combinação dos outros tipos. No inverno, a ação do gelo é dominante, enquanto que no verão e nas esta

ções menos frias, as águas percolantes tem papel mais importante. A altitude também influi nos processos de intemperismo. Nas baixas altitudes, em regiões temperadas, as mudanças de temperatura são lentas e o intemperismo é mais controlado pela decomposição química e lixiviação por soluções.

#### d. Regiões Árticas

Nas regiões árticas, grande parte da superfície é coberta por neve durante a maior parte do ano; o sub-solo está saturado de água que frequentemente congela. O agente mais importante desse meio é a expansão da água, fraturando e deteriorando os maciços rochosos. O manto fica, dessa forma, repleto de fragmentos angulosos. O mecanismo é essencialmente o mesmo nas regiões altas, capeadas pelas neves eternas.

#### 6.3.5 - Formação dos Solos

Cada rocha e cada maciço rochoso se decompõe de uma forma própria. Porções mais fraturadas se decompõem mais intensamente que as partes maciças, e certos constituintes das rochas são mais solúveis que outros.

As rochas que se dipõem em camadas, respondem ao intemperismo de modo diferente para cada camada, resultando numa alteração diferencial. O material decomposto pode ser transportado pela água corrente, pelo vento e pelas geleiras.

Os solos são misturas complexas de material inorgânico e resíduos orgânicos parcialmente decompostos. Para o homem, em geral, a formação do solo é um dos mais importantes produtos do intemperismo. Os solos diferem grandemente de área para área, não só em quantidade (espessura), mas também em qualidade e também, quanto à capacidade de sustentar o crescimento das plantas. Os mesmos agentes de intemperismo que se conhece, produtores do regolito, estão continuamente em atividade quebrando-o, decompondo-o e o transformando em partículas cada vez menores e mais alteradas. O solo propriamente dito é a parte fina e superior do manto de in-

temperismo, que se encontra suficientemente alterado e em condições de suportar a vida das plantas. Usualmente, contém material orgânico chamado "humus". Abaixo do "humus", a camada de solo é usualmente chamada de sub-solo.

A textura dos grãos ou partículas que compõem o solo é importante na produção vegetal, além de outras propriedades físicas particulares do solo. O tamanho das partículas minerais determina sua área de superfície exposta, que por sua vez influi na quantidade de água que poderá ser retida - pela ação molecular e capilar. Os solos de textura fina possuem, nas partículas, áreas maiores que os solos de granulação grossa.

As raízes das plantas obtêm o seu alimento mineral principalmente do filme de soluções que se encontram envolvendo as partículas do solo; dessa forma, a textura tem um importante papel na vida vegetal. Entretanto, o solo necessita também de partículas maiores, que lhe conferem propriedades físicas adequadas à criação e desenvolvimento de bactérias, capazes de lhe dar fertilidade.

Os fatores mais importantes na formação do solo são:

- a. Ação de organismos vivos
- b. Rocha de origem
- c. Tempo adequado para alteração
- d. Clima adequado
- e. Inclinação do terreno ou condições topográficas

a. Ação de Organismos

A maior parte dos solos é composta de grãos minerais de vários tamanhos, mas a presença de organismos vivos - ou de matéria orgânica é essencial para a produção de nitrogênio, um dos alimentos essenciais da planta. A presença de nitrogênio no solo é uma das características que o diferencia do manto de intemperismo ou regolito. A matéria orgânica por sua vez é derivada das plantas e organismos animais compostos principalmente de C, N e H<sub>2</sub>. Nitrogênio é essencial para a

planta porque entra na composição das proteínas. A atmosfera possui grandes quantidades de nitrogênio; porém, este não pode ser usado pela planta na forma gasosa. O nitrogênio só é útil para a vida vegetal quando em solução. Isto ocorre por ação de bactérias que o transformam em nitratos. As bactérias nitrificantes vivem nas raízes de certas leguminosas. É essa a razão porque as leguminosas são chamadas de adubo verde, porque são capazes de restaurar a fertilidade dos solos onde se desenvolvem.

b. Rochas de Origem

Todas as rochas podem, por alteração, produzir solos; porém, algumas rochas depois de intemperizadas produzem solos férteis e outras solos pobres para a vegetação.

c. Tempo de Alteração e Granulação das Rochas

Através do intemperismo, certas rochas são rapidamente transformadas em solo, em razão de serem compostas - por finos fragmentos, que devido à grande superfície que apresentam são facilmente atacados. Por exemplo, os tufo vulcânicos (rochas compostas por finas partículas de cinza vulcânica) em poucas centenas de anos são transformados em solo.

As rochas maciças, ao contrário, são demoradas na produção do solo.

d. Clima

A influência do clima no intemperismo já foi discutida em capítulos anteriores. O clima influi na espessura, nos produtos e localização dos vários horizontes do solo.

e. Inclinação do Terreno

O solo de taludes íngremes difere daqueles encontrados em superfícies pouco inclinadas por causa das diferenças de drenagem, velocidade de escoamento da água superficial e erosão. Onde os taludes são muito íngremes, o solo é retirado rapidamente, em maior volume do que aquele que se forma. As

sim, ficam aflorando, no terreno, os grandes blocos diaclasados de rocha parcialmente alterada, denominados matacões. Quando o terreno é inclinado e o solo é muito espesso, formado em clima quente de muita chuva, como por exemplo, acontece em certas áreas da Serra do Mar, apesar da erosão ser intensa, ela poderá não conseguir retirar todo o solo formado. Haverá então um equilíbrio entre a erosão superficial e a estabilidade do talude, isto é, parte da água que cai no terreno escoá à superfície, erodindo e outra parte se infiltra produzindo subpressões no maciço regolítico de importância para a sua estabilidade.

Neste caso, o regolito, parcialmente em movimento descendente por ação da gravidade, possui blocos aflorantes, em razão do forte escoamento superficial. Existem matacões também no interior da massa regolítica, porque a erosão não é suficientemente ativa para retirar o solo que os envolve. Qualquer desequilíbrio nesse processo geológico traz, normalmente, consequências desastrosas, em que blocos soltos à superfície do terreno poderão rolar encosta abaixo; ou ainda, em que todo o solo e regolito, inclusive os matacões embutidos na massa de terra, se deslocam bruscamente por gravidade, destruindo construções, vilas, plantações, etc., finalmente entulhando o sopé das áreas topograficamente acidentadas. Como exemplo deste último, pode-se citar os escorregamentos que ocorreram em Caraguatatuba, Santos e Rio de Janeiro, em épocas de maior precipitação pluviométrica.

#### f. Ciência do Solo (Pedogênese)

A ciência que analisa os perfis de solo é chamada de Pedologia ou Ciência do solo. É uma das ciências básicas da Agronomia e também da Engenharia Civil, que utiliza as porções superiores do solo para fundação (alicerces) ou como fonte de materiais de construção.

#### g. Classificação Pedológica

A classificação pedológica é baseada essencialmente no perfil do solo. Aqueles de perfil similar são membros

do mesmo grupo geral de solo. Aqueles perfis que resultam de um maior controle do clima e vegetação são membros de um grupo zonal. Em qualquer um desses grupos, o tipo de intemperismo é mais importante que a composição da rocha de origem, e perfis similares poderão provir de materiais os mais variados.

Nos perfis em que a topografia local e a drenagem se constituem nos fatores condicionantes mais importantes, são eles (perfis) inclusos entre os grupos zonais. Solos que não possuem perfil desenvolvido, seja por causa da erosão ou por insuficiência de tempo necessário para o seu desenvolvimento, são denominados azonais.

Os grandes grupos de solos são divididos em séries, segundo o mesmo material de origem. São, geralmente, nomeados conforme a região ou localidade em que foram identificados pela primeira vez, de modo similar às classificações geológicas, tal como Arenito de Botucatu (identificado na região de Botucatu). Após a divisão em séries, segue a divisão em tipos, baseada na textura dos materiais superiores.

O mapeamento pedológico foi conduzido em muitas partes do mundo, primariamente para avaliar a potencialidade agrícola. Há mapas em que foram identificados os grandes grupos de solos; em outros, detalhes foram além, como o mapeamento das séries e até mesmo de tipos de solos especiais. Muitas vezes esses mapas são usados para se estabelecer uma correlação entre a pedologia e o comportamento geotécnico do solo. Inclue-se a drenagem, a plasticidade, a textura e uso potencial do solo como material de construção.

#### h. Perfil de Solo de Região Quente e Úmida

A parte superior do solo está sujeita a ser molhada e secada frequentemente e, em consequência, é lixiviada de alto a baixo. Contudo, o clima é favorável à rápida decomposição da matéria orgânica, consumindo-se esta quase inteiramente. Os sais de K, Ca, Na, a sílica coloidal e Fe são levados para baixo pela água percolante. O ferro é solúvel em pH ácido e migra até o horizonte B, onde precipita, em razão do ambiente passar a neutro e alcalino. O processo é denominado

de laterização, em que se formam concreções ferruginosas cimentando o solo (ferricretos, couraças ou canga). Este material é resistente e relativamente incompressível, servindo como base de estradas de rodagem. Quando mal formada, a canga pode-se amolecer e amolgar. Este solo é identificado pela sua baixa proporção em sílica coloidal e alto teor em óxidos de ferro e alumínio. Grãos de quartzo e seixos estão sempre presentes.

i. Perfil de Solo Gerado em Clima Árido

Neste clima, há pouquíssima matéria orgânica. Os movimentos da água se fazem de modo ascendente por causa da intensa evaporação. Disso resulta a acumulação de materiais solúveis à superfície do terreno com a cimentação das partículas ali existentes. Às vezes, a massa de material precipitado forma lentes, outras vezes, forma concreções cobrindo todo o terreno. Estes solos são incompreensíveis quando secos. Quando saturados poderão amolecer e, em alguns casos, sofrer até colapso. Poderão, em certos casos, servir como material de construção. Nas regiões extremamente áridas, os sais se concentram de tal maneira à superfície, que ela fica coberta de eflorescências que formam uma crosta branca.

j. Solos de Terrenos Úmidos Mal Drenados

Neste caso, devido à falta de oxigenação das áreas estagnadas, ocorre um grande acúmulo de matéria orgânica incapaz de ser alterada em razão da presença de compostos ricos em S, como H<sub>2</sub>S e FeS<sub>2</sub>. É o ambiente propício para a formação das turfeiras, muito comuns nos meandros abandonados dos rios e nas áreas frias do norte da Europa e da América do Norte.

6.4 - Classificação das Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares podem ser divididas em dois grandes grupos:

a. Rochas clásticas ou de origem mecânica e

b. Rochas não clásticas, de origem química e/ou orgânica. Entretanto, misturas de ambas são, em várias proporções, muito comuns, como por exemplo clacâneos siltosos, areias carbonáticas, etc.

6.4.1 - Rochas Clásticas

Rochas clásticas são resultantes da acumulação dos detritos sólidos provenientes de outras rochas. Incluem os cascalhos soltos, areias e lodo argiloso, assim como conglomerados, arenitos e folhelhos. Os sedimentos clásticos poderão ser classificados mais detalhadamente conforme sua granulometria, isto é, conforme o tamanho de suas partículas (Tabela 5).

| Nome do Fragmento | Diâmetro em mm |
|-------------------|----------------|
| Matacão           | > 200          |
| Calhau            | 60 a 200       |
| Pedregulho        | 2 a 60         |
| Areia             | 0,06 a 2       |
| Silte             | 0,004 a 0,06   |
| Argila            | < 0,004        |

Tabela 5

Os sedimentos clásticos poderão também ser classificados de acordo com o agente principal de sedimentação em:

a. Depósitos gravitativos: são depósitos de fragmentos acumulados por gravidade, nos pés das elevações e regiões de topografia acidentada, ex.: talus, mantos de escorregamentos, fluxos de lama, coluviões, brechas sedimentares.

b. Depósitos eólicos: são aqueles produzidos por ação do vento, tais como: areias de dunas, depósitos de loess.

c. Depósitos fluviais: são os depósitos em que intervêm, como fator principal, as águas correntes dos rios, como por exem



plo, os cascalhos de calha fluvial, argilas de ângulos abandonados dos rios meandantes.

d. Depósitos glaciais: depósitos produzidos por intervenções diretas do gelo e posteriormente da água do degelo, como por exemplo, os varvitos (rochas encontradas na região de Itú-SP).

e. Depósitos marinhos: em que o agente mais importante é o mar. Como exemplos, podem ser citados: as areias de praia, as vazas vermelhas.

Esse tipo de classificação nem sempre é possível, dada a dificuldade de se reconhecer o ambiente em que se formou um dado sedimento. Entretanto, quando exequível, essa classificação apresenta sua utilidade.

Cumpre ressaltar que a forma das partículas, bem como suas angularidades e demais características de sua superfície, indicam sua procedência, grau de transporte e outras características relativas a sua sedimentação.

6.4.2 - Sedimentos Não Clásticos

As rochas não clásticas são derivadas indiretamente da decomposição, solução e redeposição de outras rochas. São provenientes da precipitação em que intervêm agentes químicos ou seres vivos. São sedimentos ainda mais difíceis de serem classificados que as rochas clásticas, porque diferem muito em textura, composição e condições de deposição.

A maneira mais simples é classificá-las na base de sua composição química ou mineralógica, como segue:

cálcio e magnésio);

b. Ferruginosos, compostos de hematita e limonitas;

c. Fosfáticos, compostos de fosforita;

d. Silicosos, são as diatomitas, geiseritas, etc.

Muitos dos depósitos mencionados são marinhos, de água doce ou híbridos.

Composição mineralógica - em razão da alteração

que sofrem as fontes de material sedimentar e da seleção pela qual passam os produtos transportados antes de formarem os depósitos sedimentares, a composição destes é muito diferente daquela de origem, conforme mostra a Tabela 6.

| Minerais                   | % na R. Ígnea<br>(Comp. média) | % na R. Sedimentar |         |
|----------------------------|--------------------------------|--------------------|---------|
|                            |                                | Folhelho           | Arenito |
| Quartzo                    | 12                             | 22,3               | 66,8    |
| Feldspato                  | 59,5                           | 30,0               | 11,5    |
| Piroxênios e<br>Anfibólios | 16,8                           | -                  | -       |
| Micas                      | 3,8                            |                    |         |
| Argila                     | -                              | 25,0               | 6,6     |
| Limonita                   | -                              | 5,6                | 1,8     |
| Carbonatos                 | -                              | 5,7                | 11,1    |
| Outros minerais            | 7,9                            | 11,4               | 2,2     |
| Total                      | 100,0                          | 100,0              | 100,0   |

Tabela 6

Estima-se que, em volume, na superfície da crosta terrestre 95% são de rochas ígneas e 5% de rochas sedimen-

A frequência dos vários tipos de rochas sedimentares, está na Tabela 7.

| Tipos de Rocha | Frequência |
|----------------|------------|
| Folhelho       | 58%        |
| Arenito        | 22%        |
| Calcário       | 20%        |

Tabela 7

Nevin estima que a redução dos poros, por acúmulo de carga sobre rochas sedimentares argilosas, seja de 50% a 30m de profundidade, 33% a 150m de profundidade, 18% a 1200 m de profundidade, e 10% a 1800m.

Sedimentos não clásticos são consolidados parcialmente por compactação e parcialmente por recristalização - transformando-se em maciços compactos.

Entretanto, o processo mais importante de consolidação é a cimentação. Esta se processa graças à precipitação de carbonatos, sílica amorfa ou óxidos de Fe nos poros dos sedimentos. Em geral, os sedimentos quanto mais antigos mais consolidados serão.

### 6.5 - Texturas

As texturas dos sedimentos podem ser:

- |              |   |
|--------------|---|
| clástica     | a. Detrítica                            |
|              | b. Cristalina                           |
| não clástica | c. Oolítica, pisolítica ou esferolítica |
|              | d. Orgânica                             |

a. *Detrítica*: as partículas variam desde argila até os grandes "boulders" ou matacões. Ocorre esta textura - nos siltitos, arenitos, conglomerados, etc.

b. *Cristalina*: a textura cristalina ocorre em evaporitos e outras rochas provenientes da precipitação química.

c. *Oolítica, Pisolítica ou Esferoidal*: a textura é de partículas em formas ovóides resultantes da precipitação química em forma radial e em camadas concentricas. A textura é oolítica quanto as partículas são do tamanho de ovos de peixe. Pisolítica quando do tamanho de ervilhas (> 2mm).

d. *Orgânica*: são caracterizadas pela presença de fósseis, isto é, possuem vestígios de vida do passado geológico.

### 6.6 - Cor

As rochas sedimentares variam em cor de acordo com sua composição. Poderão ser brancas, quando compostas de quartzo puro, caolinita, calcita ou outros minerais claros; - verdes, quando compostas por silicatos ferruginosos; vermelhas, quando contém hematita; amarelas ou castanho, quando limoníticas; pretas, quando ricas em matéria orgânica ou minerais pretos (como ilmenita por exemplo) ou fragmentos de rochas pretas, ou sulfeto de ferro finamente dividido; ou ainda, cinza quando há mistura de componentes pretos e claros.

A cor depende de fatores tais como: pureza, grau de oxidação de compostos ferruginosos, teor em matéria orgânica, etc.

A cor de uma camada sedimentar poderá variar com o grau de alteração do maciço rochoso a que pertence. Assim, os folhelhos pretos poderão, após o intemperismo, passar a cor vermelha por oxidação da pirita,  $FeS_2$ , transformando-a em óxido de ferro  $Fe_2O_3$ .

### 6.7 - Descrição das Rochas Sedimentares mais Comuns

*Conglomerados*: são rochas constituídas por cascalhos cimentados entre si por material ferruginoso ou sílica amorfa ou qualquer outro aglutinante. O cascalho é, geralmente, de quartzo ou outro material resistente ao transporte. Há conglomerados constituídos por material rochoso.

*Brechas*: são rochas similares aos conglomerados; entretanto, compostas de fragmentos angulosos. São rochas formadas no sopé dos morros e regiões acidentadas. São talus cimentados.

*Arenitos*: são areias cimentadas formando uma rocha dura. O cimento poderá ser de óxido de ferro, sílica, carbonato, etc. Os grãos de areia poderão ser angulosos, arredondados, lisos e foscos. Dependendo das características dos grãos de areia pode-se determinar a distância da fonte, o meio de transporte que afetou as partículas, etc. Por exemplo, -

grãos bem arredondados e foscos indicam um ambiente eólico de formação.

A maioria das areias é composta de grãos de quartzo. Há porém, areias de praia ricas em grãos de granada, ou até mesmo areias constituídas quase que exclusivamente de olivinas, como por exemplo, nas praias das ilhas vulcânicas - do Havai.

*Arcósio:* é um arenito composto de quartzo e feldspato, endurecido por cimentação.

*Grauvacas:* são arenitos que contêm quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, com recristalização de material - argiloso dando mica e clorita.

*Folhelho:* é rocha composta principalmente de argila densamente compactada ou cimentada. Os folhelhos são, de modo geral, finamente estratificados e, quando expostos à superfície do terreno, fragmentam-se de modo lamelar em plaquetas. Indicam sempre a deposição em ambiente calmo, em lagos ou regiões com água estagnada.

Os folhelhos podem conter um pouco de areia, cimento ferruginoso, calcário ou orgânico. Os folhelhos muito ricos em matéria orgânica são chamados folhelhos carbonosos. Exemplo de folhelhos com matéria orgânica, são os do Vale do Paraíba (Taubaté), pirobetuminosos e erradamente chamados de xistos.

*Calcários:* os sedimentos não clásticos mais abundantes são os calcários compostos por carbonato de cálcio geralmente proveniente de carapaças de conchas ou esqueletos de animais, como os recifes de coral. Há calcários, contudo, originários de simples precipitação química. De qualquer forma, a concentração de  $\text{CaCO}_3$  na água do mar, normalmente tem por origem os seres vivos. Pode variar gradacionalmente a folhelhos calcíferos, siltitos e até mesmo arenitos. Certos calcários, ricos em material clástico fino, são denominados de margas. Exemplos de calcários contendo intercalação de folhelhos é o calcário da Formação Iratí na Bacia do Paraná. Ocorre em Assistência (proximidade de Rio Claro), como também nas proxi-

midades de Piracicaba.

*Dolomita:* quando, num calcário, o cálcio é substituído por magnésio, a rocha passa a se denominar dolomito. A passagem de carbonato a dolomito pode se realizar normalmente, na natureza, em razão do carbonato de cálcio ser muito instável.

Outros tipos de calcário são: coquinas (aglomerados de conchas), oólitos, consistindo de partículas arredondadas de carbonato, de óxido de ferro ou sílica: tufas são calcários formados ao redor de fontes; travertino, são calcários depositados em cavernas, geralmente laminados ou com textura porosa.

*Terra de Diatomáceas:* rocha sedimentar composta por finíssimas carapaças de algas microscópicas que vivem em água doce e/ou água salgada. Formam intercalações geralmente nos folhelhos e arenitos. No rio Mogi são encontrados depósitos de diatomáceas; entretanto, são mais comuns os depósitos de espículas de esponjas.

*Carvão:* é formado em regiões alagadiças, em clima geralmente quente. As camadas de carvão podem atingir mais de uma dezena de metros de espessura. Sua origem está ligada aos seguintes fatores:

- a. por acumulação e decomposição parcial de vegetais em regiões alagadiças;
- b. soterramento por outros sedimentos;
- c. conversão de turfa a carvão por calor e pressão.

A turfa se acumula em alagadiços e vai se desenvolvendo rapidamente em clima quente e úmido. A temperatura muito elevada de clima tropical destrói a turfa, em razão do desenvolvimento exagerado das bactérias. Em geral, os carvões se formam à beira mar, pois os depósitos de carvão contêm, como impurezas, restos orgânicos marinhos e estão intercalados com outros sedimentos.

Geralmente, após a formação de espessa camada de turfa ela é soterrada por sedimentos que produzem o recalque das camadas turfosas, submetendo-as à elevadas pressões. À

medida que se aprofundam também se aquecem, perdendo os materiais voláteis e aumentando o teor em C. Assim, a turfa se transforma lentamente em linhito, este passa a carvão betuminoso e, finalmente a antracito, composto de cerca de 90% de C.

Rochas fosfáticas se formam, também, por acúmulo de restos orgânicos e se constituem em importante matéria prima dos adubos orgânicos.

Importantes jazidas de ferro são de origem sedimentar, formadas por simples precipitação química ou com auxílio dos seres vivos.

### 6.8 - Reciclagem de Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares, como as demais rochas, podem passar por nova fase de erosão, transporte e deposição, formando nova rocha sedimentar. A reciclagem, geralmente, conduz à formação de rochas altamente selecionadas, ricas em grãos de quartzo bem arredondados.

Os folhelhos alterados geralmente formam plaquetas e finalmente se transformam em material argiloso. Quando contêm argilas expansivas, os folhelhos se partem prontamente desmantelando-se com facilidade. Pode-se citar como exemplo os siltitos e folhelhos do Grupo Passa Dois, que ocorrem entre Rio Claro e São Carlos.

### 6.9 - Estruturas Primárias

#### 6.9.1 - Estratificação

O arranjo dos sedimentos em camadas é uma de suas características mais evidentes.

A estratificação resulta da seleção do material que é depositado em razão de mudanças de corrente ou de quaisquer alterações no processo deposicional, tais como: mudanças sazonais, mudanças climáticas, flutuações do nível do mar, mudanças nas condições biológicas locais, etc.

As camadas sedimentares podem ter variadas espes

suras, de milímetros à centenas de metros. Como regra geral, são formadas horizontalmente.

#### a. Estratificação Cruzada

Sedimentos com estratificação cruzada são aqueles que se dispõem obliquamente ao plano geral de estratificação. Há vários tipos de estratificação cruzada, como se pode ver na Figura 15.

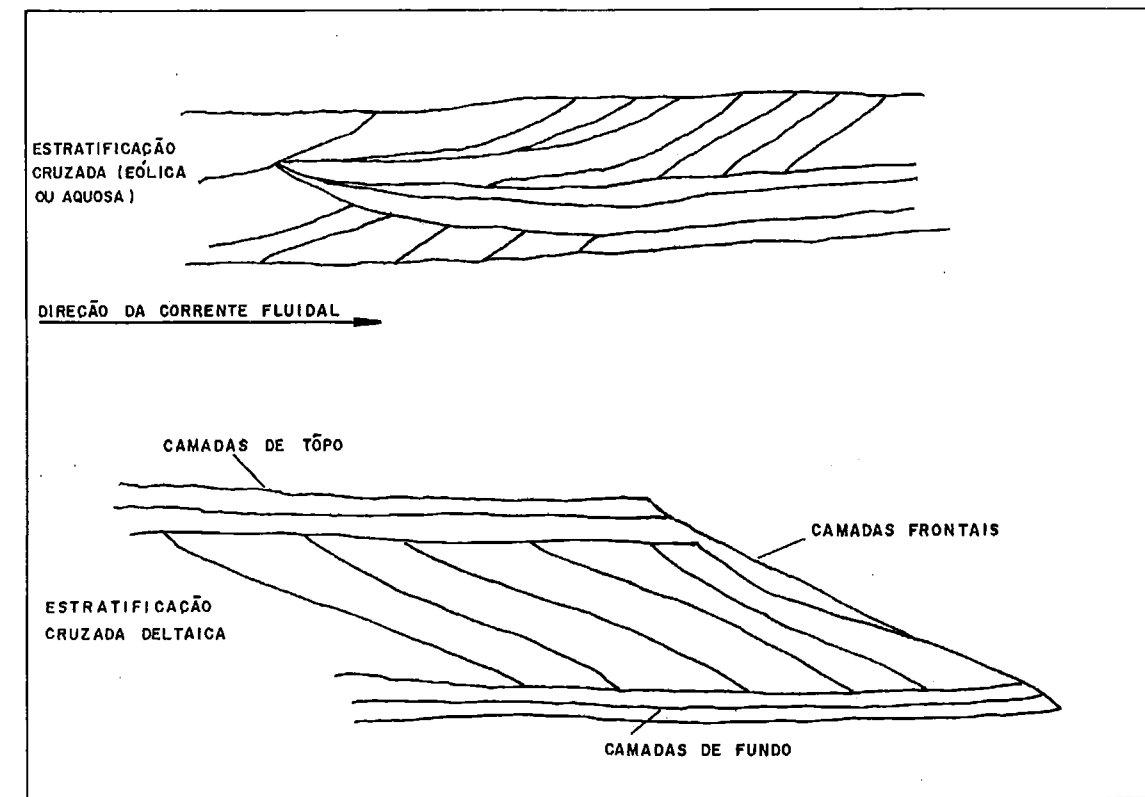


Figura 15

É o tipo de estratificação de arenitos e conglomerados, onde as correntes de água mudam de direção e velocidade a todo instante. Ocorre tanto em sedimentos aquosos como em sedimentos eólicos.

#### b. Estratificação Graduada

Quando material heterogêneo é transportado até um local calmo, a deposição se realiza em etapas. Primeiro ocorre a deposição do material mais pesado, os seixos maiores,

depois material mais fino, e finalmente o material finíssimo, argiloso.

As camadas terão, de baixo para cima, uma granulação progressivamente mais fina e estarão dispostas em séries sucessivas indicando ciclos de ocorrência deposicional similares, Figura 16.

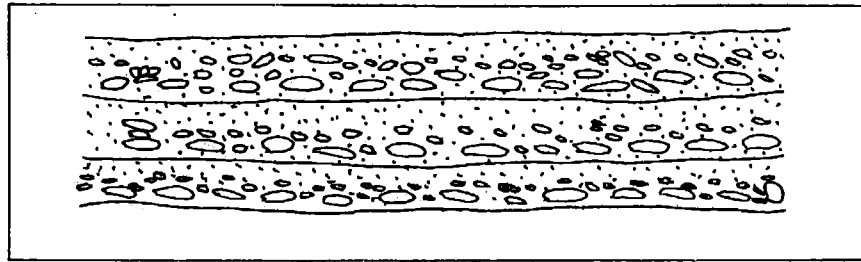


Figura 16

### 6.9.2 - Camadas Lenticulares

Muitas camadas são lentes alongadas e terminam lateralmente de modo gradual em cunha. Isso ocorre com frequência nos sedimentos de rios ou em sedimentos formados em zonas de correntezas marinhas.

Outras estruturas comuns são: rachaduras de argila, em lagoas que secam ao sol, marcas de ondas, impressões ou marcas de chuva nos sedimentos, fósseis, etc.

### 6.9.3 - Concreções

Após a consolidação das rochas sedimentares, poderão surgir novas estruturas denominadas estruturas secundárias. As mais importantes são as seguintes:

#### a. Concreções

São massas de variadas formas ou nódulos que surgem no interior dos sedimentos, cimentando-os. Variam de tamanho podendo alcançar diâmetro de vários metros, Figura 17. As concreções diferem de composição conforme as rochas onde ocorrem. Geralmente se formam de um dos componentes menores da rocha mãe. Nos calcários as concreções são geralmente silicosas ( $SiO_2 + nH_2O$ ), de pirita  $FeS_2$ , ou mesmo de  $CaSO_4$ . Nos

arenitos, as concreções comuns são de sílica ou de  $Fe_2O_3$ , como no caso do Arenito Botucatu. Nas cacimbas do nordeste brasileiro, em regiões calcárias, formam-se concreções ovóides, em torno de peixes. Quando quebrada, a ruptura se dá justamente no plano de descontinuidade formado pelo animal contido na concreção. Muitas concreções, perdendo água, sofrem contração e se racham. Novo afluxo de material poderá se depositar nas rachaduras, formando uma concreção composta denominada septária.

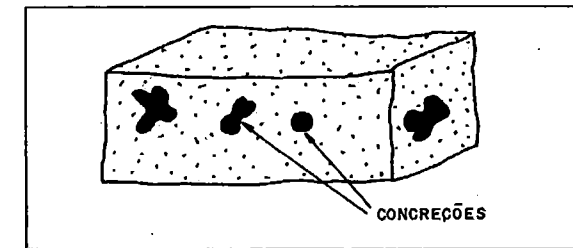


Figura 17

#### b. Geôdos

São estruturas aproximadamente ovais formadas em cavidades rochosas, com cristais e/ou material amorfo, dispostos concentricamente. Figura 18. Os geôdos aparecem em sedimentos algumas vezes, mas são muito comuns nos basaltos.

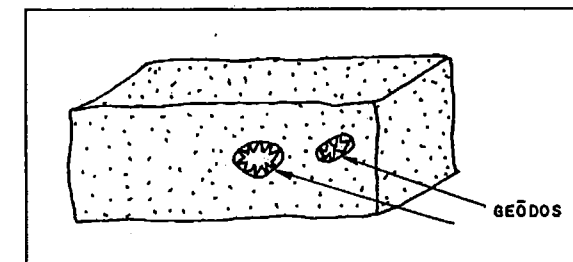


Figura 18

#### c. Estilótilos

São contatos "saturados" ou "engrenados" entre camadas, geralmente calcárias. Devido a dissolução entre uma camada e outra, ocorrem endentações no contato entre ambas, Figura 19.

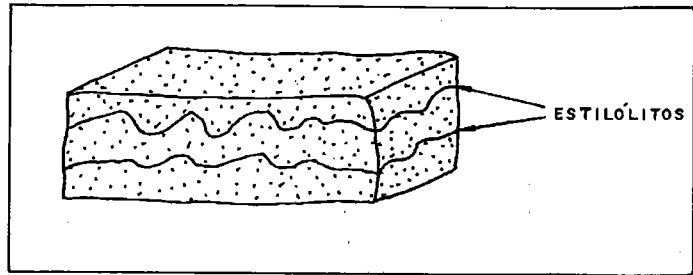


Figura 19

### 6.10 - Ambientes de Deposição

O final de todo material erodido é o fundo do mar; entretanto, temporariamente fica retido nos lagos, nas planícies de inundação ou rios.

Muitos depósitos passam lateralmente a outros tipos de sedimentos. Assim, nas proximidades do mar, os sedimentos marinhos podem passar lateralmente a sedimentos continentais. Entre um e outro, ocorrem sedimentos híbridos contendo materiais tanto marinhos como continentais. Como exemplo, pode ser citada a região industrial de Cubatão, onde ocorrem aluviões, material coluvial, argilas (com conchas marinhas), etc.

Na Tabela 8, são mencionados os vários tipos de sedimentos e os respectivos ambientes de deposição.

#### 6.10.1 - Depósitos Continentais

##### a. Depósitos de Áreas Desérticas

Cerca de 30 milhões de quilômetros quadrados de áreas continentais são desertos. Nessas regiões, os depósitos são formados por: cones de dejeção, originados no sopé das elevações; depósitos torrenciais, formados por fortes correntes intermitentes; depósitos de lagos salinos e depósitos eólicos. Os sedimentos dos desertos são atacados e corroídos por soluções quimicamente ativas, fosqueados, polidos e desgastados pela abrasão das areias movimentadas pelo vento. No fundo dos vales, os depósitos são arenosos e siltosos, passando lateral-

| Continental       | Misto      | Marinho           |
|-------------------|------------|-------------------|
| <u>Terrestre:</u> |            |                   |
| desértico         |            |                   |
| glacial           |            |                   |
| <u>Fluvial:</u>   | De Litoral | Mar raso          |
| de piemonte       |            |                   |
| de planície       | Lagunar    | Mar intermediário |
| aluvial           | Estuarino  | Mar profundo      |
| <u>Lago:</u>      |            |                   |
| lagunar           | Delta      |                   |
| <u>Alagadiço:</u> |            |                   |
| paludal           |            |                   |
| <u>Caverna:</u>   |            |                   |
| espeleal          |            |                   |

Tabela 8

mente a materiais cada vez mais grossos, dando impressão que os morros se destacam de um mar de material detrítico. Os depósitos torrenciais, produzidos durante as fortes chuvas que caem nos desertos esporadicamente, geralmente não possuem estratificação, uma vez que o transporte é curto, não havendo possibilidade de se processar a seleção do sedimento em suas várias frações granulométricas. Os depósitos eólicos mostram estratificação cruzada. O Arenito Botucatu, que ocorre em espessas camadas e também intercalado nos basaltos da Bacia do Paraná, é um exemplo típico.

##### b. Depósitos Glaciais

Os sedimentos glaciais são depositados pelo gelo, sem estratificação, não selecionados, contendo tanto material grosso como fino. Os sedimentos glaciais repousam muitas vezes sobre superfícies rochosas polidas, estriadas e riscadas pelo gelo. Em épocas de degelo, tais sedimentos são retrabalhados pela água e apresentam características típicas de depó-

sitos aluviais comuns. Ocorrem na Bacia do Paraná, muitas vezes diretamente apoiados sobre rochas do Cristalino. Exemplo de ocorrência em São Paulo: nas localidades Mogi-Mirim, Pinhal, Jundiá, Campinas, Indaiatuba, etc.

c. Sedimentos Aluviais ou Fluviais

Os sedimentos fluviais são depositados pelos rios e normalmente se mostram lenticulares (com lentes de vários metros a dezenas de extensão), de três tipos principais: lentes de material grosso, que correspondem aos depósitos dos lagos em forma de ferradura; antigos ângulos mortos dos rios; e finalmente os depósitos arenosos intercalados nas lentes mencionadas anteriormente, correspondentes aos depósitos de várzea ou planície de inunda o, conforme a Figura 20.

Muitos depósitos aluviais formam os solos transportados de grandes áreas do sul do Brasil, cobrindo antigos terraços dos grandes caudais atualmente existentes; como exemplo, pode ser citado o Vale do Paraíba, cujos terraços antigos muito extensos são cobertos por esses sedimentos. A largura desses terraços poderá ser de dezenas a centenas de quilometros. Pode ser citado o caso dos terraços do rio Mogi-Guaçu, que se encontram em São Carlos, há mais de 50 km do curso do rio

d. Sedimentos Lacustres

São de granula o fina. Quando em áreas áridas frias ou quentes, os sedimentos finos são depositados inalterados. Em áreas temperadas ou de clima tropical, os lagos concentram depósitos argilosos. Entretanto, enchentes poderão provocar a mistura de material grosso e fino já existentes no local.

Nas proximidades dos mares, muitas lagoas são de água salobra, com invasões marinhas esporádicas.

Quando a água   estagnada, há concentra o de FeS<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>S nos depósitos orgânicos e argilosos do lago. Em lagos localizados em regiões áridas ou semi-áridas, a evapora o po-

der  ser tão intensa a ponto de produzir alta salinidade dos depósitos e, eventualmente com o secamento do lago, formar-se camadas espessas de CaSO<sub>4</sub>, NaCl, etc.

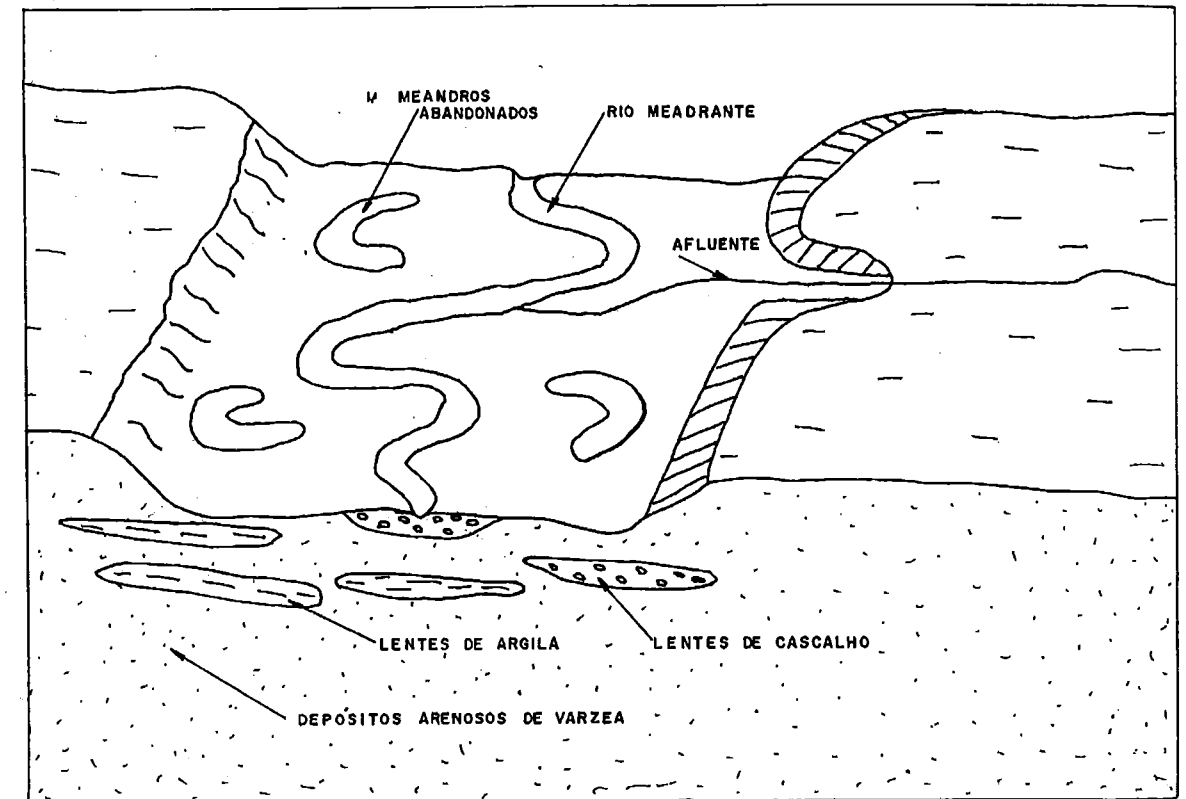


Figura 20

6.10.2 - Sedimentos Marinhos

a. Sedimentos de Mar Raso

Os sedimentos de mar raso v o até uma profundidade de cerca de 120 metros abaixo do nível do mar. Sobre boa parte da plataforma continental. A distribui o, expansão e profundidade do mar raso têm variado com o passar do tempo geológico e a natureza e extensão dos movimentos diastrof cos tect nicos. Essa porão do fundo oceânico recebe os sedimentos de vastas áreas continentais através dos rios, galerias, ventos (nuvens de areia), cinzas vulcânicas, etc.

Onde o suprimento dos detritos provindos do continente é pequeno, os sedimentos do mar raso poderão consistir principalmente de restos orgânicos, corais, algas calcárias e

precipitados químicos.

As características dos sedimentos marinhos da faixa mencionada são variáveis. Os depósitos à beira mar são usualmente de forma lenticulares com muita estratificação cruzada e grande variação granulométrica. São comuns, ainda, ravinamento e marcas de corrente em extensões e orientações variadas; onde os taludes marinhos são muito inclinados, os sedimentos poderão perder a estabilidade, formando estruturas de amarrotamento, Figura 21.

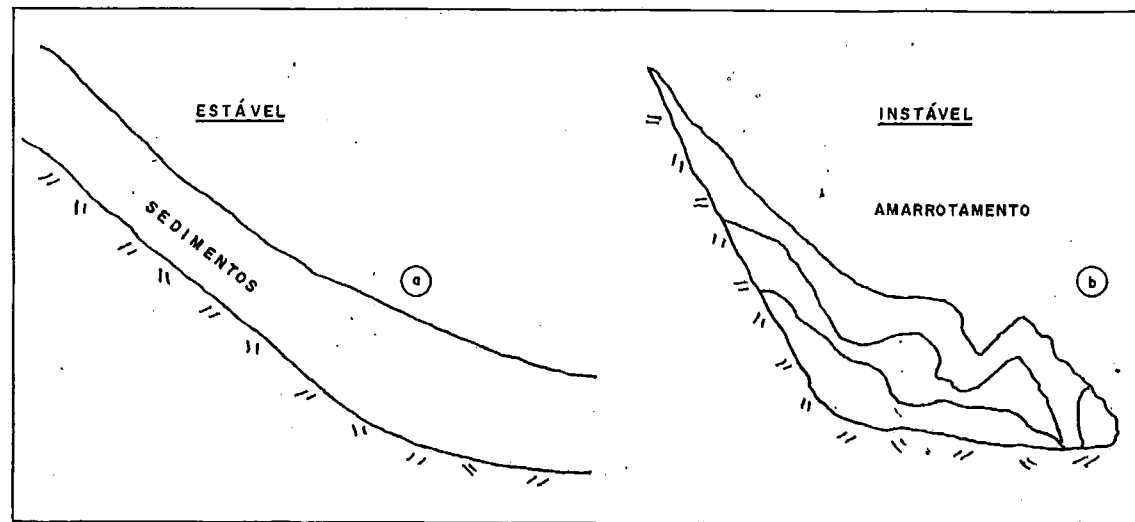


Figura 21

Em zonas mais profundas, os sedimentos são mais regulares, dispostos em camadas melhor definidas e mais homogêneas.

A velocidade de acumulação de sedimentos varia - conforme o local considerado. Em média, a velocidade de deposição é a seguinte:

- Arenitos: 135 anos/metro de deposição
- Folhelhos: 270 anos/metro de deposição
- Calcário: 675 anos/metros de deposição

b. Depósitos de Média a Grande Profundidade

O leito oceânico, dos 200 metros de profundidade (plataforma continental) desce até 4000 metros, em média, para alcançar o fundo oceânico. Este trecho, com uma largura -

de cerca de 64 km, é coberto por sedimentos finos de origem continental, que permanece em suspensão durante períodos longos. Tais sedimentos são de cor azul, dado o seu conteúdo orgânico e caráter do ferro reduzido que contém.

As lamas azuis, também denominadas vazas azuis, estendem-se a mais de 1500 km da foz do Amazonas em direção ao mar. Em outras áreas, onde a contribuição continental é menor, acham-se em média até cerca de 320 km da costa.

Nas grandes profundezas oceânicas (zonas abissal), os sedimentos continentais perdem sua importância, predominando os sedimentos finos de origem vulcânica, meteorítica bem como vaza de organismos planctônicos (plancton - animais microscópicos de esqueletos calcário ou silicoso que vivem à superfície do mar, realizando fotossíntese, que servem de alimento para os peixes).

O ácido carbônico aumenta em profundidade dissolvendo as carapaças que contém  $CaCO_3$ . Dessa forma, os restos de  $CaCO_3$  que se acumulam em profundidades são gradualmente dissolvidos. Encontra-se, bem no fundo abissal, uma argila vermelha, restos insolúveis das carapaças planctônicas e demais componentes mencionados anteriormente.

O material planctônico mais importante é formado por pequenos esqueletos de globigerinas e diatomáceas.

A velocidade de sedimentação média verificada para cada 1000 anos é a seguinte:

- Vaza azul: 3,30 cm
- Vaza de globigerinas: 2,13 cm
- Argila vermelha: 1,33 cm

6.11 - Relações Estratigráficas

A estratigrafia estuda a sequência das camadas, sua descrição e correlação no espaço e no tempo.

a. Conformidade e Inconformidade

Numa série contínua de camadas, uma camada supe-



rior se apoia sobre a inferior em conformidade. Entretanto, se houver uma fase erosiva antes de se depositar a camada superior, haverá uma descontinuidade deposicional ou inconformidade erosiva.

Numa região baixa, a deposição poderá ser soerguida (levantada) e assim convertida em área de erosão. Outra vez, poderá sofrer uma depressão e se transformar em área de deposição. Se as camadas abaixo da descontinuidade erosiva estiverem inclinadas (adernadas, basculadas) relativamente às camadas superiores, o contato entre as camadas é denominado uma inconformidade angular: mas se as camadas abaixo e acima da superfície erosiva forem paralelas, o contato é chamado uma disconformidade.

#### b. Transgressão e Regressão

Havendo um levantamento do nível do mar ou um abaixamento do continente, a água dos oceanos gradualmente invadirá este último, cobrindo-o de uma camada de material detrítico - grosso sobre uma superfície erosiva, tanto mais antiga quanto mais próxima do oceano original. É chamado, esse fenômeno geológico, de transgressão marinha. Sobre os sedimentos grossos vai se depositando material fino à medida que o mar vai se aprofundando.

O reverso ocorre quando o continente sofre um levantamento, ou o mar recua por diminuição do volume de suas águas. Nesse caso, os sedimentos antigos aparecem nos continentes recém expostos. Sobre sedimentos finos, vão aparecendo sedimentos detríticos grossos. Chama-se esse fenômeno de regressão marinha.

#### c. Variações Laterais e Verticais

Os sedimentos poderão variar lateralmente e verticalmente em outros tipos, formando na transição compostos híbridos. Entretanto, a ação das correntes marinhas ou mudanças climáticas poderão perturbar a sedimentação normal de uma área.

As variações laterais são denominadas "fácies", is

to é, ocorrência de rochas diferentes em diferentes áreas geográficas. Tais mudanças faciológicas são importantes na pesquisa do petróleo e na localização de áreas para material de empréstimo. Material de empréstimo é o material retirado de um local para ser utilizado numa construção, por exemplo: solo para atêrro ou rocha para agregado.

#### 6.12 - Controle de Sedimentação

As características sedimentares, estratificação, granulometria, tipos de fósseis, etc., indicam que a maior proporção de rochas sedimentares nos continentes é de águas rasas. Entretanto, na maioria das cadeias montanhosas esses sedimentos de caráter marinho são de centenas de metros de espessura; indicando que foram formados gradualmente por um lento abaixamento ou subsidência. O tipo de sedimento depende do balanço entre subsidência, bem como das condições em que se encontra a área fonte. Um levantamento rápido do continente produzirá acúmulo de material grosso arcossiano ou brechóide na bacia de sedimentação. Se, no entanto, a área fonte for do tipo tabular, pouco saliente, a maioria dos sedimentos na área de subsidência seria de argilas finas e material em solução.

Pelo exposto, conclue-se que as rochas sedimentares refletem as condições ambientais em que se formaram. Assim, toda rocha conta uma parte da história da Terra.

no mar, depositar-se-ão no fundo. Constituídos de partículas isoladas, esse depósito sedimentar, nessa primeira fase, será extremamente fôfo e inconsolidado. À medida que mais sedimentos se depositam sobre os primeiros, estes suportarão cargas cada vez maiores. Inicialmente, tal carga será suportada principalmente pela água contida nos poros das partículas, uma vez que as mesmas ainda não entraram em contato. Os sedimentos - somente terão resistência maior no momento em que as partículas se tocarem e parte da água tiver sido expulsa. A carga suportada apenas pela água, é uma carga neutra (pressão neutra), não possuindo a capacidade de condicionar atrito entre as partículas mencionadas.

A carga aplicada sobre os sedimentos saturados - ~~vai~~ ~~var~~ ~~progressivamente~~ ~~produzindo~~ ~~a~~ ~~expulsão~~ ~~da~~ ~~água~~ ~~e~~ ~~se~~ ~~trans~~ ~~ferindo~~ gradualmente às partículas sólidas. Essa transferência aumenta a pressão intergranular (pressão efetiva) que, por sua vez, controla o valor da resistência ao cisalhamento dos sedimentos considerados. Com efeito, a pressão total em um sedimento completamente saturado consiste de duas partes:

$$\text{Pressão total} = \text{pressão intergranular (ou efetiva)} + \text{pressão da água neutra}$$

ou seja:  $\sigma = \sigma' + u$ , onde

- $\sigma$  - pressão total
- $\sigma'$  - pressão efetiva
- $u$  - pressão neutra ("uplift pressure") em inglês

De início,  $u$  possui um valor elevado (sedimento saturado) e gradualmente vai diminuindo enquanto  $\sigma'$  aumenta, pois a água é eliminada gradualmente. Com a eliminação da água, há uma diminuição progressiva do volume do sedimento e aumento gradual tanto da densidade como da resistência ao cisalhamento.

LIQUIDA DO VALOR DA TENSÃO EFETIVA, COMO MOSTRA A EQUAÇÃO -

$$\tau = c + (\sigma - u) \text{ tg } \phi \text{ onde}$$

- $\tau$  - resistência ao cisalhamento
- $c$  - coesão
- $\sigma$  - tensão normal (no caso, tensão total atuando normalmente ao plano de cisalhamento)
- $\sigma = \sigma' + u$  (como foi visto anteriormente)
- $\phi$  = ângulo de atrito interno
- $\text{tg } \phi$  = coeficiente de atrito interno

Como se nota da equação acima,  $u$  diminui a tensão normal e, portanto, a resistência ao cisalhamento também. Ao contrário, uma forte compactação ou cimentação aumenta o valor de  $c$  e, concomitantemente, a resistência cisalhante. - Aumentando a tensão compressiva, começa um processo de recristalização das partículas, iniciando-se nos contatos entre os grãos e fazendo com que fiquem soldados entre si. Nesta fase, ainda os processos são considerados sedimentares. O aumento maior da pressão, bem como da temperatura, produzem uma completa recristalização de toda a rocha, gerando novos minerais. Esse processo, ainda mais complexo pela atuação de soluções e gases, denomina-se metamorfismo. Em certas rochas, é difícil distinguir se ocorreu um metamorfismo em fase inicial, ou se realmente se trata de um processo sedimentar onde a litificação foi intensa.

Portanto, quando uma rocha ígnea ou sedimentar é submetida, por processos geológicos, à condições diferentes - daquelas em que se formou, os minerais que a compõem se tornam instáveis, recristalizando-se ou alterando-se quimicamente, sem passar pelo estado de fusão. Estas condições relacionadas à pressão, temperatura, presença de soluções e de agentes voláteis, determinam o metamorfismo da rocha pré-existente, transformando-a em outra com novas características.

De acordo com o fator predominante neste proces-

so, pode-se definir quatro tipos de metamorfismo:

- a. Metamorfismo termal, onde predomina a temperatura elevada;
- b. Metamorfismo plutônico; onde predominam pressão uniforme (confinante ou hidrostática) e temperatura elevada;
- c. Metamorfismo cataclástico, onde o fator mais importante é pressão dirigida, que produz principalmente a ruptura com deslocamento dos maciços rochosos;
- d. Metamorfismo dinamotermal, onde predominam pressão dirigida e temperatura elevada, determinando uma reorientação dos minerais e causando o dobramento dos maciços rochosos.

Alguns autores ainda consideram um quinto tipo de metamorfismo, denominado regional, que engloba a maioria dos metamorfismos citados anteriormente.

É importante lembrar que o metamorfismo ocorre em regiões profundas da crosta, abaixo das áreas de sedimentação e diagênese. Metamorfismo significa uma recristalização completa ou parcial de uma rocha, sem que haja fusão total de seus componentes, bem como produção de novas estruturas. Portanto, como o nome indica, o metamorfismo, em resumo, significa a soma de processos que transformam as rochas pré-existentes e seus minerais. Todavia, alguns minerais são estáveis em vários ambientes geológicos. Por outro lado, as circunstâncias poderão ser tais que as transformações se processam muito lentamente, de maneira que a rocha não chega a apresentar um equilíbrio com o meio, em face das condições ambientais mudarem antes da transformação rochosa se completar. Há casos, também, em que o metamorfismo é tão profundo que praticamente não se nota qualquer traço da rocha primitiva.

#### 7.2 - Transformações Produzidas

Algumas transformações produzidas pelo metamorfismo consistem no aumento de tamanho dos minerais componentes da rocha na reorganização parcial dos componentes químicos para formar um novo agrupamento mineral, e no desenvolvimento de um novo padrão estrutural, constituído particu-

larmente de um arranjo paralelo ou sub-paralelo dos novos minerais.

As texturas da maioria das rochas metamórficas - são bem diferentes das apresentadas pelas rochas ígneas e sedimentares, particularmente na maneira como os minerais se unem. Nas rochas ígneas, a cristalização progride de maneira ordenada, de modo que os últimos minerais que se formam ocupam o espaço deixado pelos primeiros. Nas rochas sedimentares de granulação grossa, como os arenitos e conglomerados verifica-se imediatamente que os fragmentos e partículas acham-se em simples contato, e que o espaço entre eles está preenchido por alguma forma de cimento. Nas rochas metamórficas, por outro lado, os minerais estão dispostos sem haver cimento nos vazios. Há entretanto rochas metamórficas que fazem exceção, como por exemplo os mármore, alguns tipos de quartzito, gnais e micaxistos. O padrão textural de uma dada rocha metamórfica é determinado pelos fatores seguintes: natureza do material original, processos metamórficos envolvidos e intensidade ou grau de metamorfismo. É comum ocorrer, durante o metamorfismo, adição ou remoção de material sob a forma líquida, gasosa, atômica ou iônica através de processo de difusão.

#### 7.3 - Processos Metamórficos

As rochas poderão ser conduzidas a novos ambientes onde ocorrem processos geológicos, tais como: vulcanismo, diastrofismo (tectonismo), erosão ou mecanismos isostáticos, soterramento pela sobreposição de sedimentos ou aprofundamento por dobramentos intensos. Rochas previamente localizadas em regiões profundas poderão ser exumadas ou desenterradas - por mecanismos erosivos. Conforme as condições a que forem submetidas, assim será o tipo de metamorfismo e as mudanças produzidas na rocha.

##### 7.3.1 - Processos Metamórficos Termal

Há dois tipos de metamorfismo termal, um produzido simplesmente pelo calor da Terra e outro produzido pela invasão e intrusão de material ígneo, fortemente aquecido. O primeiro recebe o nome de metamorfismo geotermal, e o segundo, metamorfismo de contato.

a. *Processo Metamórfico Geotermal*

É assim chamado porque produzido pelo calor existente nas partes profundas da Terra (gradiente geotérmico). Rochas localizadas à superfície poderão ser enterradas e comprimidas à grande profundidade, graças à carga das rochas sobrejacentes. Esse fenômeno ocorre principalmente nos geosinclinais, áreas à beira mar onde se acumulam sedimentos durante milhões de anos, tomando espessura de cerca de 10 km ou mais. Os sedimentos assim acumulados sofrem, em seguida, dobramentos, metamorfismo e levantamento (soerguimento), voltando à superfície, onde novamente sofrem erosão e refazem o ciclo mencionado. Assim, sedimentos argilosos, a tais profundidades e temperatura a que foram submetidos, se transformam primeiro em folhelhos (rocha sedimentar) e após o metamorfismo, em ardósias e filitos (rocha metamórfica).

b. *Processo Metamórfico Termal de Contato*

É o metamorfismo produzido pelo aquecimento de várias rochas no contato com material ígneo em fusão. As mudanças são maiores perto do contato e menores à medida que a distância se torna maior, porque justamente nas proximidades a temperatura é maior e as emanações ígneas são mais ativas. O material ígneo extrusivo só afeta levemente o solo sobre o qual se desloca, produzindo um "cozimento" de uma fina camada superficial de alguns milímetros de espessura.

As mudanças mais pronunciadas ocorrem no contato das grandes massas intrusivas, como por exemplo, os batólitos. As rochas que mais sofrem metamorfismo de contato são os calcários e folhelhos calcíferos. À grandes profundidades, o ambiente associado com as intrusões é caracterizado por alta temperatura e alta pressão. Em algumas das rochas formadas em tais condições, os efeitos das atividades ígneas ou metamórficas não são bem distinguíveis. Isso ocorre, principalmente, nas "cintas orogênicas", onde as rochas sedimentares foram deslocadas a grandes profundidades e, posteriormente, levantadas e dobradas para constituir as cadeias montanhosas.

| Rocha Original    | Rocha Metamorfoseada   |
|-------------------|------------------------|
| Arenito           | Quartzito              |
| Folhelho argiloso | Xisto (hornfels)       |
| Calcáreo          | Mármore                |
| Tufos e lavas     | Micaxisto ou anfibólio |

Tabela 9

7.3.2 - *Processo Metamórfico Dinamotermal*

O metamorfismo dinamotermal é produzido principalmente por mudanças induzidas por pressões orientadas, com auxílio secundário de temperatura. Esse metamorfismo é caracterizado pelo fato de ocorrer em áreas de intenso dobramento, a profundidades relativamente baixas. Apesar do metamorfismo dinâmico implicar em movimento, as rochas se movem diferentemente, conforme o local ou nível da litosfera considerado. No manto, por exemplo, a camada externa poderá ser dividida em 2 partes:

- a. zona superficial ou de fratura, onde as rochas consolidadas se partem sob a ação de tensões cisalhantes, e
- b. zona de fluxo, onde, sob pressões orientadas, as rochas perdem a sua resistência, passando a um estado plástico e podem inclusive fluir. Nestas condições, a rocha flui não porque se transforma em um líquido, mas porque se desloca lentamente, com a produção de fraturas microscópicas de cisalhamento, por esmagamento extremo e por recristalização. Apresentam-se exemplos na Tabela 9.

No primeiro caso, o processo metamórfico é denominado cataclástico, em que ocorre o esmigalhamento da rocha em zonas de falha. A rocha, no plano de falha e nas suas proximidades, é pulverizada, dispondo-se com uma certa orientação no sentido do deslocamento. Quando o fraturamento chega a um extremo, reduzindo a rocha a uma massa compacta, denomina-se tal material de "milonito". Geralmente, o milonito se forma a uma certa profundidade, ao passo que bem à superfície o fraturamen

to se processa de modo menos completo, produzindo fragmentos angulosos maiores, resultando uma rocha denominada de "brecha tectônica". Assim, um milonito, portanto, pode ser considerado como uma "microbrecha". Apesar de muito milonitos e brechas tectônicas apresentarem alta resistência e dureza elevada, tais rochas indicam que a região onde ocorrem foram intensamente deformadas, muitas vezes com tensões residuais elevadas. Nas proximidades dos milonitos e das brechas, é normal a ocorrência de maciços rochosos altamente fissurados, alterados e permeáveis, e portanto, muitas vezes inadequados para a implantação de obras de engenharia. No segundo caso, em que predominam pressões dirigidas e calor, há uma completa recristalização da rocha original com reorientação de minerais. É comum, nas áreas orogênicas em que são formadas: xistos, quartzitos e gnaisses.

#### 7.3.3 - Metamorfismo Plutônico - (pressão hidrostáticas e alta temperatura predominantes)

Rochas submetidas à pressões uniformes e altas temperaturas tornam-se plásticas, ocorrendo numerosas mudanças mineralógicas. Os novos minerais formados nessas condições tem alto peso específico e formas equidimensionais, sendo os constituintes das rochas metamórficas denominadas Granulitos.

#### 7.4 - Graus de Metamorfismo

Algumas rochas metamórficas são mais intensamente modificadas que outras. Por exemplo, a transformação de folhelho em ardósia produz apenas uma pequena recristalização. Mas, quando a ardósia é transformada em filito, este em xisto e o xisto em gnaisses, cada rocha sucessiva representa um maior grau de metamorfismo. Tanto o folhelho como o gnaisses poderão ter composição química idêntica: entretanto, sua aparência, bem como sua constituição mineralógica, são muito diferentes da rocha sedimentar original. O grau de metamorfismo atingido depende da intensidade de ação dos agentes ambientais que intervêm nos processos metamórficos. De uma maneira ge-

ral, as ardósias e filitos, que são rochas de baixo grau de metamorfismo, são formados perto da superfície, ao passo que xistos e gnaisses, ambos de alto grau de metamorfismo, são formados a maiores profundidades ou nas vizinhanças das grandes massas ígneas intrusivas.

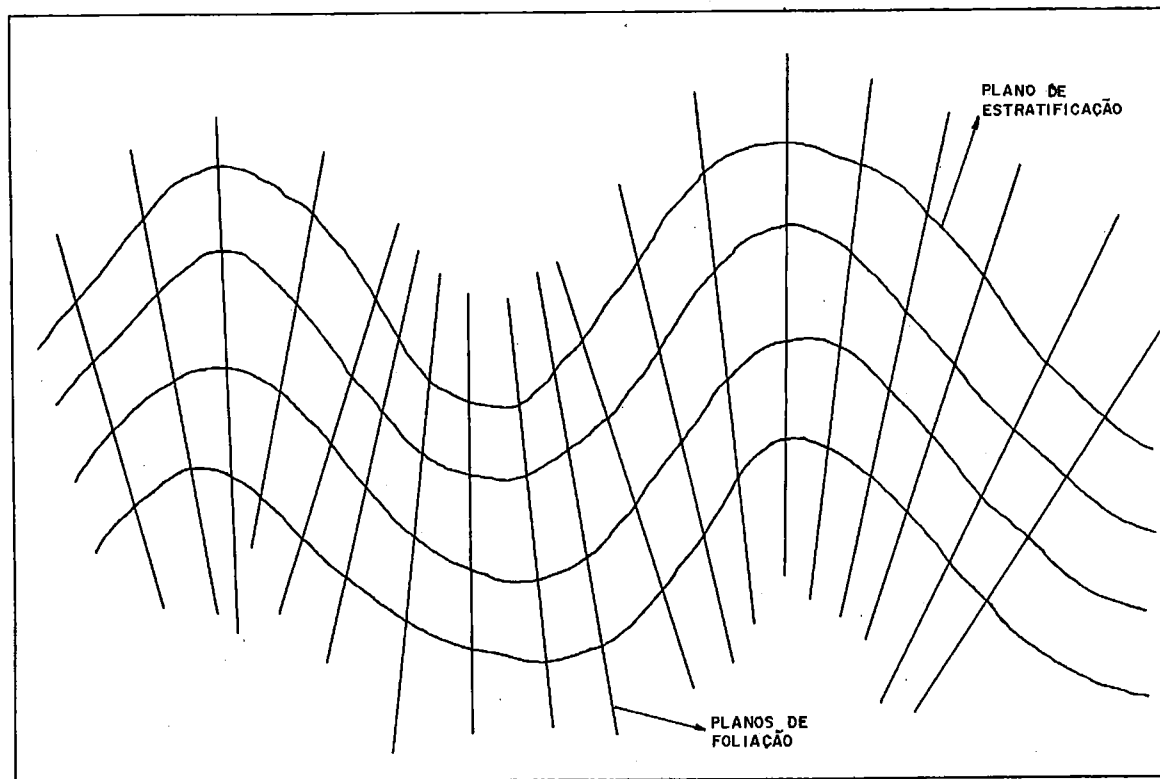
Deve-se mencionar, também, que uma rocha de alto grau metamórfico, como o gnaisses, poderá ser deslocada, através de processos diastróficos, a uma nova posição em ambiente de mais baixo grau metamórfico. Nesse novo local, as condições poderão ser aquelas de formação de ardósias e filitos, havendo então uma transformação da rocha primitiva em ardósia e/ou filitos. Essa transformação, denominada de metamorfismo regressivo, ou retrometamorfismo, ocorre numerosas vezes durante os dobramentos e fenômenos orogênicos.

#### 7.5 - Estruturas e Texturas das Rochas Metamórficas

As rochas metamórficas são classificadas, com base nas estruturas e texturas, em rochas foliadas e não foliadas. Muitas rochas metamorfoseadas são foliadas ou dispostas em faixas, quando então certos grupos minerais se orientam sub-paralelamente. As rochas se fendem de modo mais fácil paralelamente à foliação que perpendicularmente a ela. Os planos de foliação poderão ser altamente irregulares e ondulados. Em rocha metamórfica de granulação grossa, como o gnaisses, os planos são pouco definidos, enquanto que numa rocha fina, como o filito ou o xisto, a foliação é muito clara e bem definida. A xistosidade é um caso particular de foliação, em que os planos de clivagem da rocha coincidem com aqueles em que os minerais se dispõem sub-paralelamente.

As rochas metamórficas não foliadas apresentam um aspecto maciço e não se partem com facilidade. Quando um argilito ou folhelho é examinado sob o microscópio, nota-se ser ele constituído de pequenas partículas de quartzo misturadas com finas partículas de argila. Sob alta pressão, os grãos de quartzo se quebram e sofrem rotação de tal modo que seu maior eixo se coloca em ângulo com a direção de menor esforço. Admitia-se que os minerais se alongam durante o metamorfismo, dis-

pondo-se paralelamente ao menor esforço; entretanto, não é exatamente isto o que acontece e sim o maior alongamento dos minerais ocorre em ângulos de 25° a 45° relativamente aos minerais originais. Há, pois, uma influência dos minerais originais sobre a recristalização orientada dos minerais formados subsequentemente por metamorfismo dinâmico. Entretanto, de uma forma ou de outra, as rochas sedimentares que são fortemente comprimidas por dobramento, tendem a desenvolver uma foliação cruzada às camadas sedimentares originais, como mostra a Figura 23.



Nota-se que, na região axial dos dobramentos, a foliação intercepta a estratificação com um ângulo de aproximadamente 90°. Nesses locais é que se distingue com mais facilidade as duas estruturas mencionadas.

A maioria das ardósias é originária de lodo e argilas, minerais placóides que facilmente se transformam em minerais micáceos. Dessa forma, os argilitos facilmente passam, após metamorfismo, a constituir ardósias, filitos ou micaxis-

tos. Ao contrário, calcários e arenitos não têm condições de formar micaxistos ou filitos, em razão de não possuírem a matéria prima adequada para a formação de minerais placóides.

#### 7.6 - Rochas Metamórficas Foliadas

As rochas metamórficas foliadas são compostas principalmente de micas e cloritas, minerais facilmente clivados. Evidentemente, uma rocha contendo grande número de minerais placóides, paralelos uns aos outros, será facilmente fraturada ao longo do plano de foliação, onde apresentam maior concentração. As rochas foliadas mais comuns são as ardósias, os filitos, os xistos e os gnaisses.

Exemplo de rocha metamórfica foliada são as ardósias, rochas de granulação fina que se partem com grande facilidade em planos lisos. Como os minerais que as compõem são muito finos, as ardósias normalmente possuem uma textura de minerais não visíveis e apresentam superfícies mais lisas que os xistos. Há casos, entretanto, em que as ardósias passam por várias fases de dobramento recorrente e mostram um alto grau de "amarrotamento". A foliação poderá ser paralela ao acamamento, porém poderá também cortá-lo com forte ângulo nas regiões axiais dos dobramentos.

Nesses casos, a estratificação aparece em um afloramento como finas listas de cor ligeiramente mais acentuada que o restante da rocha, cruzando com a foliação.

As ardósias tem uma cor primária cinza e preta. Por alteração, podem apresentar cores avermelhadas ou esverdeadas. As cores escuras das ardósias se devem à grafite proveniente do metamorfismo de matéria orgânica. A cor vermelha é resultante da oxidação da pirita (FeS<sub>2</sub>), abundantes nessa rocha. As ardósias eram muito usadas como telhas nas construções antigas. Ainda são empregadas como material de revestimento de edifício, principalmente quando possuem como componente também o quartzo que lhes confere maior durabilidade.

Os planos de xistosidade são de baixa resistência e portanto poderão favorecer escorregamentos de taludes, desli-

zamentos de barragem, etc. As propriedades das rochas xistosas serão consideradas mais adiante no que concerne aos problemas de geologia de engenharia.

#### 7.7 - Considerações Sobre o Metamorfismo Regional

##### 7.7.1 - Áreas Continentais

Nas áreas continentais, ocorrem movimentos de massas de caráter ascendente, produzindo cadeias montanhosas e descendente, produzindo bacias sedimentares, que conforme o caso, poderão ser: lacustres (Ex.: bacia sedimentar de São Paulo), de escoamento fluvial (Ex.: bacias do Paraná, Amazônica, etc.), marinhas (Ex.: bacia de Sergipe), de deposição glacial (Ex.: tilitos), eólica (Ex.: Deserto do Arenito Botucatu) e etc.

As formações geológicas tipicamente continentais apresentam as seguintes características rochosas:

- a. são rochas de desagregação: areias e arcósios;
- b. materiais resultantes de perda de álcalis, tais como: argilas residuais, bauxitas, sílex, lateritas;
- c. é material sedimentar altamente variado, em camadas pouco espessas;
- d. apresentam coloração vermelha, produto da oxidação do ferro.

As áreas que bordejam os continentes são ocupadas por mar epicontinental, rico em organismos e percorrido por numerosas correntes marinhas. A sedimentação nesta faixa será, também, pouco espessa e muito variada em razão da heterogeneidade de condições de deposição. Os pequenos movimentos que aí ocorrem são, geralmente, suficientes para provocar invasões marinhas ou retiradas do mar, produzindo intercalações sedimentares marinhas em sedimentos continentais (transgressão) ou ao contrário (regressão), ou ainda, interrupções na sedimentação por levantamento continental e conseqüente erosão.

##### 7.7.2 - Geossinclinais

Por outro lado, geossinclinais são longas trincheiras rasas, de fundo móvel e plástico, no qual os esforços tec-

tônicos se traduzem por verdadeiros dobramentos os quais formam, no final, uma inversão (geoanticlinal) com uma forma saliente na topografia e denominada cordilheira.

Na região geossinclinal propriamente dita, desenvolve-se durante vários milhões de anos uma intensa sedimentação. À medida que os sedimentos vão se acumulando, há um gradual afundamento da bacia de sedimentação; a deposição, portanto, sempre se processa em águas rasas. A evolução dos geossinclinais apresenta as seguintes fases:

- a. A maioria dos sedimentos provêm dos continentes ou constitui material continental retrabalhado pela atividade do mar. Assim, nas proximidades da costa, formam-se os blocos rochosos ou matacões que, por desagregação, vão formar os sedimentos detritícos arenosos grossos das praias trabalhadas pelas ondas e vagalhões. Nos rochedos submersos originam-se os recifes de coral que, para o seu desenvolvimento, necessitam de águas limpas, pouca profundidade e temperatura adequada. Em maior profundidade, deposita-se o material mais fino, siltico argiloso, provindo dos rios que desembocam no mar.
- b. Os sedimentos previamente mencionados já atingiram espessuras consideráveis. Os próprios recifes de coral também foram camadas de calcário, acompanhando o afundamento lento da bacia de sedimentação, com um crescimento para cima a fim de manter as condições já mencionadas de baixa profundidade, de temperatura, etc. O vulcanismo é de caráter básico, formando-se sills e diques que se intrometem nos sedimentos do geossinclinal. Este, por sua vez, já se encontra em grande profundidade, passando por fase diagenética e até mesmo um certo grau de metamorfismo.
- c. Nesta fase, o metamorfismo se realiza plenamente, correndo um dobramento e amarrotamento completo das camadas sedimentares, com intrusões ígneas ácidas do tipo granítico ou granodiorítico. As próprias rochas ígneas básicas também são afetadas, dobradas e metamorfoseadas. De um modo geral, pode-se afirmar que, nessa fase, ocorrem praticamente todos os tipos de metamorfismo. Finalmente, as rochas dobradas e





#### IV. TECTÔNICA

A Tectônica é um capítulo da Geologia que trata das deformações crustais.

##### 1. Movimentos Crustais

Durante a história geológica da Terra, e mesmo em tempos atuais, a crosta terrestre já sofreu empenamentos, adernamentos, levantamentos, abatimentos, etc., resultando em mudanças de posição relativa das formações rochosas. Tais mudanças são agrupadas num capítulo denominado de diastrofismo ou tectônica, que inclui todos os movimentos crustais. Estes movimentos podem ser lentos ou rápidos e ocorrer em qualquer direção, para cima, para baixo, de modo inclinado ou horizontal.

pode ser visto com facilidade no litoral de São Paulo, por exemplo. Nele há, grande número de ilhas e mesmo de esporões à mesma altitude na orla marítima, todos de forma achatada na parte superior e contendo indícios de que se encontravam abaixo do nível do mar, como por exemplo, capeamento por areias - bem arredondadas misturadas ao solo atual. Pode-se argumentar que ao invés de levantamento do continente, tenha havido um recuo do mar por aumento do gelo nas calotas polares. Entretanto, este não é o caso, pois a altura dos esporões e das ilhas não coincidem em todas as orlas marítimas do mundo, nem mesmo em toda orla marítima do próprio Brasil, indicando, assim, movimento local diferencial. Outra evidência, é o caso da cidade de Ponta Grossa, no Paraná, bem acima do nível do mar, onde ocorrem sedimentos ricos em fósseis (restos orgânicos, conchas, etc.) marinhos. Na região de Cananéia-SP, através de levantamentos geofísicos e sondagens, foi possível localizar um grande adernamento crustal (um grande bloco crustal).

As estruturas resultantes das forças diastróficas poderão ser classificadas em:

levantadas e adernadas em vários locais, de maneira descontínua. O mesmo pode ser observado no interior do Brasil, em vários locais. Já foi inclusive citado o caso dos países escandinavos que estão se levantando alguns milímetros por ano, enquanto que o norte da Europa (Holanda e Alemanha do Norte) sofre um abatimento de forma similar ao levantamento.

##### 3. Velocidade e Tipos de Movimento

Nem todos os movimentos resultam em deformações lentas. Durante os terremotos, os deslocamentos poderão ser de várias dezenas de metros em poucos segundos.

Os principais movimentos da crosta são de dois tipos: Orogênico e Epeirogênico.

3.1 - Movimento Orogênico (ou Orogênese) - são os movimentos causadores das cadeias montanhosas. Constituem, normalmente, a fase fina da inversão dos geossinclinais, formando um

os continentes, no fundo de mares rasos. Assim, os Andes, Montanhas Rochosas, etc., são constituídos de rochas sedimentares marinhas dobradas, com fósseis marinhos, e cortadas por intrusões ígneas de vários tipos.

3.2 - Movimento Epeirogênico (ou Epeirogênese) - a epeirogênese constitui apenas simples movimentos ascendentes ou descendentes da crosta, sem dobramentos. Certas partes do globo ficam expostas à superfície, sofrendo erosão, enquanto outras se aprofundam abaixo do nível do mar, servindo como base dos depósitos marinhos.

##### 4. Estruturas de Deformação

As estruturas resultantes das forças diastróficas poderão ser classificadas em:

- Arqueamentos, bombeamentos ou soerguimentos crustais.

- Dobramentos

- Rupturas: diaclasamentos ou formação de juntas e fraturas, sem apreciável deslocamento e falhamentos ou fraturamentos, com apreciável deslocamento diferencial entre as partes separadas pela fratura.

#### 4.1 - Arqueamentos Crustais

Os sedimentos são depositados horizontalmente. Havendo um levantamento uniforme da área de deposição, poderão se formar estruturas salientes de inclinação fraca em todas as direções, os arqueamentos crustais envolvem áreas extensas de milhões de quilômetros quadrados constituindo flexuras suaves da crosta. Nas bordas da referida estrutura, poderão surgir flexuras suaves, em forma de degrau, denominadas monoclinais, Figura 25.

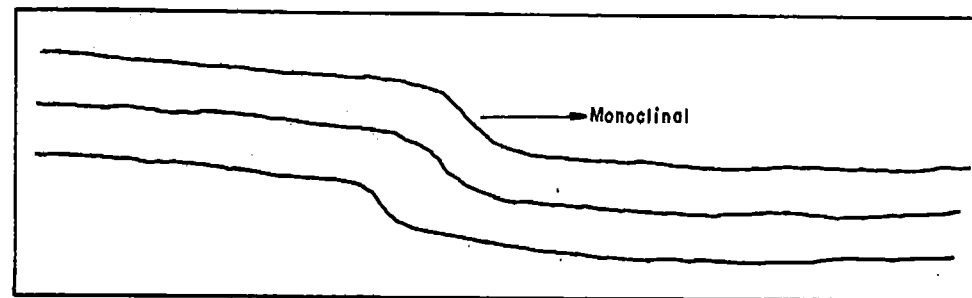


Figura 25

#### 4.2 - Dobramentos

Quando as rochas são submetidas a tensões superiores ao seu limite elástico, em regiões confinadas e sob temperaturas elevadas, elas poderão sofrer uma deformação lenta de flexionamento, formando saliências e depressões múltiplas bem definidas, dobramentos propriamente ditos, como mostra a Figura 26. São estruturas de menores proporções que as zonas de arqueamento.

As saliências são denominadas anticlinais e as reentrâncias sinclinais. Dobras uniformemente inclinadas são chamadas de homoclinais.

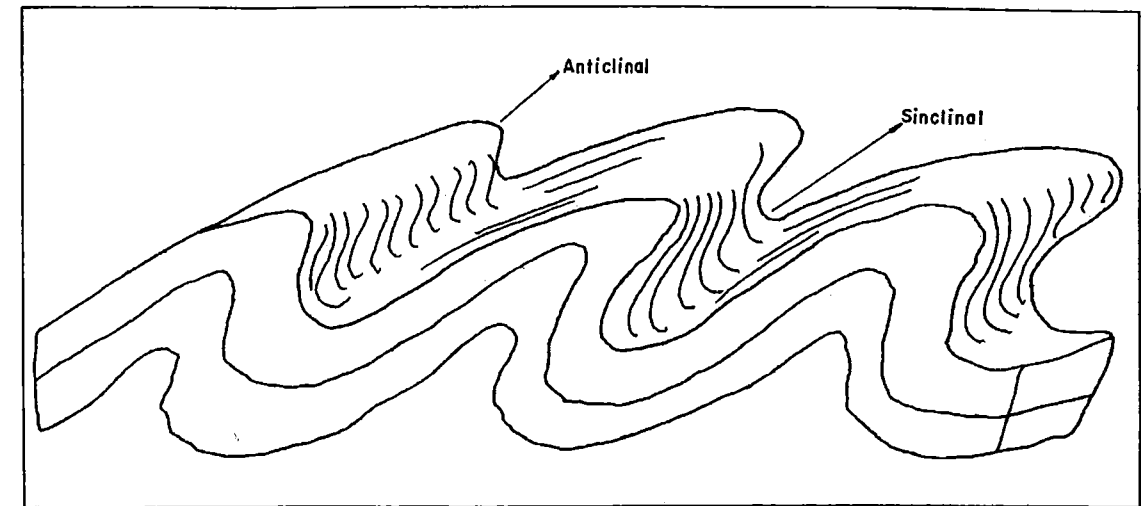


Figura 26

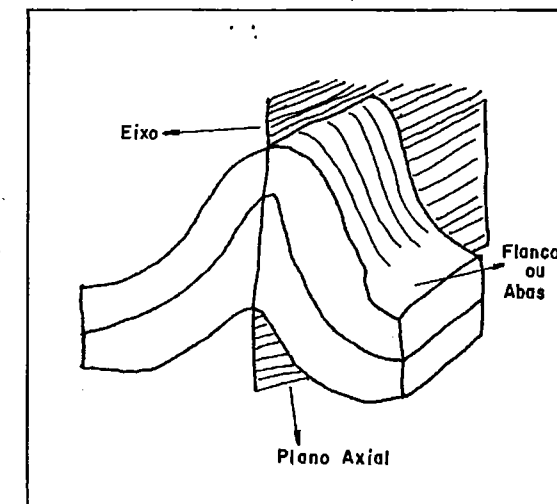


Figura 27

Plano axial de um dobramento é aquele que passa pelo seu centro, isto é, passa pela sua parte mais flexurada, Figura 27. O plano axial separa a dobra em duas partes denominadas flancos ou abas. Eixo de dobra é a linha correspondente a cada intersecção do plano axial com as camadas dobradas. Quando o eixo está inclinado, a dobra é chamada de dobra mergulhante. Como o plano axial poderá dividir a dobra em duas partes simétricas ou assimétricas, surge mais um critério que pode ser usado para classificar os dobramentos.

Dobra isoclinal é aquela em que ambos os flancos mergulham (se inclinam) com o mesmo ângulo na mesma direção, - Figura 28.

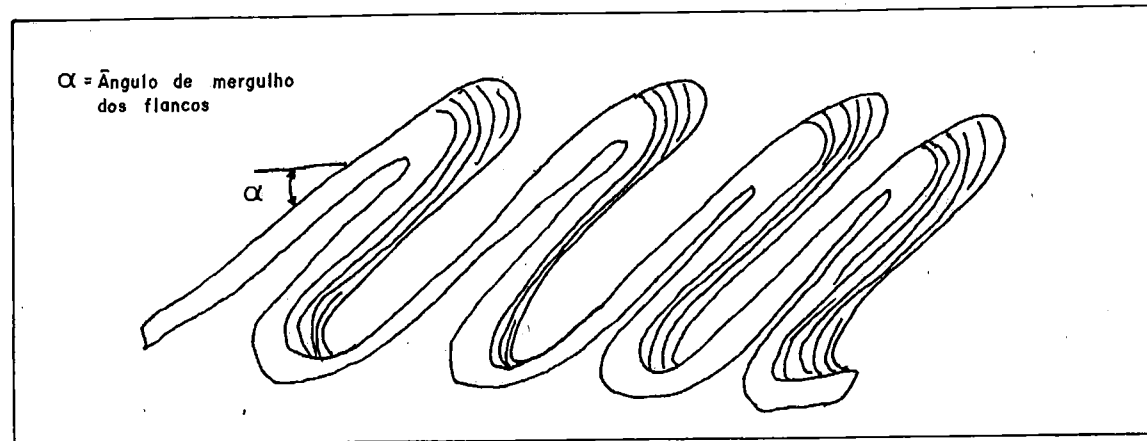


Figura 28

As dobras poderão ser também recumbentes ou deitadas, em que um flanco se deita sobre o outro, Figura 29.

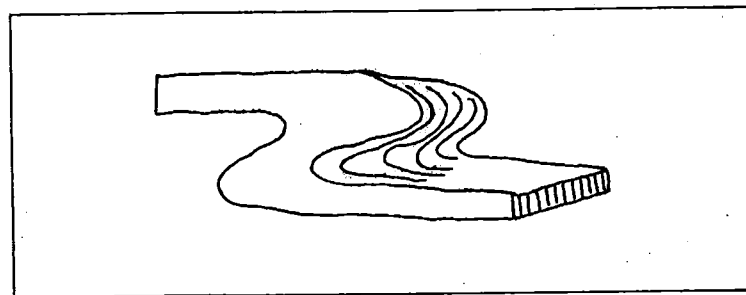


Figura 29

No terreno, um anticlinal poderá coincidir com um morro e um sinclinal com um vale; entretanto, após a erosão, poderá ocorrer o contrário, como mostra a Figura 30.

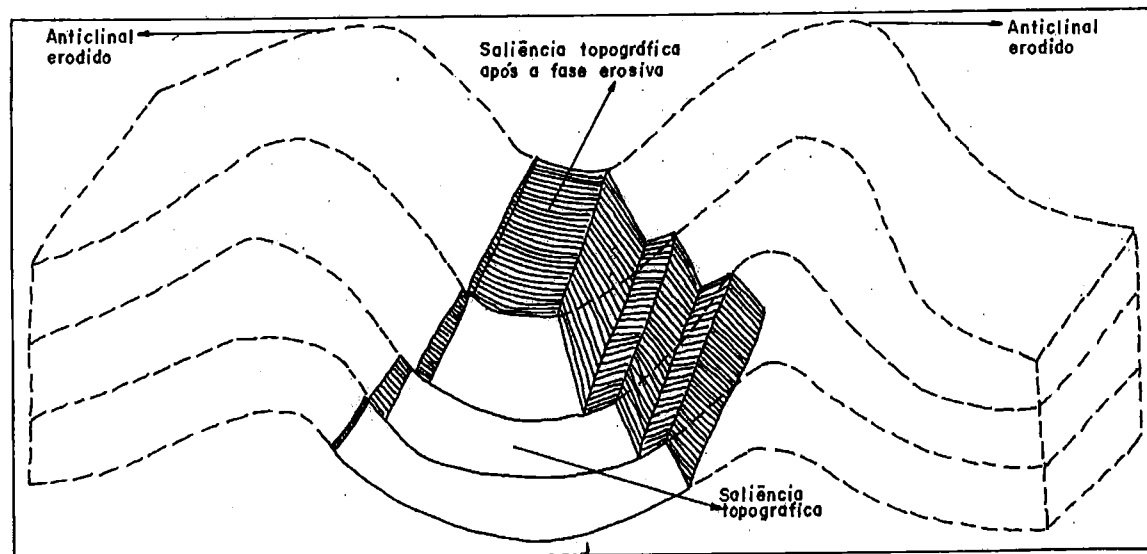
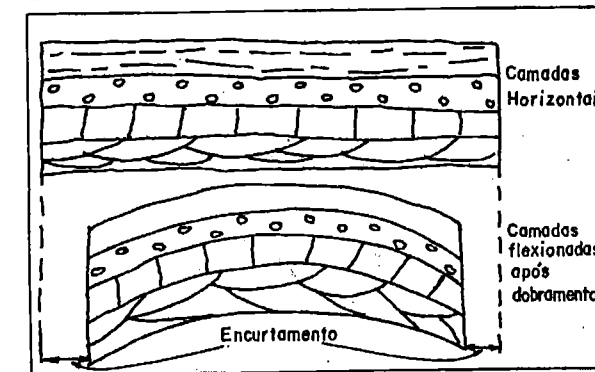


Figura 30

O processo de dobramento envolve um fenômeno de compressão da crosta terrestre, conforme ilustrado pela Figura 31.



Em áreas de grandes geossinclinais, os encurtamentos poderão ser da ordem de centenas de quilômetros.

Figura 31

O domo é uma saliência resultante de um arqueamento localizado que, de um ponto central, se inclina em todas as direções. Domo simétricos circulares são raros; de um modo geral são alongados, de forma oval e passam gradualmente a constituir os anticlinais. Por outro lado, as bacias constituem depressões no terreno em que todas as camadas que a constituem mergulham em direção ao seu centro. É interessante notar que, em um domo erodido e arrasado, como mostra a Figura 32 A, as camadas mais antigas acham-se no centro e as camadas mais novas na borda. Ao contrário, nas bacias sedimentares mais velhas, na borda, Figura 32 B.

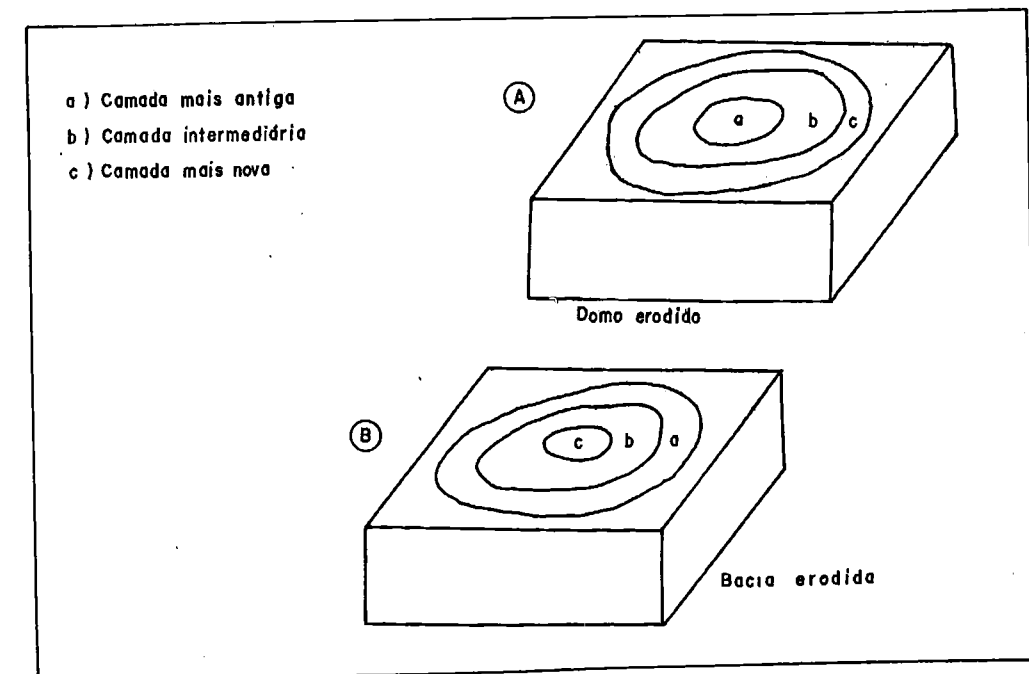


Figura 32

### 4.3 - Rupturas: diaclases e falhamentos

Quando as rochas são submetidas a tensões elevadas, as rochas se deformam e, eventualmente, se flexionam e se rompem. Com a ruptura, surgem as diaclases e/ou falhamentos.

#### A. Diaclases ou Juntas

São fraturas em que não há apreciável deslocamento diferencial paralelamente aos blocos fraturados. As juntas aparecem como resposta à aplicação de forças, tais como: tração, compressão, cisalhamento ou torção, Figura 33.

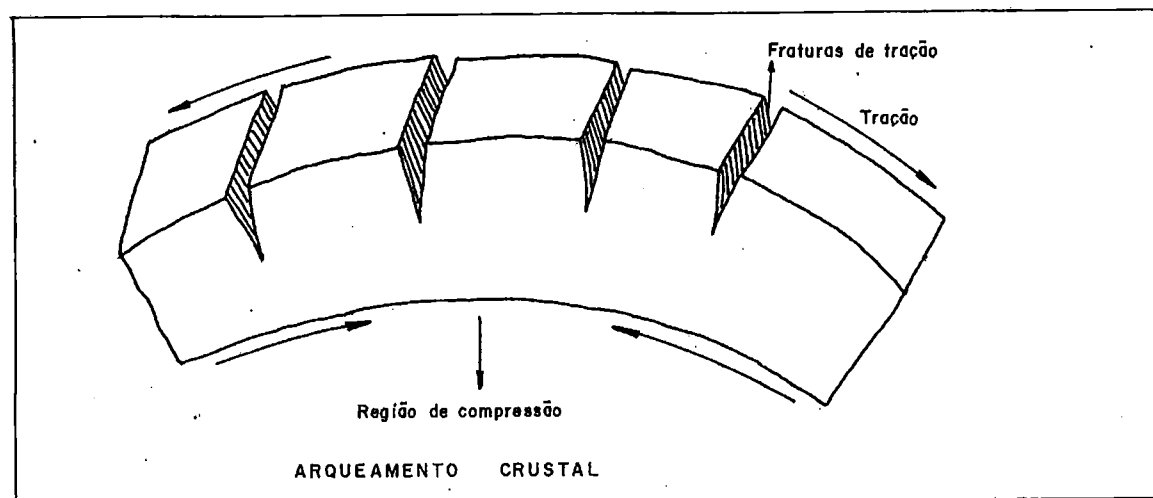


Figura 33

Figura 33 - Bloco da crosta arqueada com fraturas de tração à superfície.

De modo geral, as rochas são mais fracas à tração que à compressão. Assim, fraturas de tração são amplamente distribuídas em toda a crosta ocorrendo com grande frequência, principalmente, nos arqueamentos crustais, Figura 33. No Brasil, em várias épocas ocorreram arqueamentos que produziram fraturas de tração e mesmo falhamentos normais que serão tratados nos próximos capítulos. Já foram citadas, no capítulo de rochas ígneas, as juntas de contração produzidas durante o resfriamento e consolidação dos basaltos. As juntas costumam formar grupos que se entrecruzam em vários ângulos, dando origem a sistemas de fraturas. Muitas juntas e sistemas de fraturas

estão associados a fenômenos tectônicos, constituindo os produtos de movimento e deformações crustais, sendo um exemplo o já citado anteriormente na Figura 33. Certas rochas, como o granito, ao se intrometerem na crosta terrestre, desenvolvem um sistema de fraturas característico, em que os blocos diaclasados são de forma paralelepipedica.

ção das rochas. Certos alinhamentos de escarpa da Serra Geral, coincidem com zonas de maior fraturamento dos basaltos, visíveis em fotos aéreas e mapeáveis no campo. Em geral, quanto mais grossa a granulometria da rocha, tanto mais afastados os planos de fratura. Isto tem importância nos trabalhos de engenharia, principalmente quando se procura material de empréstimo para enrocamento. Sabe-se que os basaltos, devido a sua textura fina, fornecem blocos pequenos, raramente superiores a 1m de diâmetro. Obtêm-se, nesse caso, granulometria máxima com basalto vesicular ou brecha basáltica.

#### B. Falhas e Rupturas Rochosas Cisalhadas

Costuma-se chamar de falhamento ou falha a ruptura de blocos crustais com atrito e deslocamento visível entre as partes fraturadas, paralelamente ao plano de fratura. Falhas ocorrem em qualquer tipo de rocha, entretanto, são melhor detectadas nas rochas sedimentares estratificadas, onde as camadas permitem verificar melhor o deslocamento, que poderá ser desde de fração de milímetros a centenas de metros, Figura 34.

A superfície onde se dá o deslocamento recebe o nome de plano de falha, o qual nem sempre se mostra liso, nem tão pouco reto. O deslocamento maior é na parte média da falha, e mínimo nas extremidades. Em certas regiões, os falhamentos ocorrem em grupos ou zonas, e o movimento se dá em fraturas próximas, ao invés de ocorrer em uma única. Há casos em que o deslocamento sofre ramificações e anastomoses, como mostra a Figura 34.

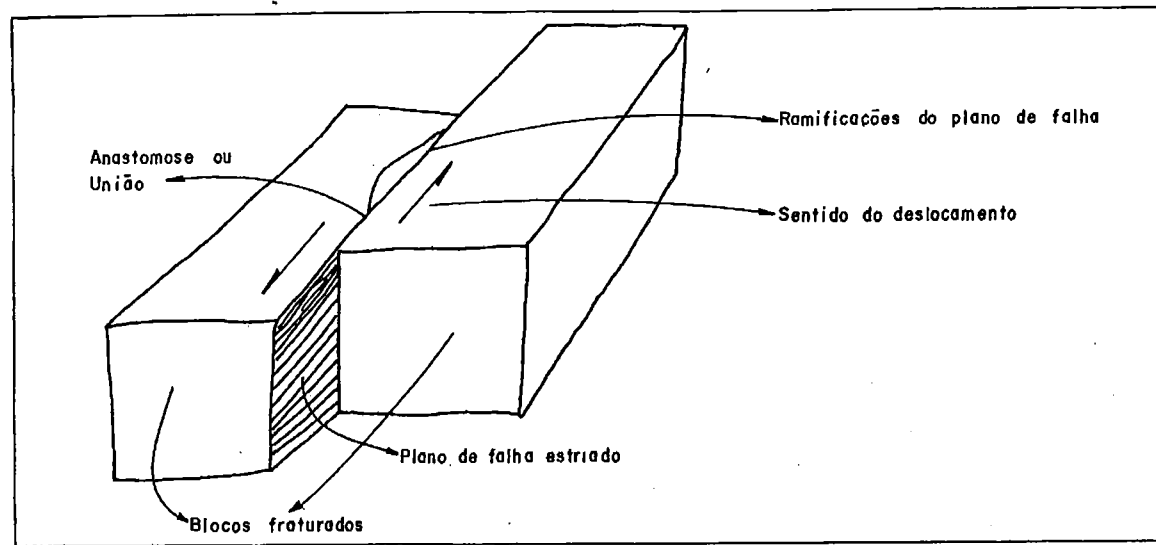
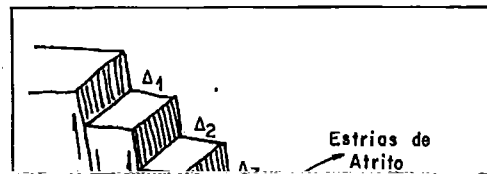


Figura 34

Muitas vezes, o deslocamento em cada plano de uma zona falhada é pequeno, mas a soma de todos os deslocamentos poderá ser enorme, como representado na Figura 35.



$\Delta_1$  a  $\Delta_5$  deslocamentos pequenos



Falha normal distribuída numa zona de cisalhamento.

Figura 35

O atrito entre blocos produz estrias e pequenas ranhuras ou ondulações nos planos de falhamento. Há casos em que ao longo da falha ou região falhada, ao invés de se encontrar um plano estriado, aparece material triturado formando uma brecha tectônica. Se a trituração for muita intensa, a brecha é transformada em um milonito. Os deslocamentos de blocos, apresentados nas Figuras 36 e 37, recebem o nome de rejeito de falha.

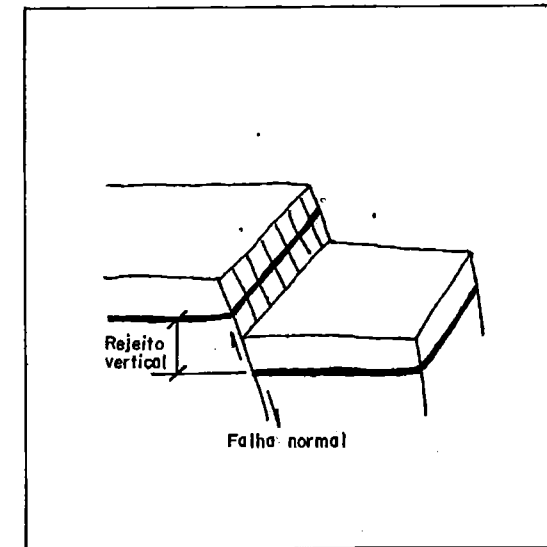


Figura 36

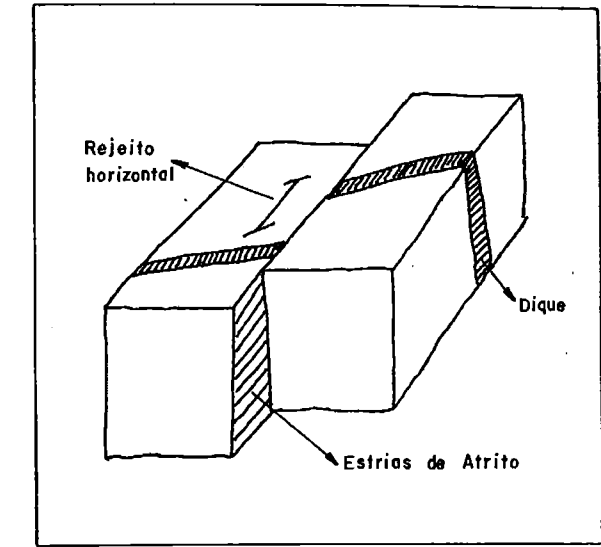


Figura 37

Escarpas de Falha:- Muitas falhas são responsáveis por saliências e reentrâncias do terreno.

Já foi mencionado o caso da Serra Geral, cujo traçado retilíneo se deve a falhamentos. Nesse caso, as falhas - provocam um maior intemperismo da zona fissurada, favorecendo

escarpa de falha, como por exemplo, a Serra do Mar ou o Vale do Rio Paraíba (entre São Paulo e Rio de Janeiro), Figura 39.

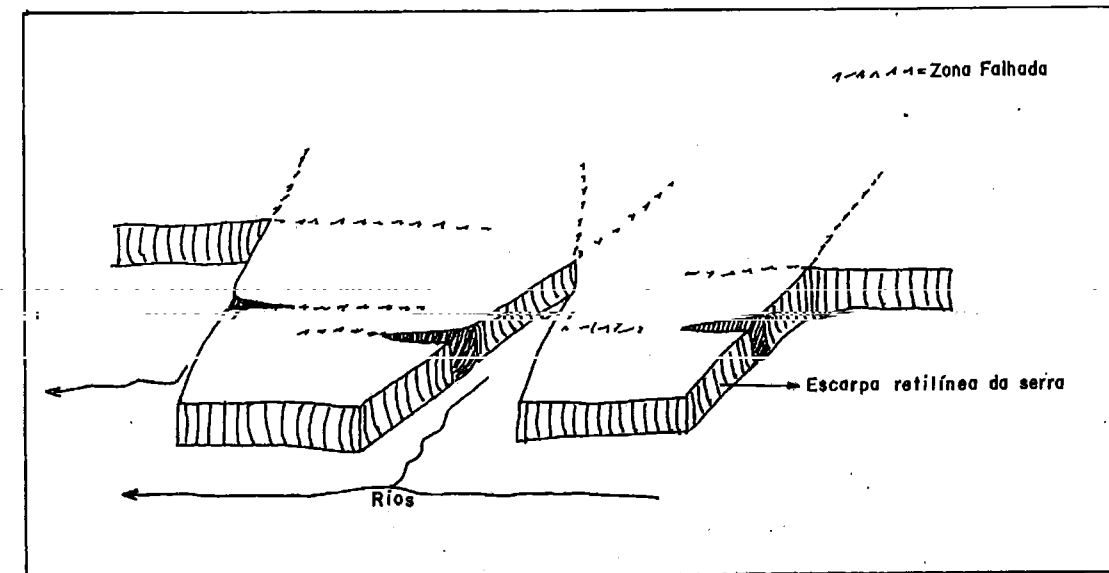


Figura 38

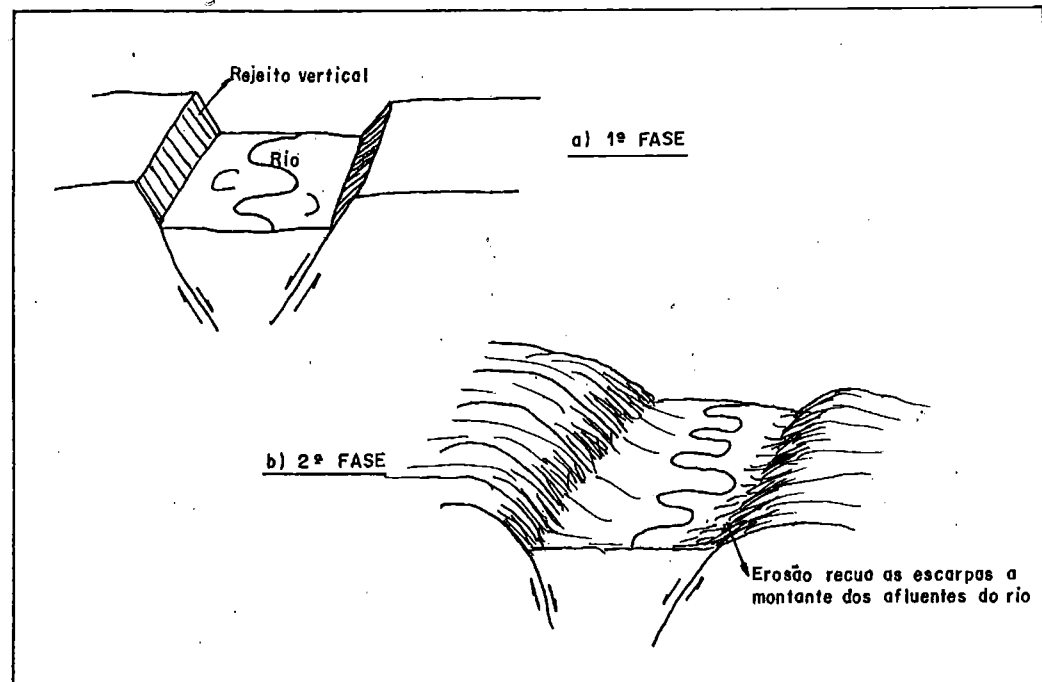


Figura 39

Típos de Falhas

Há três tipos de falhamentos: normais, direcionais e inversos.

1. Falhas Normais (ou de gravidade)

São falhas produzidas por arqueamentos crustais ou por tração, apresentando as seguintes características: o plano de falha forma com o plano horizontal ângulo igual ou menor que 60°. Há sempre afundamento de blocos crustais, por compressão vertical e tração na horizontal.

As estrias de atrito acompanham o mergulho do plano (inclinação do plano). São as falhas que produzem o maior rejeito vertical. O bloco que permanece levantado chama-se

raíba e o Vale do Tietê nas proximidades de São Paulo, a Serra do Mar, etc.

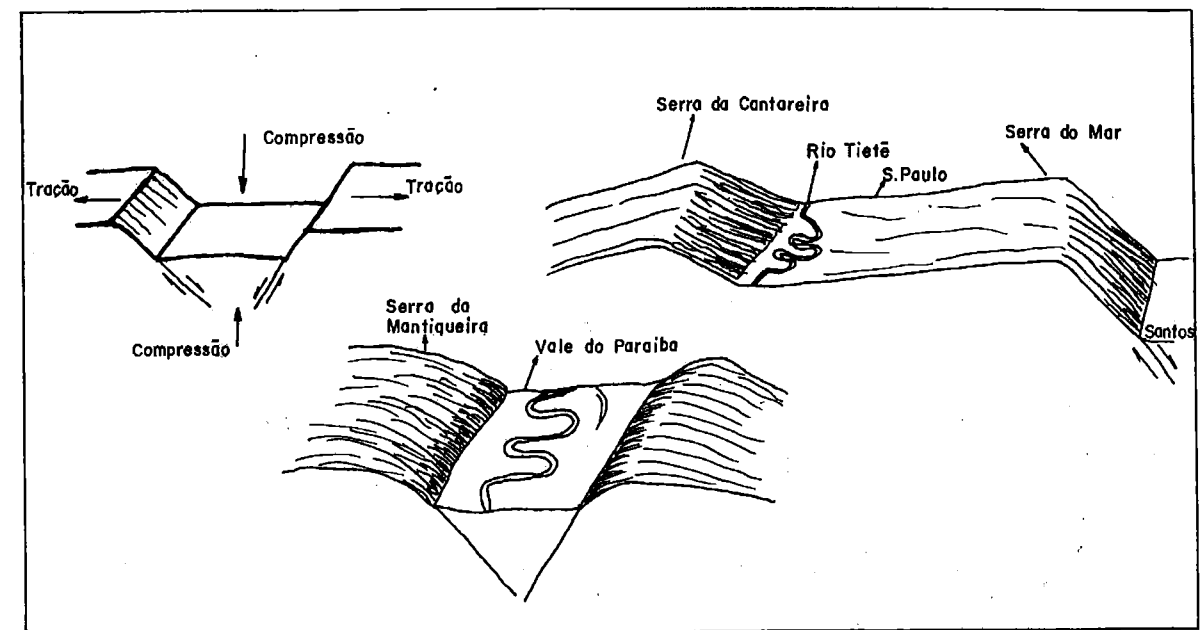
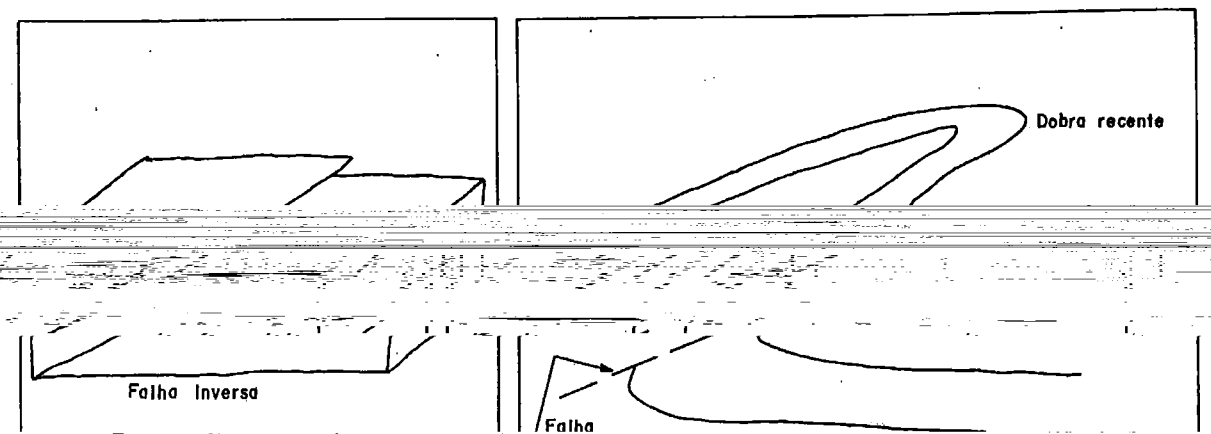


Figura 40

2. Falhas Inversas (ou de "Empurrão")

São falhas produzidas por contração da crosta e possuem as seguintes características: o plano de falhamento - forma com o plano horizontal ângulo igual ou menor que 35° e um dos blocos falhados se sobrepõe ao outro; a maior força é

acompanham a inclinação do plano de falha, Figura 37. São casos que ocorrem mais frequentemente nas cadeias montanhosas - recentes, principalmente onde existem dobras recumbentes, Figura 42 em que há exagerado deslocamento de camadas da crosta.



### 3. Falhas Direcionais ou Transcorrentes

As falhas direcionais são de rejeito horizontal, em planos geralmente verticais e com estrias horizontais, conforme se vê nas Figuras 34 e 37.

Ocorrem grandes falhamentos transcorrentes no Brasil, com dezenas de quilômetros de extensão e geralmente de idade muito antiga (Pré-Cambriana). Tais falhas foram reativadas em épocas recentes; no entanto, os novos deslocamentos ao longo desses falhamentos não foram superiores a alguns milímetros. Mesmo assim, tem um papel importante na alteração de maciços rochosos, apresentando inclusive uma baixa resistência mecânica, que interfere na estabilidade de taludes, resistência das paredes de escavação em rochas, etc. Ex.: Falha de Taxaquara, Falha de Cubatão, etc.

## V. CLASSIFICAÇÃO DE MATERIAIS ROCHOSOS

### 1. INTRODUÇÃO

No seu ambiente natural, as rochas são atravessadas por uma série de fraturas, falhamentos, planos abertos ou fechados, preenchidos por materiais alterados ou não, etc. Portanto, ao serem iniciados os trabalhos de engenharia numa determinada área, todos estes fatores devem ser levados em conta para uma adequada utilização dos maciços rochosos. Deve-se também lembrar que uma amostra de rocha colhida no campo e transferida para o laboratório de ensaios corresponde a uma parte apenas do maciço rochoso, poucas vezes representativa do todo de qual faz parte.

O engenheiro deve considerar que aquilo que projeta construir será dimensionado conforme sua vontade ao passo que as rochas e os solos sobre os quais pretende implantar a sua construção já se encontram formados, com defeitos e qualidades que lhe são próprios. Dessa forma, para que o engenheiro utilize adequadamente os materiais pedológicos (solos) ou rochosos mencionados, há necessidade de os conhecer adequadamente e, para isso, precisa realizar investigações apropriadas.

Para uma avaliação das condições de subsuperfície, há necessidade de:

- a. estudar o ambiente geológico regional;
- b. as condições estruturais dos maciços rochosos (fraturas, - acamamentos, atitudes de planos, etc.);
- c. conhecer as condições geológicas e físicas dos maciços no local de implantação da obra;
- d. um estudo dos materiais rochosos e seu comportamento físico.

No momento, se faz consideração apenas do último item, isto é, o estudo dos materiais rochosos para uso da engenharia. Nesse caso, os objetivos a serem atingidos são:

- a. reconhecer as propriedades importantes da rocha que permitam defini-la adequadamente;
- b. estabelecer as relações entre tais propriedades;
- c. correlacionar as propriedades mencionadas com as características dos maciços rochosos.

2. NATUREZA DOS MATERIAIS ROCHOSOS

Serão citadas, de forma resumida, as características e propriedades dos materiais rochosos.

- . As rochas são agregados minerais.
- . Os minerais que compõem as rochas, na maioria dos casos, não são isotrópicos.

A própria dureza é uma função da face do mineral considerado da clivagem do material, da sua forma de cristalização, do hábito, etc.

- . Em se tratando de material anisotrópico, a tensão de rutura e outras propriedades mecânicas variam conforme a direção no espaço.
- . O coeficiente de atrito estático, para um dado mineral, varia conforme a sua respectiva grade cristalina.
- . Quando submetidos a esforços elevados durante longos períodos, os minerais sofrem deformações de caráter plástico, isto é, dependentes do tempo ("creep"). fluidez caracterizada por um relaxamento das partículas da grade cristalina.

A alteração e susceptibilidade dos minerais e da rocha ao intemperismo dependem das condições ambientais. Assim sendo,

futuros do comportamento de um material rochoso relativamente à alteração.

- . O resfriamento de massas ígneas provocam o desenvolvimento de tensões causadoras de microfaturas da massa solidificada; outras microfaturas geralmente surgem de esforços tectônicos

- . A composição da rocha ígnea depende do magma original.
- . A textura da rocha ígnea depende do ambiente de formação da mesma.
- . A natureza de uma rocha sedimentar dependerá do tipo de material sedimentar levado a uma determinada área de deposição e do ambiente que ali ocorre.
- . Para que o depósito sedimentar, acima referido, se transforme em uma rocha, há necessidade que sofra desidratação, aumento da resistência por compactação e, eventualmente, cimentação.
- . Os efeitos do metamorfismo sobre uma rocha dependem das características e composição da rocha original bem como do tipo de metamorfismo que atuou na região considerada.
- . Os agentes do metamorfismo são: calor, pressão e ação de so

ção de novas texturas e estruturas.

- . A rocha, de um modo geral, se mostra mais fraca à compressão que ao cisalhamento; em geral, o comportamento da rocha se afasta da previsão teórica por causa de suas heterogeneidades, como por exemplo, as fraturas orientadas, os vazios dispostos em uma certa direção preferencial, etc.
- . Num material rochoso, a deformação anterior ao falhamento - ou rutura plena, poderia ser:

2. elástico-viscosa, parcialmente recuperável;

tes de ocorrer o fraturamento.

- . No geólogo cabe a tarefa de reconhecer a ocorrência dos eventos geológicos; ao engenheiro corresponde, geralmente, o trabalho de reconstruir a história das deformações rochosas.



- Como a tarefa anterior, muitas vezes, é impossível de ser realizada a contento, é imperativo estudar os efeitos da história prévia das deformações, fazendo observações, ensaios de campo e de laboratório.
- Há muitos ambientes geológicos e numerosos tipos de rocha - cujos limites geológicos nem sempre podem ser estabelecidos com segurança e clareza.

### 3. Anisotropia das Rochas

No início dos estudos de mecânica das rochas, os ensaios usados eram similares aos de uso corrente para amostras de concreto. Logo se constatou que os materiais rochosos são muito mais complexos que as amostras de concreto e que as técnicas de ensaio para concreto forneceriam apenas um quadro parcial das propriedades que ilustram as diferenças entre rochas e concreto.

### 4. Módulo de Elasticidade da Rocha

O módulo de elasticidade estático de material rochoso (E), bem como o coeficiente de Poisson (ν), são medidos nas amostras de rocha em ensaios uniaxiais (compressão simples). As deformações são medidas na direção da carga, para determinar E e, em direções perpendiculares à mesma, para determinar ν. Quando se traça o diagrama tensão-deformação, para as deformações que ocorrem paralelamente à tensão aplicada, geralmente obtém-se uma curva como a da Figura 43.

Poucas vezes as deformações variam linearmente em relação às cargas aplicadas. Cumpre observar que as deformações variam em função do tempo e das demais condições reinantes durante o ensaio. Com o aumento da carga aplicada, haverá um instante em que a resistência diminui e o material se rompe. Nas proximidades da região de rutura, poderão ocorrer deformações, mes-

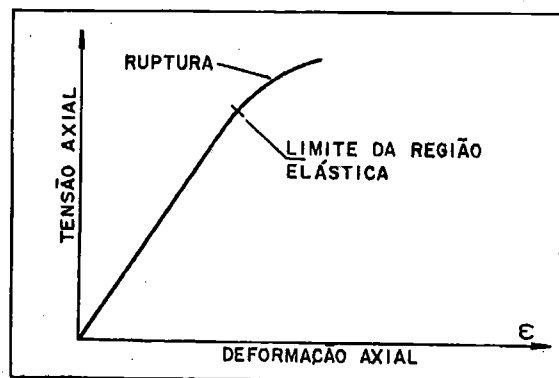


Figura 43

mo não havendo acréscimo de carga. O módulo de elasticidade que, geometricamente corresponde à inclinação da curva tensão deformação, pode ser representado pela expressão:

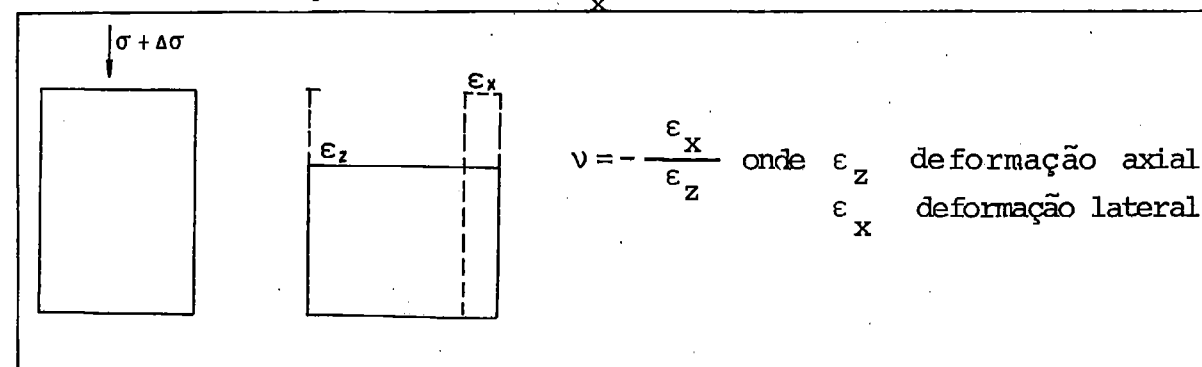
$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\epsilon}$$

onde  $\Delta\sigma$  é o acréscimo da tensão compressiva e  $\Delta\epsilon$  a sua deformação correspondente,

medida paralelamente à compressão. Os valores numéricos do módulo de elasticidade dependerão: do máximo de tensão aplicada, da velocidade de carregamento, dos carregamentos e descarregamentos usados, e do intervalo de sequências de carregamentos e descarregamentos. De um modo geral, para rochas, os módulos de elasticidade variam de 10.000 a 500.000 kg/cm<sup>2</sup>, sendo este último valor correspondente ao resultado médio obtido de ensaios com granitos.

### 5. Coeficiente de Poisson

O acréscimo de tensão compressiva também produz uma dilatação lateral,  $\Delta\epsilon_x$ , Figura 44.



Para materiais elásticos, o coeficiente de Poisson varia entre 0 e 0,5. O valor de 0,5 corresponde aos materiais cujo volume não se altera quando sob pressão.

### 6. Teoria da Rutura de Mohr

Segundo Mohr, o cisalhamento de um material não é causado somente por tensões normais que atingem um certo valor máximo, ou cisalhamentos que isoladamente atingem um valor máximo. Segundo ele, a rutura cisalhante corresponde à combinação crítica das tensões cisalhantes e normais. A rutura é essencialmente um fenômeno cisalhante; mas, a tensão crítica ci-





O escoamento laminar se desenvolve a baixas velocidades, em condutos com fraturas finas como os que ocorrem nos solos e nas rochas. Fazem exceção, os escoamentos nas fraturas de maior diâmetro e escoamento nos vazios de rochas de granulação grossa, como os cascalhos e conglomerados.

### 7.2 - Lei de Darcy

Darcy fez estudo de escoamento de água nos solos, usando um aparelho esquematizado na Figura 49.

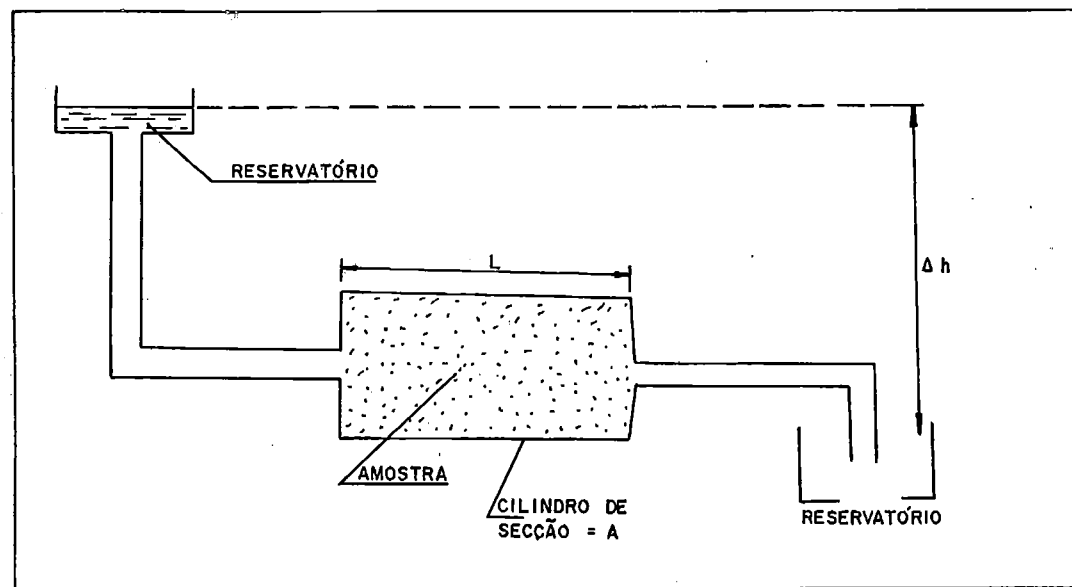


Figura 49

Foi colocada uma amostra de comprimento L e seção de área A, num tubo aberto em ambas as extremidades, nas quais foram conectados reservatórios, como mostra a Figura 49. A diferença de nível entre os dois reservatórios é igual a Δh. Darcy descobriu, experimentalmente, que o escoamento da água (vazão) em cm<sup>3</sup>/s, é diretamente proporcional à área A e ao gradiente hidráulico (Δ L/L). Esta relação poderá ser expressa pela equação  $q = KiA$ . Nesta equação, K é a constante de proporcionalidade, denominada de coeficiente de permeabilidade aparente ou simplesmente coeficiente de permeabilidade. Esta fórmula é válida para escoamentos laminares e se aplica a solos e rochas que correspondem a granulometrias inferiores às que ocorrem nos conglomerados.

O coeficiente de permeabilidade (K) se refere à condutividade hidráulica dos maciços; geralmente, é expressa em cm/s.

O coeficiente de permeabilidade depende da viscosidade da água, da forma, tamanho e área dos condutos pelos quais a água flui. Para solos não coesivos ou rochas clásticas friáveis, a permeabilidade varia aproximadamente de modo proporcional a  $(D_{10})^2$  (sendo  $D_{10}$  o diâmetro tal que 10% das partículas em peso são menores do que ele, de acordo com a seguinte fórmula:  $K = C (D_{10})^2$ ; os valores de C (constante), variam entre 100-150. O índice de vazios e também permite obter, em certos casos de modo aproximado, uma estimativa de permeabilidade, pois ela é proporcional a  $e^2$ .

Na melhor das hipóteses, estas fórmulas fornecem apenas uma indicação da ordem de grandeza da permeabilidade de arenitos puros ou solos puros arenosos, não coesos. Nas rochas clásticas cimentadas por argila, ou solos coesivos, a água é retida imóvel à superfície da argila, só se deslocando com a aplicação de elevadíssimos gradientes.

### 7.3 - Testes de Permeabilidade

Por causa dos numerosos fatores que intervêm na determinação do coeficiente de permeabilidade, para defini-los nos materiais investigados, são realizados ensaios de laboratório. O equipamento usado para este fim é similar ao representado na Figura 43.

Em rochas sedimentares, os valores de K dependem da direção em que a água caminha. Na direção das camadas, os valores de K poderão ser 2 a 20 vezes superiores aos valores obtidos na percolação normal às camadas. Desta forma, a permeabilidade poderá variar dentro de limites amplos, quando a amostra englobar diferentes litologias. Na maioria das rochas e em solos rijos e/ou cimentados, a permeabilidade é regulada essencialmente nas fraturas.

## VI. GEOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO

### 1. INTRODUÇÃO

A evolução da Terra foi pontilhada de eventos marcantes que permitiram subdividir a sua história em várias partes, de diferentes durações. As unidades maiores do tempo geológico são denominadas de eras. As eras subdivididas em períodos e os períodos em épocas geológicas.

Admitia-se, antigamente, que tanto as eras geológicas como os períodos e as épocas terminavam sempre com grandes perturbações na crosta (orogênese ou diastrofismos) - que, por sua vez, causavam mudanças climáticas e mudanças evolutivas nos seres vivos. Sabe-se hoje que, de fato, houve perturbações, porém, só em certas regiões do globo terrestre.

### 2. COLUNA GEOLÓGICA

Refere-se à sucessão completa de rochas das mais antigas às mais recentes. Tais colunas compreendem dois tipos de unidades, uma baseada na litologia e outra baseada e definida em relação ao tempo geológico (unidade rocha-tempo). Interessa-nos a primeira, isto é, uma classificação exclusivamente litológica.

A unidade rocha é denominada formação e definida como rochas (ígneas, sedimentares e metamórficas) com características litológicas próprias, que formam uma parte diferenciada da coluna geológica.

Formação é, pois, uma parte da coluna geológica fácil de se distinguir e mapeável. Ex.: Formação Botucatu.

Várias formações reunidas formam o que se chama de Grupo.

A coluna geológica do Estado de São Paulo se encontra representada na Figura 51, feita a partir do mapa da Figura 50. As rochas mais antigas são as ígneas e metamórficas de idade Pré-Cambriana, que formam as Serras do Mar, Paranapiacaba e Mantiqueira. São rochas que, em certas regiões, tem alta importância econômica (jazidas de chumbo, ouro, prata, etc.).

No sul do Estado ocorrem sedimentos arenosos a marelo acinzentados, com granulação variável originados no período Devoniano e denominados Formação Furnas.

Acima das rochas devonianas, aparecem camadas glaciais e flúvio-glaciais arenosas, siltosas e argilosas que pertencem ao período Carbonífero (Grupo Tubarão).

Em São Paulo, há camadas carbonosas no primeiro e terceiro período inter-glacial, indicativas de melhora climática. Há evidências de que o gelo teria provindo do leste, talvez de outro continente.

Sem interrupção na deposição, estas camadas passam gradualmente ao Grupo Passa Dois, compostas de folhelhos pirobetuminosos intercalados com calcário. Este grupo compreende duas formações: Formação Iratí e Corumbataí. Não se sabe ao certo se as últimas formações descritas pertencem ao período Carbonífero ou Permiano; é mais provável que pertençam ao último.

Houve, a seguir, período erosivo à nova deposição (discordância) no início do Cretáceo, fim da Era Mesozóica. As condições, nesta época, eram de clima árido, com a formação de arenitos eólicos, algumas vezes retrabalhados pela água.

Os arenitos mostram laminação cruzada, dunas fósseis, etc. Nessa época, houve também grande vulcanismo básico (intrusões e derrames de lava basáltica), em alternância com a deposição dos sedimentos. A lava e arenito conjuntamente - chama-se Grupo São Bento. O arenito recebe o nome de Formação Botucatu. Os clásticos componentes da Formação Botucatu possuem alto grau de seleção.

Acima do Grupo São Bento, ocorre outro tipo de sedimento de Cretáceo superior, repousando discordantemente - sobre aquele. Trata-se de arenito às vezes conglomerático e calcário do Grupo Bauru, provindo das formações mais antigas.

Daquela época até a atual, os rios foram se aprofundando (encaixando) e abandonando seus terraços onde aparecem depósitos de espessura relativamente fina. Algumas bacias sedimentares modernas (do terciário até hoje) são relati

vamente espessas e associadas a falhamentos. Ex.: Bacia de Taubaté e São Paulo.

Os depósitos que aí aparecem tem granulações de grossa a fina e geralmente são do tipo arcosiano, o que indicaria deposição e soterramento rápido em condições de tectonismo.

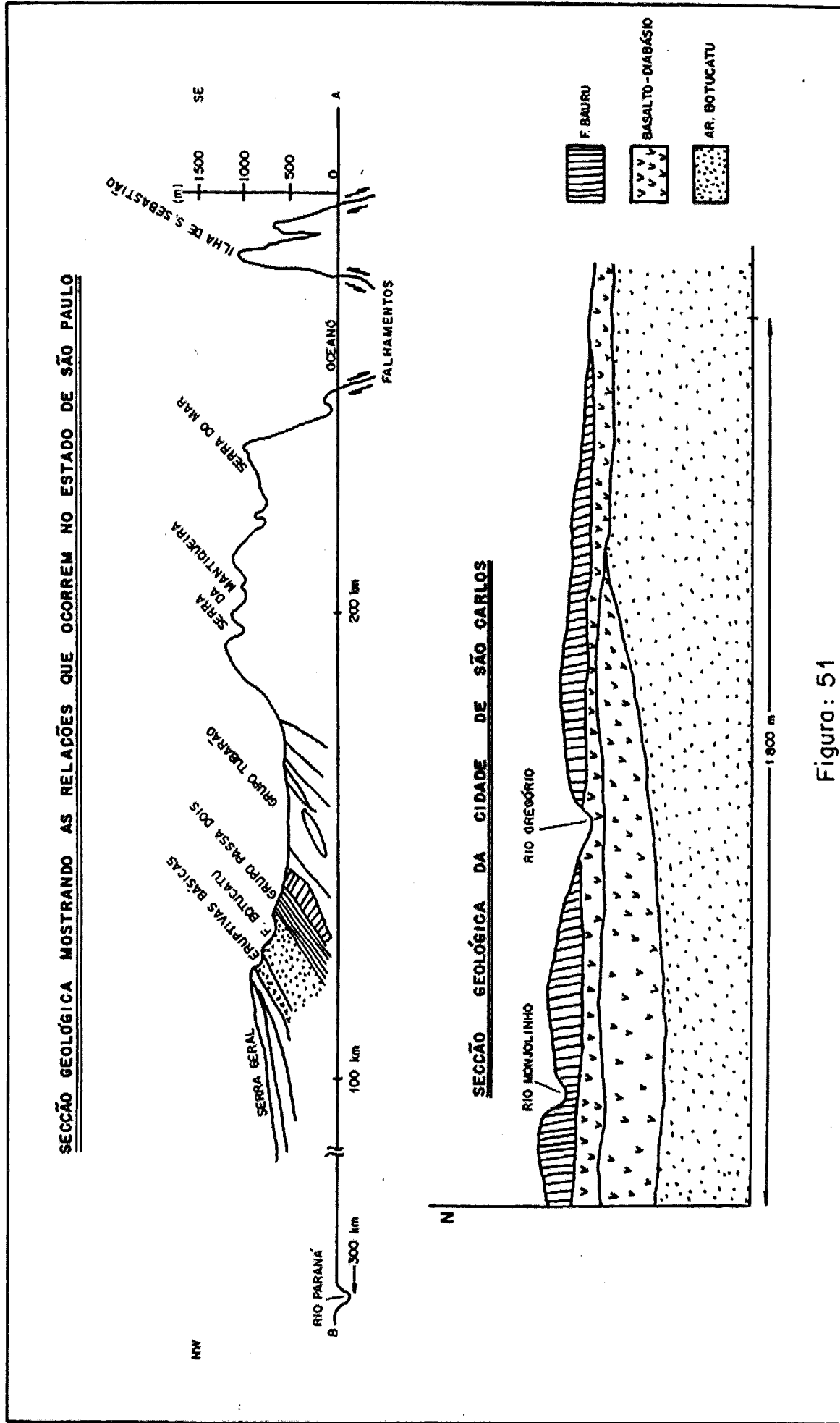
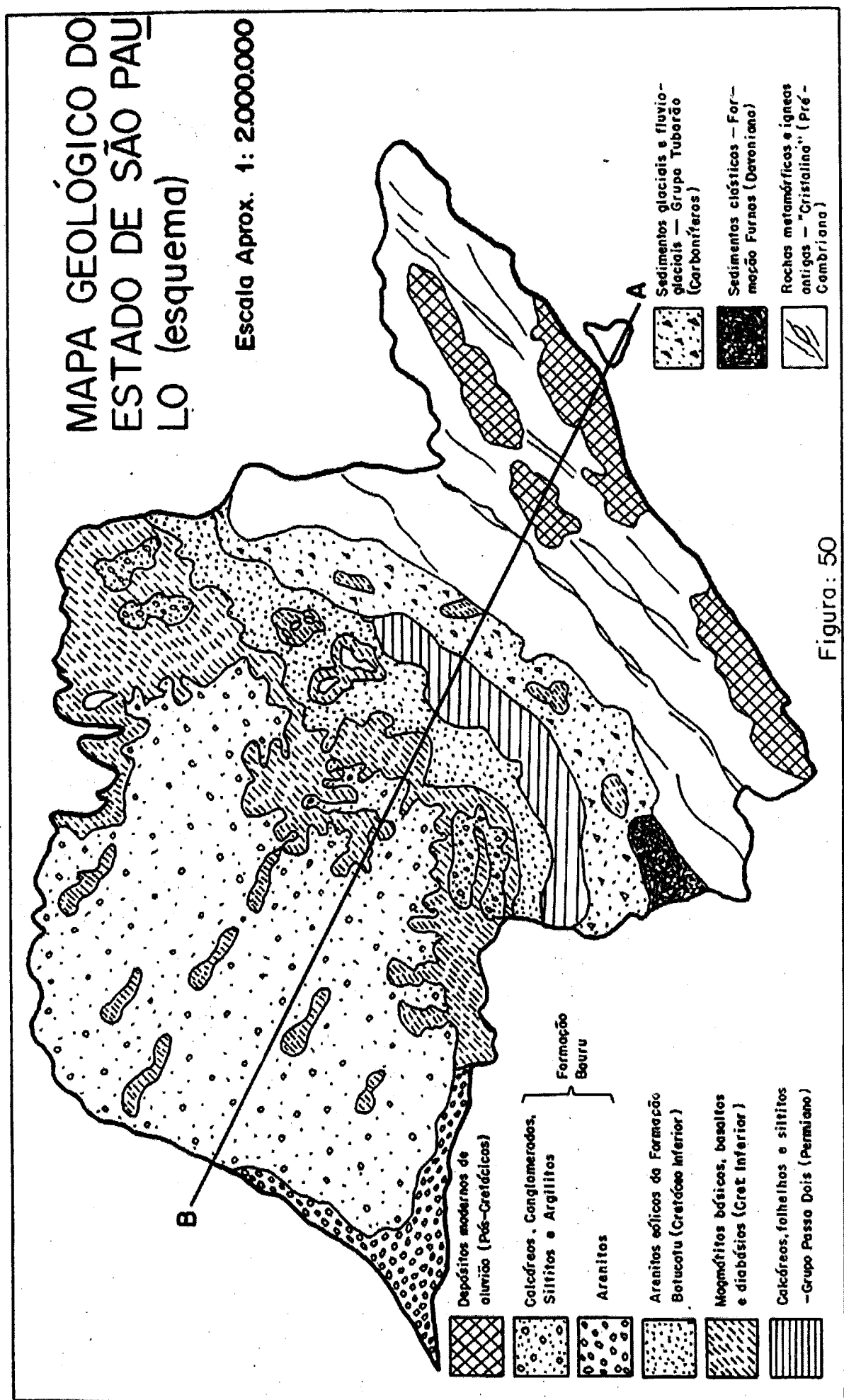
Resumindo, podemos dizer que a Bacia Sedimentar do Paraná é de idade muito antiga,  $\pm$  300 milhões de anos, que serviu para deposição até nossos dias, de todos os diferentes tipos de rochas sedimentares já descritas.

Entretanto, além de deposição, como foi visto, houve fases de erosão, que determinaram o aparecimento das discordâncias entre as camadas (vide secção e mapa geológico).

ESCALA GEOLÓGICA DO TEMPO

| ERAS         | PERÍODOS          | ÉPOCAS      | TEMPO DECORRIDO EM ANOS | CARACTERÍSTICAS   |                                 |
|--------------|-------------------|-------------|-------------------------|---|---------------------------------|
| Cenozóica    | Quaternário       | Holoceno    | 25.000                  | homem   |                                 |
|              |                   | Pleistoceno | 2.500.000               |   |                                 |
|              | Terciário         | Plioceno    | 7.000.000               |   | mamíferos e fanerógamos         |
|              |                   | Mioceno     | 26.000.000              |   |                                 |
|              |                   | Oligoceno   | 38.000.000              |   |                                 |
| Mesozóica    | Cretácio          | Eoceno      | 54.000.000              |   |                                 |
|              |                   | Paleoceno   | 65.000.000              |   |                                 |
|              | Jurássico         |             | 136.000.000             |   | répteis gigantescos e coníferas |
|              |                   | Triássico   | 190.000.000             |   |                                 |
|              |                   |             | 225.000.000             |   |                                 |
| Paleozóica   | Permiano          |             | 280.000.000             | anfíbios e criptógamas  |                                 |
|              |                   | Carbonífero | 345.000.000             |   |                                 |
|              | Ordoviciano       | Devoniano   | 395.000.000             | peixes, vegetação nos continentes invertidos e aparição de grande número de fósseis, vida aquática. |                                 |
|              |                   | Siluriano   | 430.000.000             |   |                                 |
|              |                   | Cambriano   | 500.000.000             |   |                                 |
| Proterozóica | (início da Terra) |             | 570.000.000             | restos raros de algas, esponjas e crustáceos.   |                                 |
|              |                   |             | mais de dois bilhões    |   |                                 |
| Arqueozóica  |                   |             | ( $\pm$ 5 bilhões)      | sem evidências fossilíferas.  |                                 |

Tabela 11



VII. BIBLIOGRAFIA

- (1) "Geologia Geral" - 1973. Viktor Leinz e Sérgio Stanislau do Amaral. Com. Edit. Nac., 4.<sup>a</sup> edição.
- (2) "The Earth an Introduction to Physical Geology" - 1970. John Verhoogen, Francis J. Turner, Lionel Weiss, Clyde Wahrhafting & William S. Fyfe, Holt, Rinehart and Wiston, Inc. USA.
- (3) "Geology: Principles and Process" - 1960. Willian H. Emmons, Ira S. Allinson Clinton R. Stauffer & George A. Thiel. McGraw Hill Book Co. Inc. USA.
- (4) "Mineralogy - Concepts, Descriptions, Determinations" 1959. L.G. Berry & Brian Mason. W.H. Freeman and Company.
- (5) "Minerais e Rochas" - 1969. W.G. Ernst. Edgard Blücher Ltda. Editora da Universidade de São Paulo.
- (6) "Principles of Geochemistry" - 1958. Brian Mason - (2nd ed.).
- (7) "Mineralogia Aplicada" - 1972. Helmut Kirsch. Editora da Universidade de São Paulo.
- (8) "Engineering Geology and Rock Mechanics" - 1969, vol. 1 e 2, N. Duncan.
- (9) "Precis de Géologie - (Tome 1) Petrologie" - 1968. - Jean Auboin, Robert Brousse et Jean Pierre Lehman. Dunod-Paris.
- (10) "The Principles of Petrology" - 1956. G.W. Tyrrell. Methven and Co., Ltda.

- (11) "Introductory Soil Mechanics and Foundations" - 1970, 3.<sup>rd</sup> Edit. George B. Sowers & George F. Sowers. - THEMACMILLAN Co., London.
- (12) "Introdução à Sedimentologia" - 1973. Kenitiro Sugio. Editora Edgard Blücher. Editora da Universidade de São Paulo.
- (13) "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" - 1965. Helmut G. F. Winkler Springer-Verlag.
- (14) "Geologia do Brasil" - 1983. Setembrino Petri e Vicente José Fúlfaro. EDUSP - São Paulo.
- (15) "Fundamentals of Geomorphology" - 1977. Roger John Rice. Longman Group Limited. London.
- (16) "Physical Processes in Geology" - 1970. Arvid M. Johnson Freeman, Cooper & Company.
- (17) "Structural and Tectonic Principles" - 1965. Peter C. Badgley. Harper & Row. N.Y.
- (18) "Elements fo Structural Geology" - 1966. E. Sherbon Hill. Nethven & Co., Ltd.
- (19) "Rock Mechanics and Engineering" - 1972. Charles Jaeger. Cambridge at the University Press.