

Centro Federal de Educação Tecnológica de Santa Catarina



Unidade de Florianópolis
Departamento Acadêmico da Construção Civil
Curso Técnico de Geomensura
Unidade Curricular: Geociências

Extraído do livro: Decifrando a Terra, Oficina de textos, USP, 2000, Wilson Teixeira, Maria Cristina Motta de Toledo, Thomas Rich Fairchild e Fabio Taioli, Cap. 7, Ivo Karmann.

Água Subterrânea

Sumário

1 - O Movimento de Água no Sistema Terra – Ciclo Hidrológico.....	2
1.1 - Formação e consumo de água no ciclo hidrológico	3
1.2 - Balanço hídrico e bacias hidrográficas.....	4
2 - Água no Subsolo:	6
2.1 - Infiltração	6
2.2 - Distribuição e movimento da água no subsolo.....	7
2.3 - Aqüíferos: reservatórios da água subterrânea	14
3 - Ação Geológica da Água Subterrânea	17
3.1 - Escorregamentos de encostas.....	17
3.2 - Boçorocas: a erosão que ameaça cidades	19
3.3 - Carste e cavernas: paisagens subterrâneas.....	20

1 - O Movimento de Água no Sistema Terra – Ciclo Hidrológico

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

Reservatório	Volume (km ³ x 10 ⁶)	Volume %	Tempo médio de permanência
Oceanos	1.370	94	4.000 anos
Geleiras e capas de gelo	30	2	10 – 1000 anos
Águas subterrâneas	60	4	2 semanas a 10.000 anos
Lagos, rios, pântanos e reservatórios artificiais	0,2	<0,01	2 semanas a 10 anos
Umidade nos solos	0,07	<0,01	2 semanas a 1 ano
Biosfera	0,0006	<0,01	1 semana
Atmosfera	0,0130	<0,01	~10 dias

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

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

Uma vez atingindo o solo, dois caminhos podem ser seguidos pela gotícula de água. O primeiro é a **infiltração** que depende principalmente das características do material de cobertura da superfície. A água de infiltração, guiada pela força gravitacional, tende a preencher os vazios no subsolo, seguindo em profundidade, onde abastece o corpo de água subterrânea. A segunda possibilidade ocorre quando a capacidade de absorção de água pela

superfície é superada e o excesso de água inicia o **escoamento superficial**, impulsionado pela gravidade para zonas mais baixas. Este escoamento inicia-se através de pequenos filetes **Erro! Nenhuma entrada de índice de ilustrações foi encontrada.** de água, efêmeros e disseminados pela superfície do solo, que convergem para os córregos e rios, constituindo a rede de drenagem. O escoamento superficial, com raras exceções, tem como destino final os oceanos. É bom lembrar ainda que parte da água de infiltração retorna à superfície através de nascentes, alimentando o escoamento superficial ou, através de rotas de fluxo mais profundas e lentas, reaparece diretamente nos oceanos.

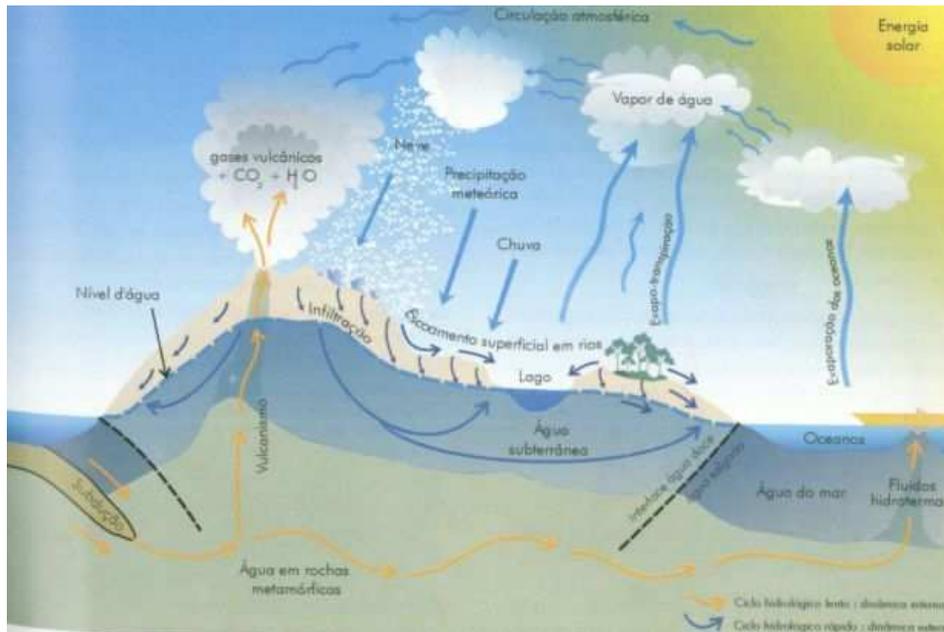


Fig. 1.1 O ciclo Hidrológico

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

1.1 - Formação e consumo de água no ciclo hidrológico

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

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

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

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

1.2 - Balanço hídrico e bacias hidrográficas

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

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

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

Nesta equação, P corresponde ao volume de água precipitado sobre a área da bacia, E o volume que voltou à atmosfera por evaporação e transpiração, e Q ao volume total de água escoado pela bacia, durante um intervalo de tempo. Este escoamento total (Q) representa a “produção” de água pela bacia, medida pela vazão no exutório durante o período de monitoramento. O termo ΔS refere-se a variações positivas e negativas devido ao armazenamento no interior da bacia. Este armazenamento ocorre na forma de água retida nas formações geológicas do subsolo, cujo fluxo é muito mais lento que o do escoamento superficial direto. Considerando-se períodos de monitoramento mais longos (ciclos anuais), as diferenças positivas e negativas de armazenamento tendem a se anular. Os valores positivos ocorrem quando o escoamento total da bacia é alimentado pela água subterrânea (períodos de estiagem), enquanto os negativos refletem períodos de recarga (épocas de chuvas), quando parte da precipitação sofre infiltração, realimentando a água subterrânea, em vez de escoar diretamente da bacia. Portanto, para um ciclo hidrológico completo da bacia, é possível resumir a equação geral do balanço hídrico para:

$$P = E + Q$$

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

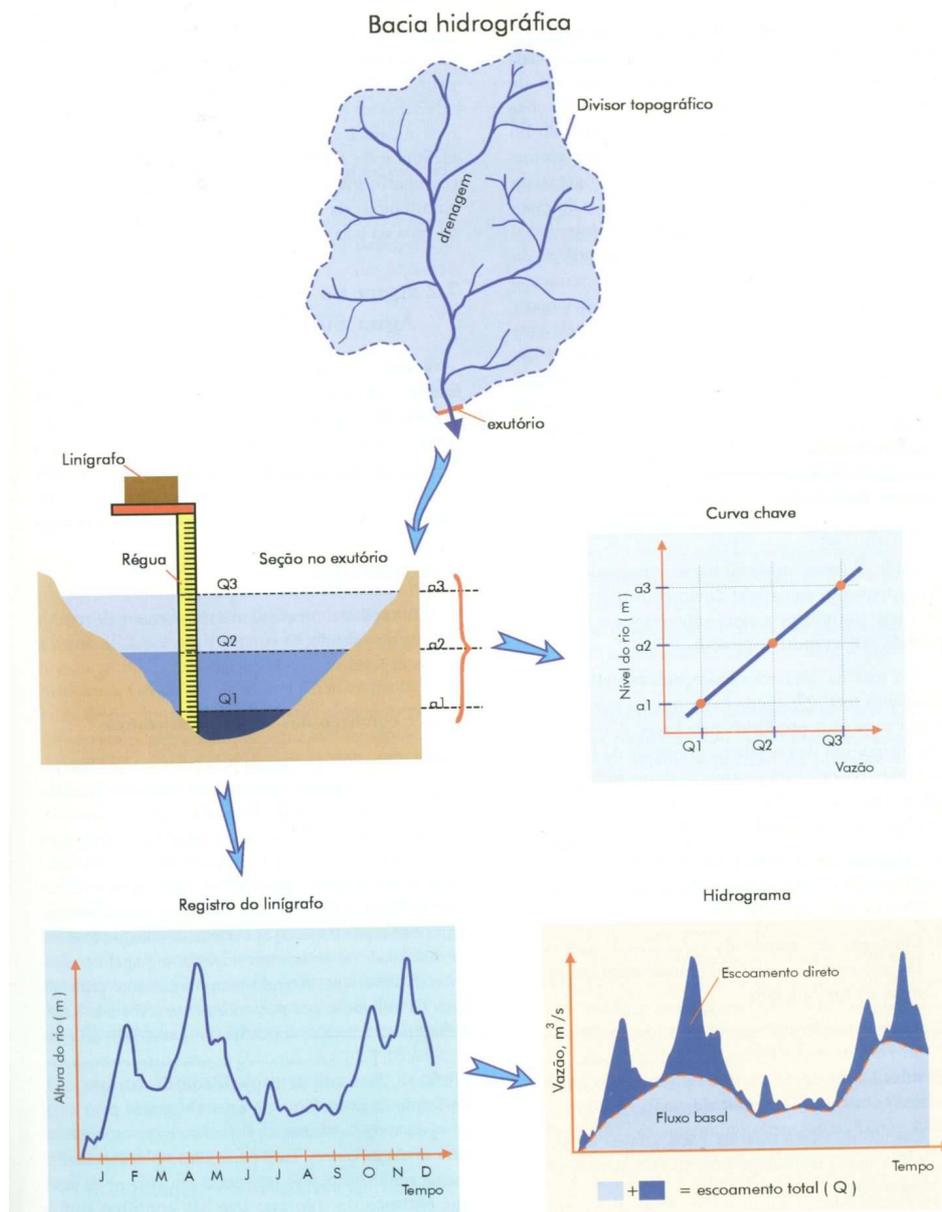


Fig. 1.2 Elementos de uma bacia hidrográfica e obtenção do hidrograma. O fluxo basal no hidrograma representa a água do rio proveniente da água subterrânea, enquanto o escoamento direto corresponde à água superficial em resposta a eventos de chuva.

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

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

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

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

2 - Água no Subsolo:

Água Subterrânea

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

2.1 - Infiltração

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

Tipo e condição dos materiais terrestres

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

Cobertura Vegetal

Em áreas vegetadas a infiltração é favorecida pelas raízes que abrem caminho para a água descendente no solo. A cobertura florestal também exerce importante função no retardamento de parte da água que atinge o solo, através da interceptação, sendo o excesso lentamente liberado para a

superfície do solo por gotejamento. Por outro lado, nos ambientes densamente florestados, cerca de 1/3 da precipitação interceptada sofre evaporação antes de atingir o solo.

Topografia

De modo geral declives acentuados favorecem o escoamento superficial direto, diminuindo a infiltração. Superfícies suavemente onduladas permitem o escoamento superficial menos veloz, aumentando a possibilidade de infiltração.

Precipitação

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

Ocupação do solo

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

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

2.2 - Distribuição e movimento da água no subsolo

O conceito de superfície freática ou nível d'água

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

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

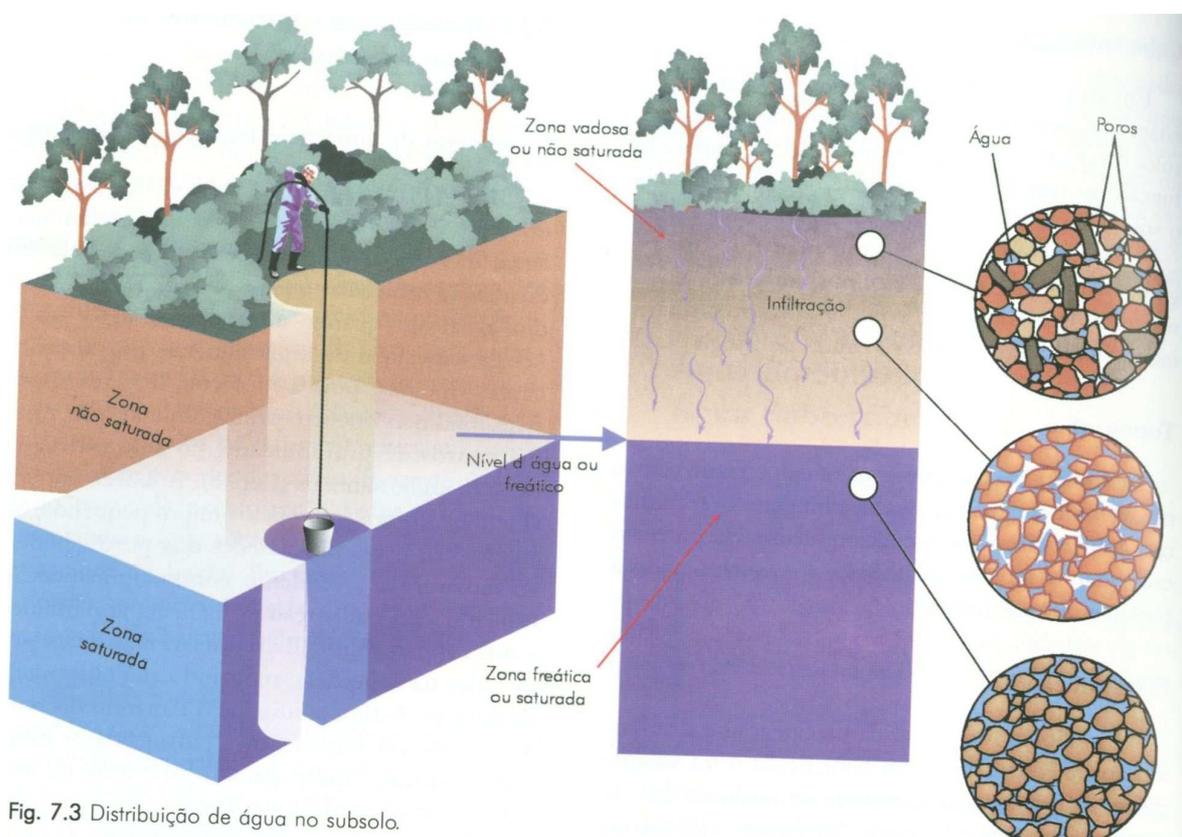


Fig. 7.3 Distribuição de água no subsolo.

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

nascentes, córregos ou rios. A maioria dos leitos fluviais com água são afloramentos do NA.

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

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

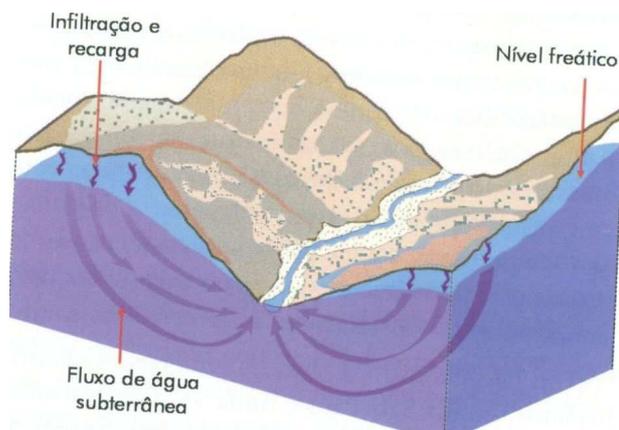


Fig. 1.4 O nível freático e o relevo da superfície

Porosidade

A porosidade é uma propriedade física definida pela relação entre o volume de poros e o volume total de certo material. Existem dois tipos fundamentais de porosidade nos materiais terrestres: primária e secundária. A **porosidade primária** é gerada

juntamente com o sedimento ou rocha, sendo caracterizada nas rochas sedimentares pelos espaços entre os clastos ou grãos (porosidade intergranular) ou planos de estratificação. Nos materiais sedimentares o tamanho e forma das partículas, o seu grau de seleção e a presença de cimentação influenciam a porosidade. A **porosidade secundária**, por sua vez, se desenvolve após a formação das rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares, por fraturamento ou falhamentos durante sua deformação (porosidade de fraturas). Um tipo especial de porosidade secundária se desenvolve em rochas solúveis, como calcários e mármore, através da criação de vazios por dissolução, caracterizando a porosidade cárstica (Fig. 1.6).

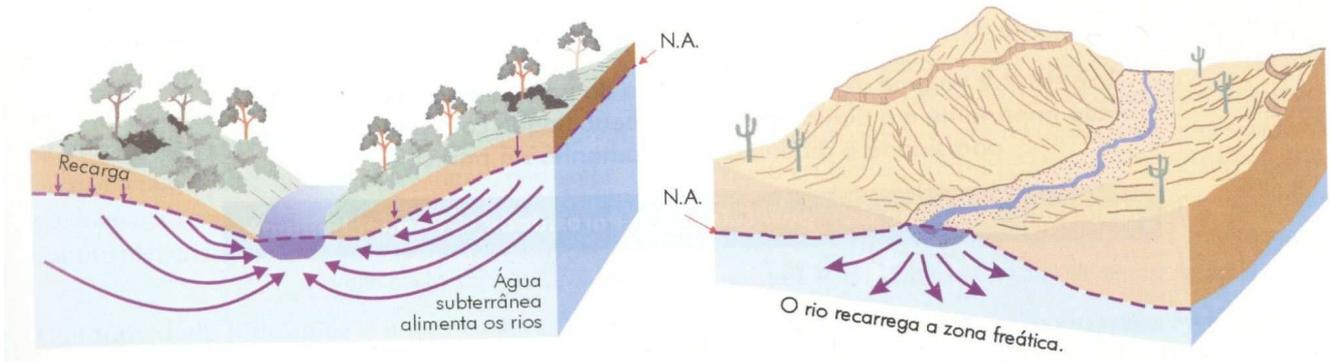


Fig. 1.5 Rios efluentes

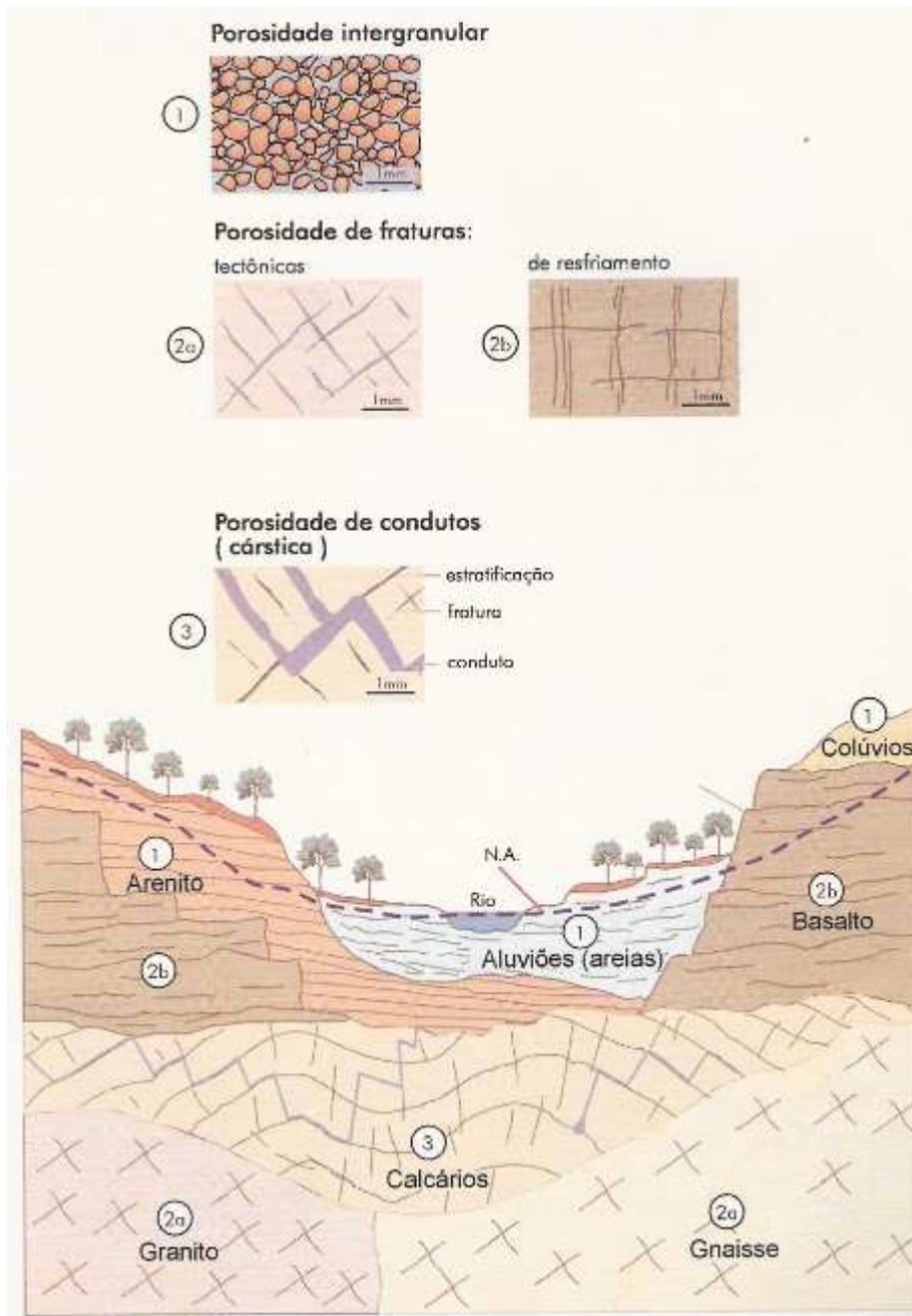


Fig. 1.6 Os três tipos fundamentais de porosidade conforme diferentes materiais numa seção geológica.

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

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

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

Permeabilidade

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

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

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

O fluxo de água no subsolo

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

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

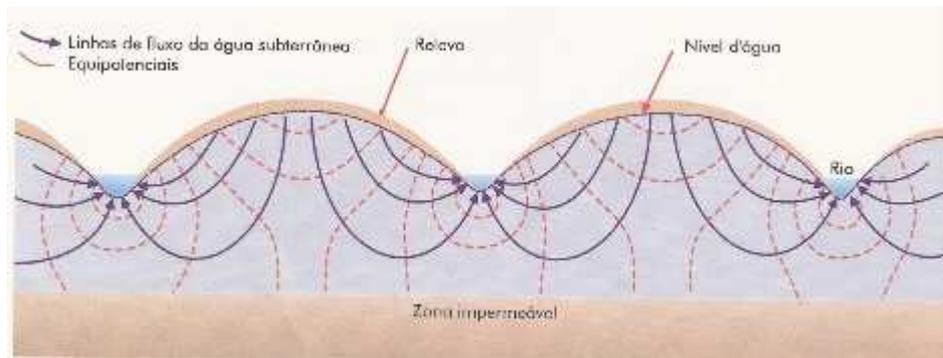


Fig. 1.7 Percolação da água subterrânea com linhas de fluxo equipotenciais

Condutividade hidráulica e a Lei de Darcy

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

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

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

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

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

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

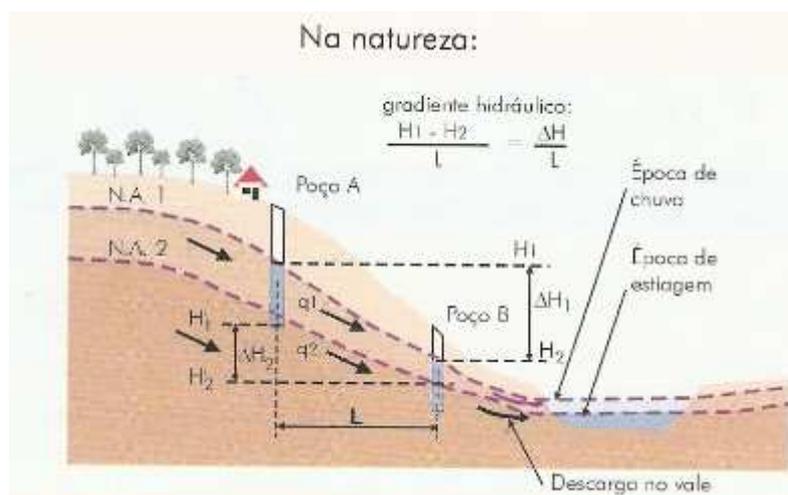
Uma das aplicações da lei de Darcy é determinar o fluxo da água subterrânea numa certa região, pela condutividade hidráulica medida em laboratório ou, ao contrário, medindo a velocidade média do fluxo, determinar a condutividade hidráulica dos materiais.

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

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

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

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



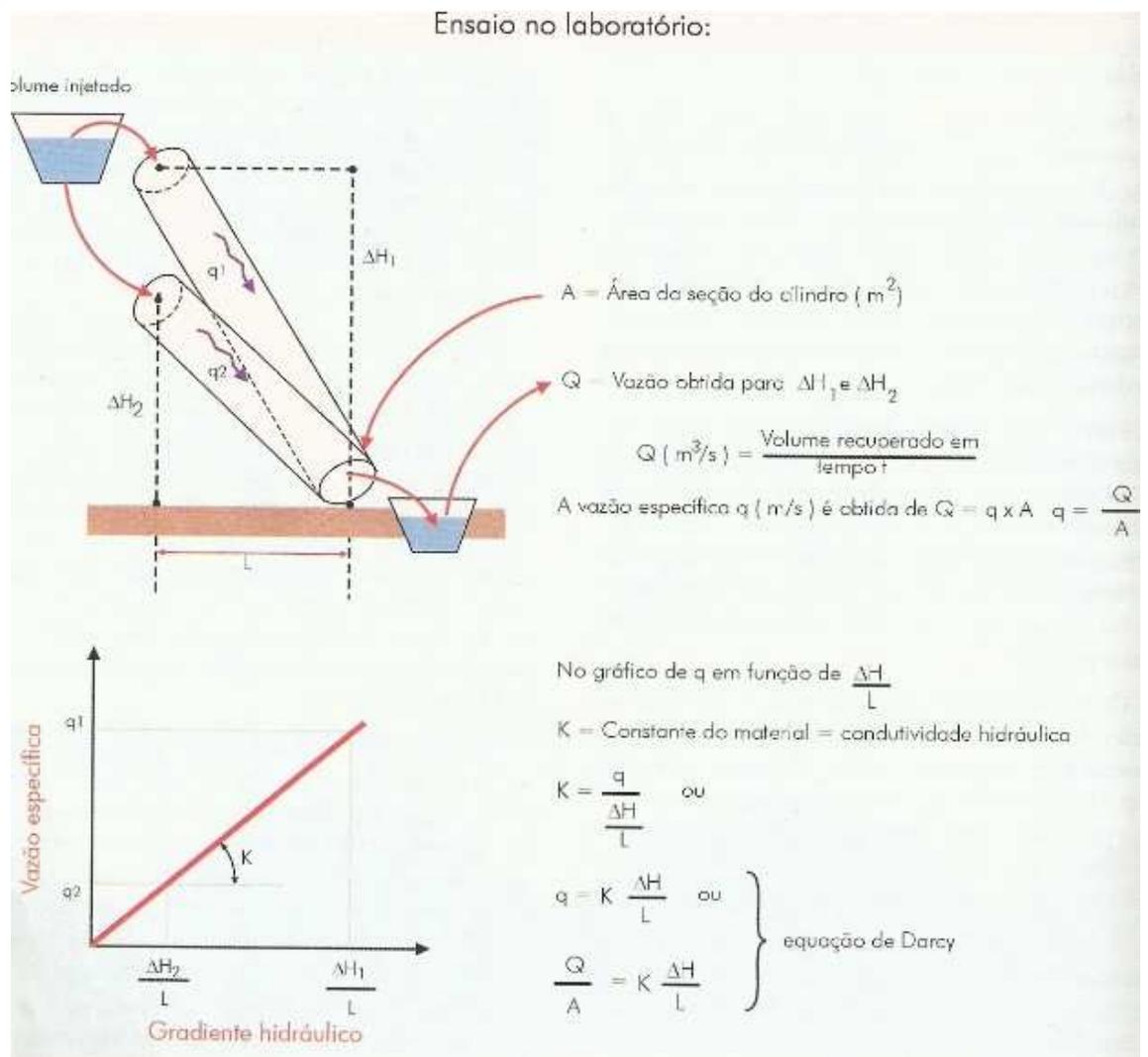


Fig. 1.8 Obtenção experimental da lei de Darcy.

2.3 - Aquíferos: reservatórios da água subterrânea

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

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

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

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

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

Aquífero e tipos de porosidade

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

A maioria dos aquíferos de fraturas forma-se em conseqüência de deformação tectônica, na qual processos de dobramento e falhamento geram sistemas de fraturas, normalmente seladas, devido à profundidade. Posteriormente sofrem aberturas submilimétricas, permitindo a entrada e fluxo de água, pela expansão das rochas devido ao alívio de carga litostática causado pelo soerguimento regional e erosão das rochas sobrejacentes. É obvio que o fluxo de água somente se instala quando as fraturas que compõem o sistema estão interconectadas. Fraturas não tectônicas, do tipo disjunção colunar em rochas vulcânicas, como nos derrames de basaltos, podem ser geradas durante as etapas de resfriamento e contração, possibilitando que estas rochas tornem-se posteriormente importantes aquíferos.

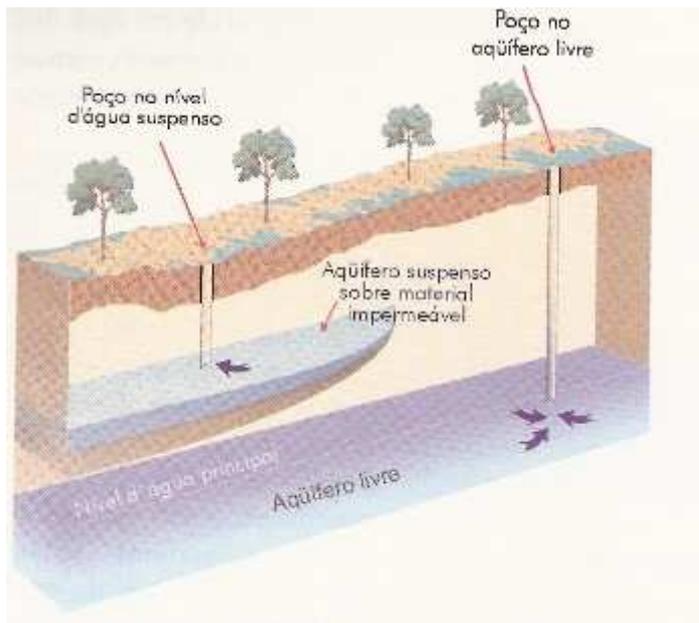
Aquíferos de condutos caracterizam-se pela porosidade cárstica, constituída por uma rede de condutos, com diâmetros milimétricos a métricos, gerados pela dissolução de rochas carbonáticas. Constituem aquíferos com grandes volumes de água, mas extremamente vulneráveis à contaminação, devido à baixa capacidade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

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

Aquíferos livres, suspensos e confinados

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

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



Aquíferos confinados ocorrem quando um estrato permeável (aquífero) está confinado entre duas unidades pouco permeáveis (aquitardes) ou impermeáveis. Representam situações mais profundas, a dezenas, várias centenas ou até milhares de metros de profundidade, onde a água está sob ação da pressão não somente atmosférica, mas também de toda a coluna de água localizada no estrato permeável (Fig. 1.10).

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

Artesianismo

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

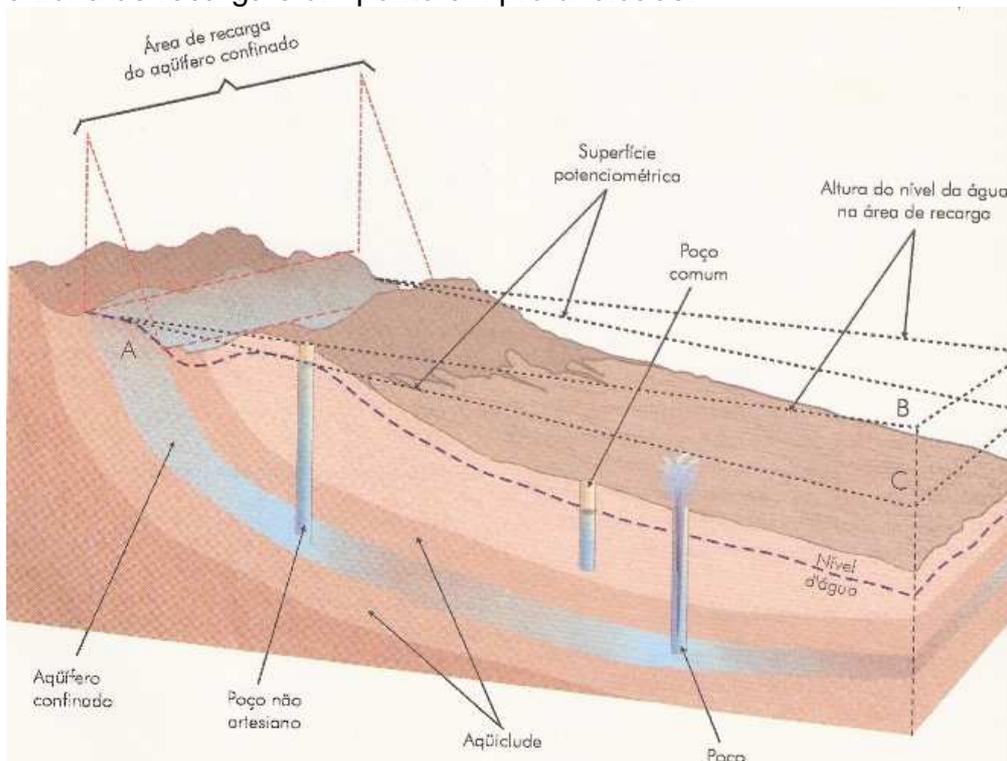


Fig.1.10 *Aqüífero confinado, superfície potenciométrica e artesianismo. A água no poço artesiano jorra até a altura da linha AC e não AB devido à perda de potencial hidráulico durante a percolação no aquífero.*

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

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

3 - Ação Geológica da Água Subterrânea

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

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

3.1 - Escorregamentos de encostas

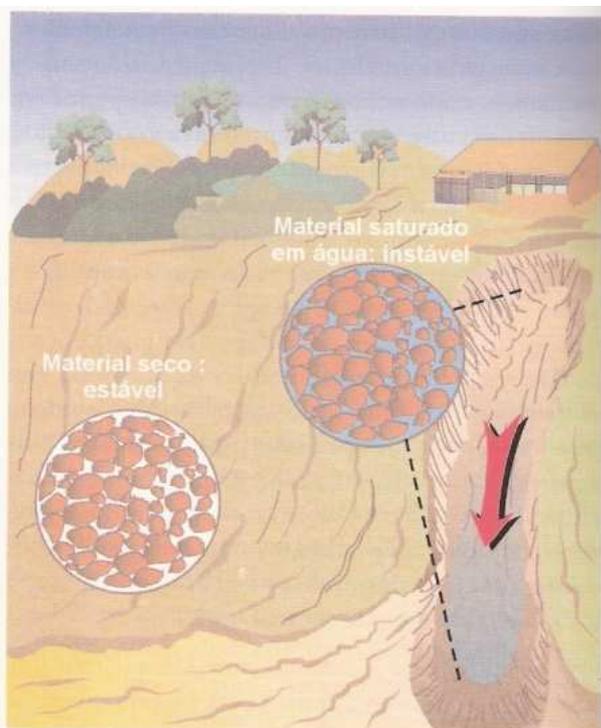
A movimentação de coberturas como solos ou sedimentos inconsolidados em encostas de morros tem velocidades muito variáveis. Os movimentos rápidos, com deslizamentos catastróficos acontecem com frequência em épocas de fortes chuvas, em regiões de relevo acidentado. Os movimentos muito lentos são chamados de rastejamento (*creep*) do solo, com velocidades normalmente menores que 0,3m/ano. Os movimentos de encostas com velocidades superiores a 0,3m/ano são englobados na categoria de escorregamentos ou deslizamentos de encostas, com velocidades que podem ultrapassar 100km/hora. Enquanto o rastejamento lento é movido unicamente pela força gravitacional, não havendo influência de água no material, os escorregamentos são movidos pelo processo de solifluxão, no qual a força gravitacional age devido à presença de água subterrânea no subsolo.

Os materiais inconsolidados em encostas possuem uma estabilidade controlada pelo atrito entre as partículas. No momento em que o atrito interno é vencido pela força gravitacional, a massa de solo entra em movimento, encosta

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

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

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



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

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

3.2 - Boçorocas: a erosão que ameaça cidades

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

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

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

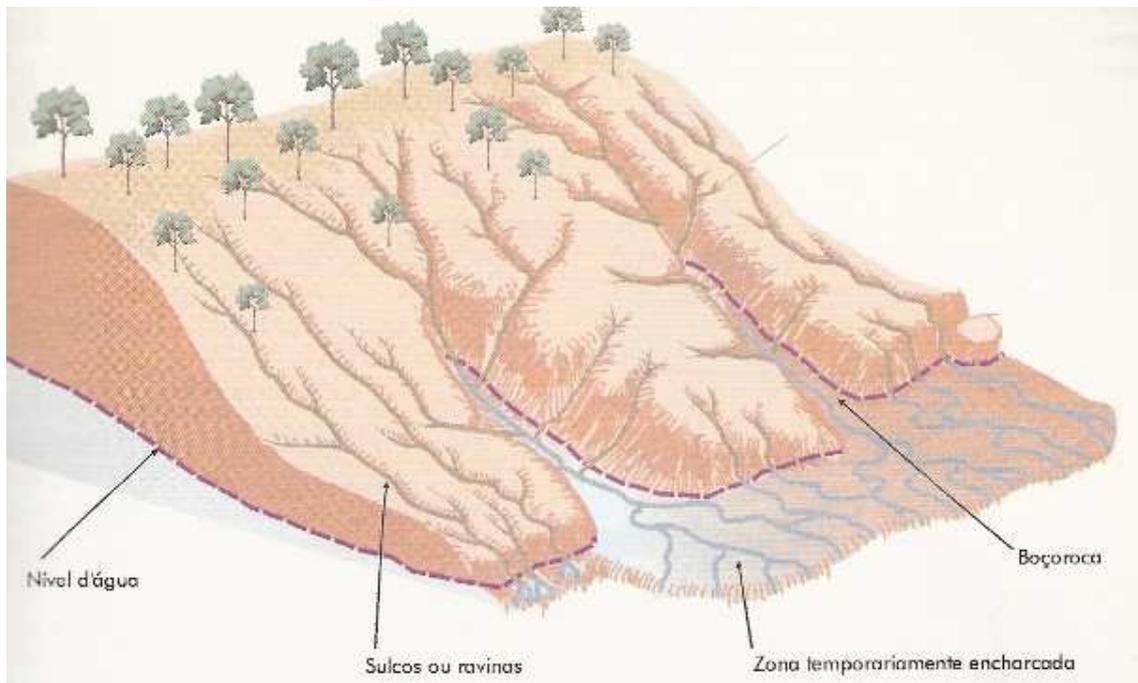


Fig. 1.12 Morfologia de sulcos e boçorocas.

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

3.3 - Carste e cavernas: paisagens subterrâneas.

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

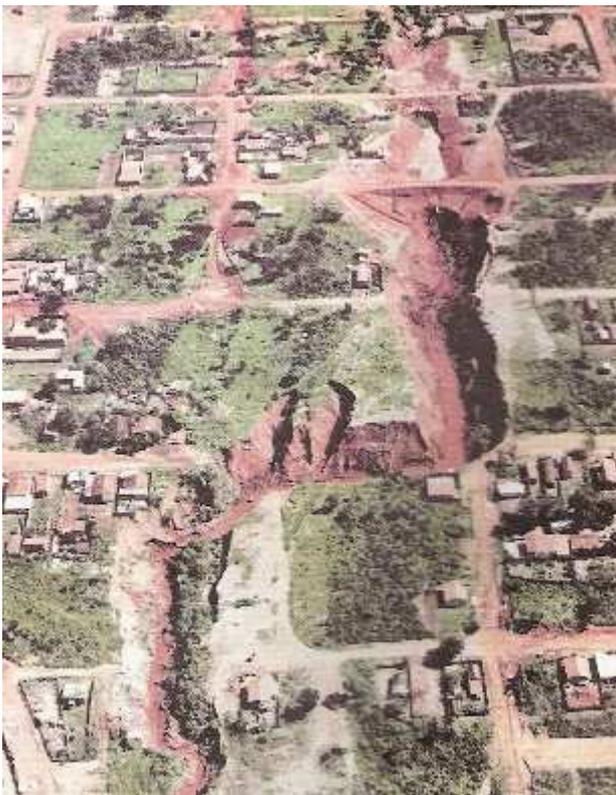


Fig. 7.13 Boçoroca na região urbana do município de Bauru(SP), desenvolvida o momento intempérico em arenitos da bacia do Paraná. Foto de 1993, arquivo IPT-SP.

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

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

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

Rochas carstificáveis

Sistemas cársticos são formados pela dissolução de certos tipos de rochas pela água subterrânea. Considera-se rocha solúvel aquela que após sofrer intemperismo químico produz pouco resíduo insolúvel. Entre as rochas mais favoráveis à carstificação encontram-se as carbonáticas (calcários, mármore e dolomitos, por exemplo), cujo principal mineral calcita (e/ou dolomita), dissocia-se nos íons Ca^{2+} e/ou Mg^{2+} CO_3^{2-} pela ação da água. Os calcários são mais solúveis que os dolomitos, pois a solubilidade da calcita é maior que a da dolomita.

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

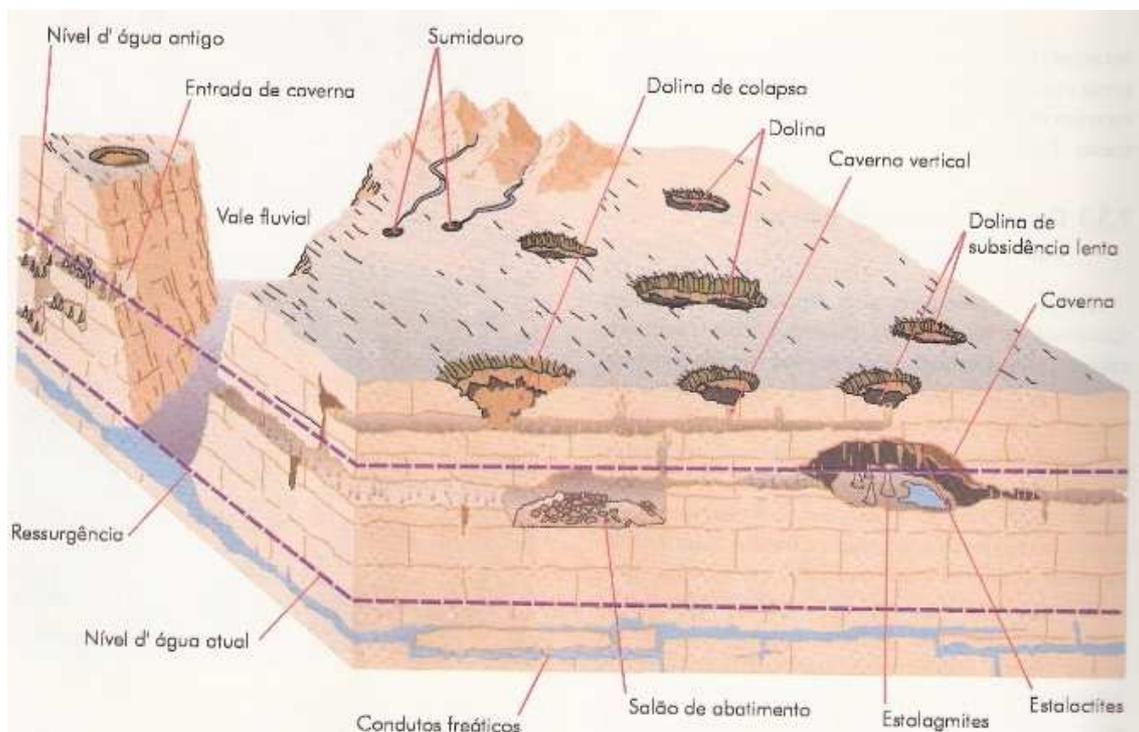


Fig. 1.14 Componentes principais do sistema cárstico.

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

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

Dissolução de rochas carbonáticas

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

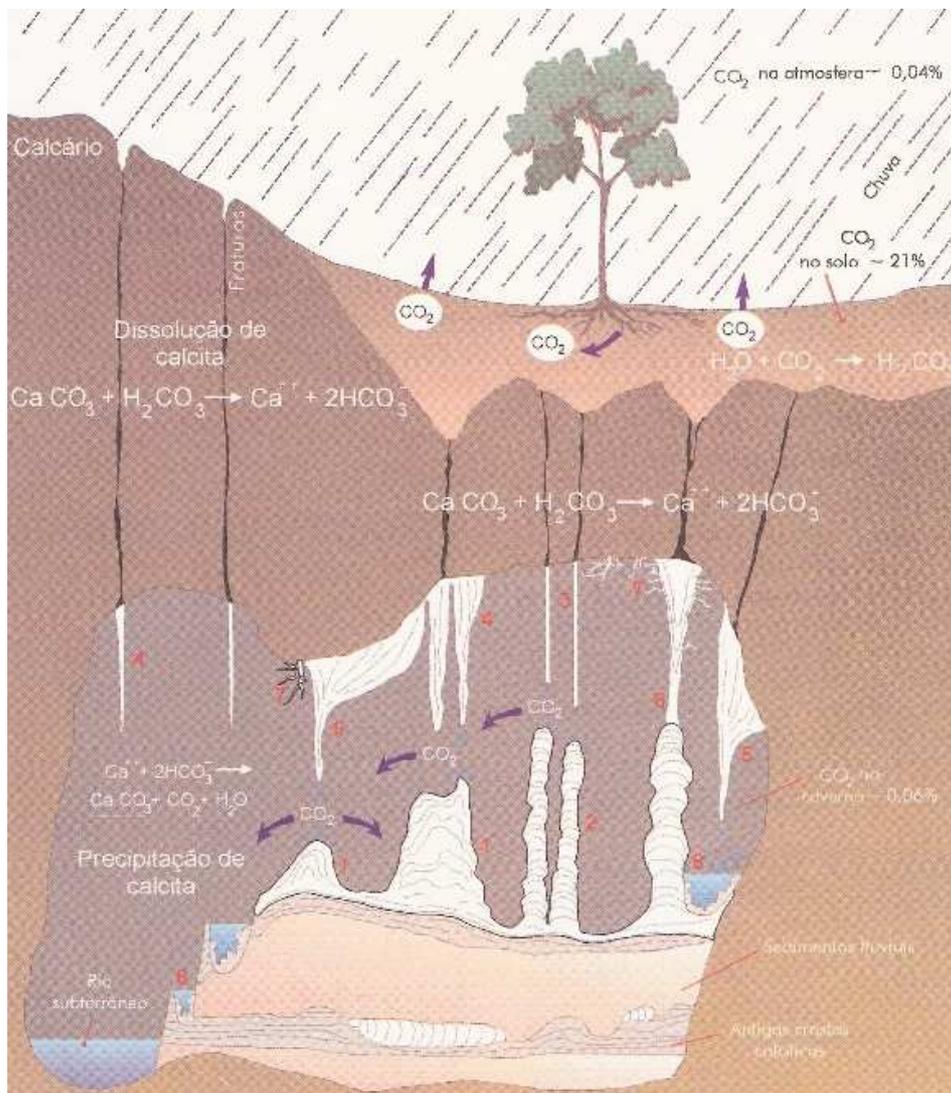


Fig. 7.15 Dissolução e participação de calcita num perfil cárstico e principais tipos de espeleotemas.

Tipos de espeleotemas

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

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

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

Requisitos para o desenvolvimento do sistema cársticos

O desenvolvimento pleno de sistemas cársticos requer três condições:

a) Rocha solúvel com permeabilidade de fraturas.

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

b) Relevo – gradientes hidráulicos moderados a altos

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

fluxo lento exercem pouca ação, pois logo se saturam em carbonato, perdendo sua ação corrosiva e a capacidade de transportar partículas.

c) Clima – disponibilidade de água

Sendo a dissolução a causa principal da formação de sistemas cársticos, o desenvolvimento do carste é mais intenso em climas úmidos. Além de alta pluviosidade, a carstificação também é favorecida em ambientes de clima quente com densa vegetação, onde a produção biogênica de CO_2 no solo é maior, aumentando o teor de ácido carbônico nas águas de infiltração. Desse modo as paisagens cársticas são mais desenvolvidas em regiões de clima quente e úmido quando comparada às regiões de clima frio.