

## CAPÍTULO 5 – HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS

Mais da metade da superfície dos continentes é formada por rochas de permeabilidade primária muito baixa, mas que podem adquirir permeabilidade secundária de acordo com o grau de intemperismo e fraturamento. Na literatura internacional, elas têm sido denominadas “rochas fraturadas” (*fractured rocks*) ou “rochas duras” (*hard rocks*).

A classificação hidrogeológica das rochas apresentada por Singhal e Gupta (1999) divide os diferentes litotipos em quatro grupos principais: o grupo das rochas cristalinas, o das rochas vulcânicas, das rochas carbonáticas e das rochas clásticas (Quadro 5.1). Segundo esta classificação, as rochas fraturadas englobam os grupos das rochas cristalinas, vulcânicas e carbonáticas, que se distinguem das rochas clásticas por sua porosidade e permeabilidade primária desprezíveis.

GRUPOS DE ROCHAS	TIPOS DE ROCHA E EXEMPLOS	PRINCIPAIS MEIOS DE OCORRÊNCIA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA
Cristalinas	Rochas ígneas não vulcânicas (granitos, dioritos, gabros etc) e rochas metamórficas (gnaisses, xistos, filitos etc)	Manto de intemperismo e descontinuidades (juntas, falhas, planos de foliação etc).
Vulcânicas	Rochas vulcânicas (basaltos, andesitos, riolitos etc)	Manto de intemperismo, descontinuidades (juntas, falhas, vesículas) e descontinuidades entre camadas.
Carbonáticas	Rochas carbonáticas (calcários e dolomitos)	Descontinuidades (juntas e falhas) e cavidades de dissolução.
Clásticas	Rochas sedimentares consolidadas (siltitos, arenitos, conglomerados etc.) e sedimentos inconsolidados (cascalho, areia, argila etc.)	Espaços intergranulares e descontinuidades (juntas e falhas).

Quadro 5.1: Classificação hidrogeológica das rochas (Singhal e Gupta, 1999).

No Brasil, o aquífero que ocorre na rocha fraturada tem sido denominado “aquífero fraturado”, “aquífero fissural” ou “aquífero cristalino”. Neste trabalho adota-se o termo aquífero fraturado, tradução direta do termo correspondente na literatura internacional. O termo aquífero cristalino pode causar confusão com o Sistema Aquífero Cristalino, denominação da unidade hidroestratigráfica que ocorre nos terrenos pré-cambrianos da Região Sudeste do Brasil, onde se insere a área de estudos.

Como grande parte da área está situada sobre os terrenos pré-cambrianos do leste paulista, este capítulo visa a caracterização dos aquíferos encontrados em rochas cristalinas, de acordo com a classificação apresentada acima.

## 5.1 IMPORTÂNCIA DOS AQÜÍFEROS EM ROCHAS CRISTALINAS

As rochas cristalinas formam amplos cinturões pré-cambrianos em diferentes partes do mundo, principalmente no Canadá, Norte dos Estados Unidos, países escandinavos, Índia, Sri-Lanka, China, Austrália, Rússia e em vários países africanos (Figura 5.1) (Singhal e Gupta, 1999). No Brasil, sob o ponto de vista hidrogeológico, esses terrenos são importantes em grande parte das regiões Nordeste e Sudeste. Ambas são problemáticas em termos de disponibilidade hídrica; a primeira devido ao clima semi-árido e a segunda pelo uso intenso para abastecimento urbano-industrial.



Figura 5.1: Principais maciços cristalinos do mundo (Singhal e Gupta, 1999).

A atenção voltada para a água subterrânea em rochas fraturadas é relativamente recente. Sua baixa permeabilidade e as dificuldades na perfuração dos poços fizeram com que o potencial desses aquíferos fosse, por muito tempo, menosprezado. Porém, nas últimas décadas, com a necessidade crescente de água para abastecer centros urbanos e áreas rurais, as rochas fraturadas passaram a ser investigadas com mais afinco.

Em vários países em desenvolvimento da Ásia, África e América Latina, tem sido dada grande ênfase ao suprimento de água potável à vasta população que habita terrenos cristalinos. Isto traz a necessidade de desenvolver métodos eficientes e de baixo custo para a exploração e gerenciamento dos aquíferos que ali ocorrem.

O manto de alteração proveniente do intemperismo das rochas cristalinas pode formar um aquífero de baixa produtividade, mas muito importante em países com altos índices de pobreza. As camadas espessas e de grande extensão formam um aquífero potencial e, se existir uma fonte de recarga perene, até mesmo uma camada de 5 a 7 metros de espessura pode ser uma boa fonte para abastecimento de água (Singhal e Gupta, 1999).

Na África Tropical, o aquífero do manto de alteração ocorre amplamente distribuído em áreas com densidade de população rural relativamente alta. Ele fornece pequenas quantidades de água para uso doméstico e para irrigação em pequena escala (Chilton e Foster, 1995). Sua exploração é rasa, obtida com tecnologia simples e de baixo custo, fatores importantes onde a água superficial normalmente é insuficiente em termos de qualidade e quantidade.

No Brasil, as duas áreas de ocorrência de aquíferos em rochas cristalinas: a região Nordeste e a região Sudeste, têm comportamento distinto devido às diferenças climáticas. No Nordeste, o clima semi-árido não favorece o desenvolvimento do manto de intemperismo para compor um aquífero. Por outro lado, ele se desenvolve de forma expressiva no Sudeste, onde é explotado apenas em pequenas propriedades para uso doméstico. O relativo desenvolvimento econômico da região permite a exploração por meio de poços profundos e as quantidades exigidas para abastecimento, principalmente industrial, são bem maiores. Além disso, as possibilidades de contaminação do aquífero presente no manto de intemperismo têm sido um empecilho para o seu aproveitamento.

Além do potencial para abastecimento, as áreas de ocorrência de rochas fraturadas também têm sido alvo de estudos para disposição de resíduos perigosos, tal como o lixo radioativo.

Em resumo, os estudos hidrogeológicos em rochas fraturadas são importantes para:

- Suprimento seguro de água subterrânea para abastecimento público, industrial e para irrigação;
- Controle da migração de poluentes e contaminantes em meio fraturado;
- Estimativas de quantidades de fluidos em fontes geotermiais naturais;
- Desenvolvimento de reservatórios de gás e petróleo;
- Construção de túneis e de cavidades subterrâneas para estocar água, óleo e gás, dentre outros;
- Resolução de problemas geotécnicos, tais como estabilidade de taludes, estabilização de minas subterrâneas e desenvolvimento de sistemas de rebaixamento do nível d'água.

## 5.2 FORMAS DE OCORRÊNCIA

Nos aquíferos fraturados, principalmente naqueles sob clima úmido, existem duas importantes subzonas aquíferas: a rocha fraturada e o manto de intemperismo. O manto atua como aquífero de porosidade granular e influi nas condições de circulação, armazenamento e infiltração da água subterrânea antes de atingir a rocha fraturada não alterada.

### 5.2.1 Manto de Intemperismo

Os terrenos pré-cambrianos permaneceram expostos aos processos intempéricos por tempo prolongado, dando origem ao manto de alteração ou manto de intemperismo. Esta camada constitui o regolito, que inclui o solo residual e o saprólito. O saprólito é derivado da alteração e desagregação *in situ* e o solo residual se desenvolve a partir do saprólito subjacente por dissolução e lixiviação, combinados com outros processos químicos, físicos e biológicos.

Na formação do manto de alteração, a precipitação pluviométrica ácida reage com os minerais alcalinos, lixiviando os componentes móveis e solúveis e precipitando os minerais menos móveis (Chilton e Foster, 1995). Formam-se caolinita e óxidos de Fe e Al e, na situação extrema, a dissolução da caolinita também ocorre e apenas o quartzo residual permanece.

Para Lachassagne et al. (2001), a espessura do manto de alteração é um dos fatores mais importantes que mantém a disponibilidade de água subterrânea por longos períodos em terrenos cristalinos. Em seu modelo conceitual (Figura 5.2), o perfil de alteração é formado, da base para o topo, por:

- a) rocha são essencialmente transmissiva e permeável apenas localmente, onde afetada por fraturamento tectônico;
- b) uma zona intermediária, alterada e fissurada, caracterizada por juntas sub-horizontais, cuja gênese é atribuída à descompressão e aos processos de alteração. O número de juntas diminui com o aumento da profundidade;
- c) uma camada alterada superficial, com espessuras que variam de zero até várias dezenas de metros. Sua composição argilo-arenosa confere permeabilidade relativamente baixa, mas significativa capacidade de retenção de água. Quando saturadas, estas camadas armazenam a maior parte da água subterrânea neste contexto hidrogeológico.

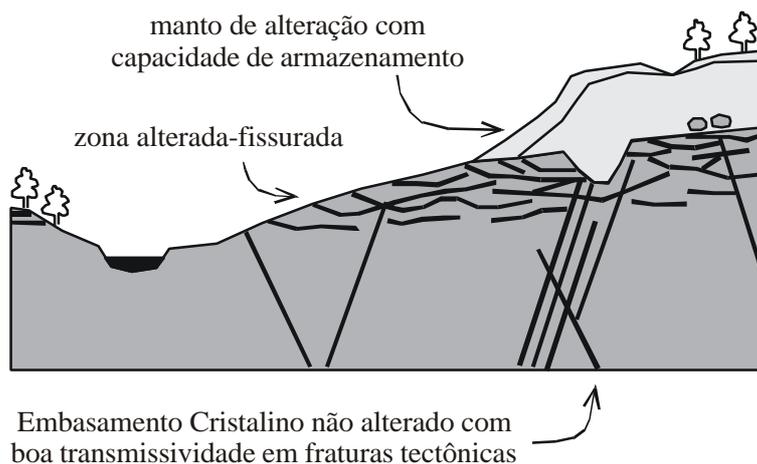


Figura 5.2: Modelo do perfil de alteração e seu controle sobre os aquíferos em rochas cristalinas (Lachassagne et al., 2001).

A espessura da zona intemperizada depende da história geológica da área. Em áreas sujeitas a rápidos e intensos processos erosivos, a rocha sã pode estar na superfície do terreno; por outro lado, em áreas pouco erodidas a rocha alterada pode se estender até 90 metros de profundidade (Davis e Turk, 1964). No entanto, as profundidades mais típicas estão entre 3 e 30 metros. A transição entre o saprólito e a rocha fresca (*saprock*) ocorre ao longo de poucos metros com remanescentes da rocha sã em meio a uma matriz alterada.

A profundidade relativa e o grau de intemperismo também dependem do tamanho dos grãos minerais da rocha cristalina, da intensidade de fraturamento e da proporção de minerais ferro-magnesianos na rocha mãe.

Um perfil de alteração que mostra o regime de fluxo da água subterrânea no embasamento cristalino alterado na África Tropical é proposto por Chilton e Foster (1995) (Figura 5.3). O nível da água em geral segue a topografia da superfície. Em profundidades rasas, nas áreas de interflúvio, o movimento da água decresce verticalmente e em níveis mais profundos há um pequeno movimento lateral em direção às depressões topográficas que formam as áreas de descarga.

O processo de intemperismo passa por numerosos ciclos climáticos e tectônicos, os quais determinam os níveis relativos da superfície do terreno e do lençol freático, controlando a taxa e a profundidade do intemperismo. Esses ciclos também controlam a frequência e a escala do escoamento superficial (*runoff*) e, conseqüentemente, a erosão do solo e a formação de inselbergues (Chilton e Foster, 1995).

Várias hipóteses têm sido propostas sobre a origem dessas superfícies de erosão e alteração. É provável que a subsidência gradual e lenta, resultado de lixiviação e eventual colapso do saprólito, tenha dominado sobre a erosão direta pelo escoamento superficial (McFarlane, 1992). Durante os períodos de clima mais seco e cobertura vegetal esparsa,

ocorre a erosão do solo pelo escoamento superficial. Então há uma redistribuição do material residual sob a forma de coluvionamento nas áreas mais baixas.

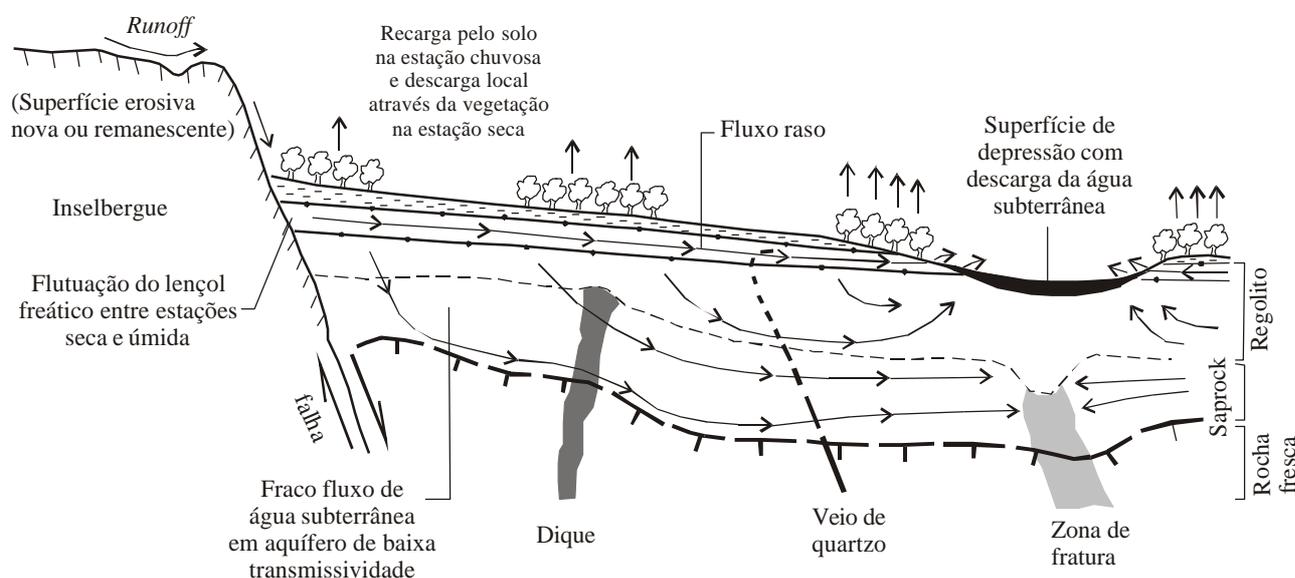


Figura 5.3: Seção generalizada do sistema de fluxo da água subterrânea no aquífero do embasamento cristalino alterado no Malawi (Chilton e Foster, 1995).

A presença de regolito relativamente espesso em regiões úmidas é de grande importância em termos de armazenamento do aquífero. Investigações hidrogeológicas para abastecimento público no Malawi indicam que a parte basal do regolito possivelmente fornece a maior parte da água dos poços mais produtivos (Chilton e Smith-Carington, 1984). Isto acontece porque os depósitos superficiais granulares tendem a ter maior coeficiente de armazenamento do que as rochas do embasamento cristalino (Banks e Robins, 2002).

Um modelo conceitual da variação das características hidráulicas neste sistema aquífero é apresentado por Foster (1984 apud Chilton e Foster, 1995), dando atenção à potencialidade e à sustentabilidade da produtividade dos poços (Figura 5.4). O perfil de alteração estudado por estes autores nas rochas cristalinas do Malawi é bastante similar ao encontrado no Sudeste do Brasil. A porção superior, considerada solo residual, também apresenta uma linha de pedras ou *stone line*, tipicamente encontrada na área de estudos (Capítulo 3). Embora a porosidade efetiva seja maior próximo ao topo do saprólito, a condutividade hidráulica neste tipo de perfil é consideravelmente maior na interface entre o saprólito e o topo da rocha sã (*saprock*). Na rocha sã, a condutividade hidráulica é totalmente dependente da presença de fraturas abertas.

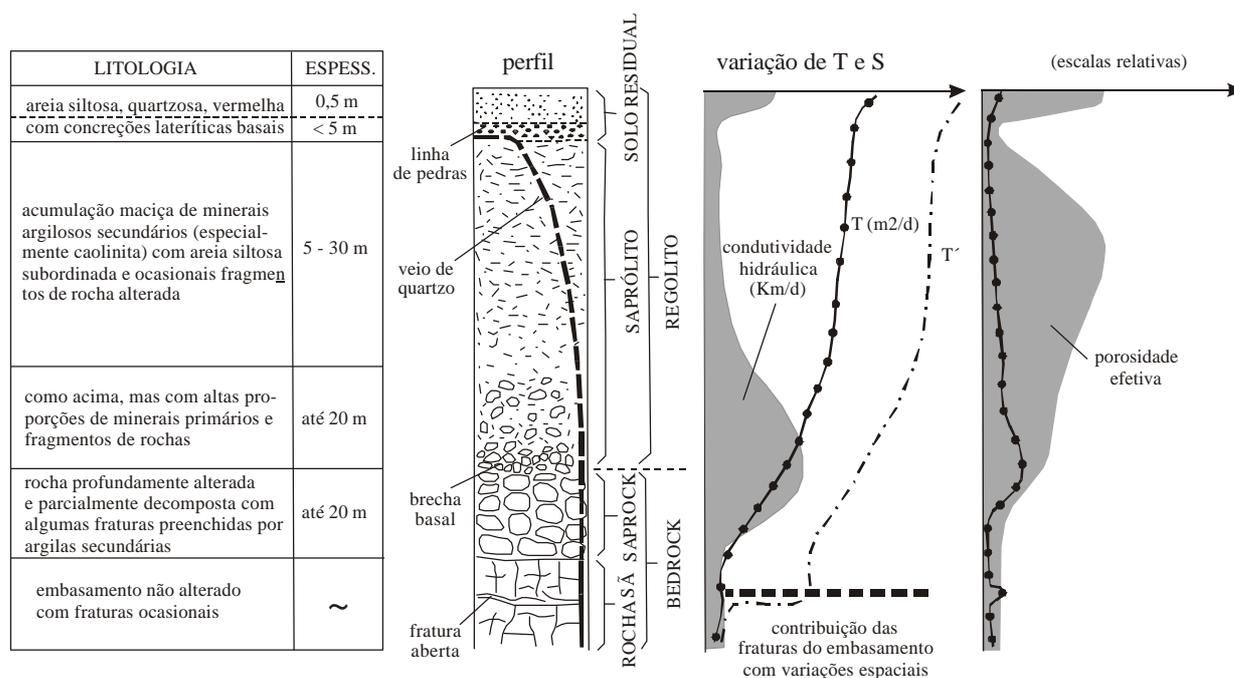


Figura 5.4: Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero no embasamento cristalino alterado na África (Chilton e Smith-Carington, 1984 e Foster, 1984 modificado por Chilton e Foster, 1995).

Banks e Robins (2002) chamam atenção para outro importante papel hidrogeológico do manto de alteração e de outros depósitos superficiais, referente ao potencial para atenuar e retardar poluentes. Como a água subterrânea flui mais lentamente em aquíferos granulares do que em fraturas do embasamento, os depósitos de recobrimento podem proteger o aquífero fraturado da poluição. Por outro lado, alguns depósitos superficiais, como argilas marinhas salinas, podem afetar a qualidade da água.

Outra questão importante: as juntas sub-horizontais que ocorrem nos primeiros metros do embasamento cristalino são frequentemente muito permeáveis. Se a rocha estiver exposta, essas estruturas geralmente são secas; mas quando existe água, ela fica muito vulnerável à poluição. Porém, no embasamento recoberto por espesso depósito superficial, essas juntas são mais facilmente explotáveis e podem contribuir para a produtividade dos poços (Banks e Robins, 2002).

Na região Sudeste do Brasil, acima do manto de intemperismo muitas vezes ocorrem coberturas colúvias compostas por material inconsolidado, que possivelmente se somam ao papel armazenador do manto de alteração *in situ*. Tais coberturas são referidas no presente trabalho como Depósitos Colúvio-Eluviais, em cuja base normalmente se encontram as típicas linhas de pedras. A rocha alterada (ou saprólito), que ocorre sotoposta a estas coberturas, é referida aqui como manto de alteração ou manto de intemperismo. O

termo manto inconsolidado utilizado por alguns autores não é considerado adequado, pois o material de alteração pode ser bastante consolidado em profundidade.

### 5.2.2 Rocha Fraturada

De maneira geral, os aspectos quantitativos relacionados às águas subterrâneas que ocorrem em rochas fraturadas são ainda pouco conhecidos, particularmente no que se refere à porosidade e à permeabilidade das rochas e às características dos fluxos.

Uma rocha fraturada é heterogênea e anisotrópica por natureza; mas, dependendo da escala de trabalho, o meio fraturado pode ser considerado como um meio contínuo ou como um meio descontínuo (Custodio e Llamas, 1996). Se o fraturamento for muito intenso, a ponto de o meio se comportar hidraulicamente como poroso, pode-se considerá-lo como um “contínuo equivalente” e determinar suas características hidráulicas (Freeze e Cherry, 1979).

Para definir as propriedades hidráulicas do meio fraturado como um meio contínuo, é necessário determinar o Volume Elementar Representativo (VER) ou *Representative Elementary Volume (REV)*. Este constitui o mínimo volume de rocha considerado representativo do meio fraturado (Figura 5.5).

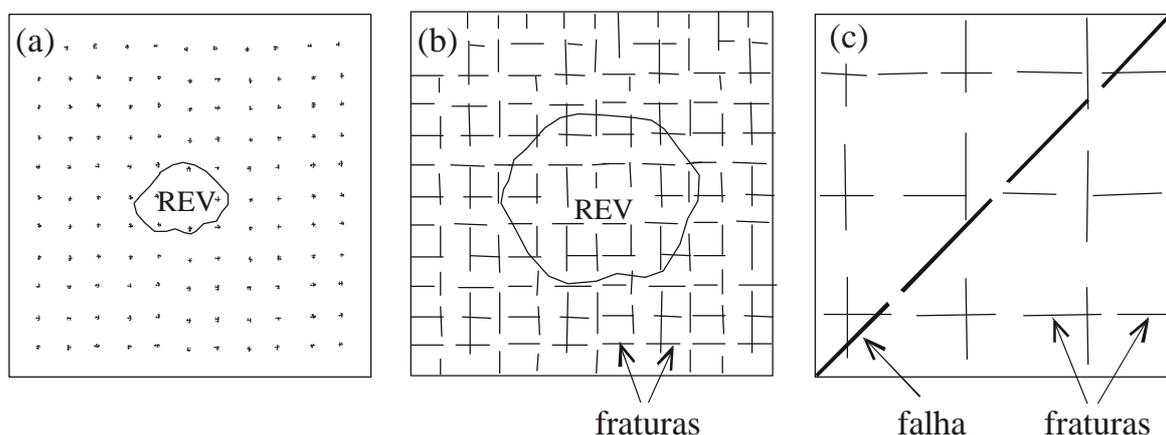


Figura 5.5: Volume Elementar Representativo (VER) ou *Representative Elementary Volume (REV)* em diferentes condições: (a) rocha porosa homogênea, (b) rocha fraturada homogênea e (c) rocha fraturada com grandes descontinuidades onde o VER é muito grande ou não existe (Singhal e Gupta, 1999).

Na abordagem do meio contínuo, para fluxos laminares e lineares, a “Lei de Darcy” torna-se válida e é possível aplicar a chamada “Lei Cúbica” (Snow, 1969). De acordo com esta lei, a condutividade hidráulica do meio (K) é dada por:

$$K = \frac{\rho g N b^3}{12 \mu} \quad (5.1)$$

onde:

$\rho$  = densidade da água;

$\mu$  = viscosidade da água;

g = aceleração da gravidade;

N = número de fraturas por unidade de distância (frequência);

b = abertura das fraturas.

A Lei Cúbica mostra que a condutividade hidráulica nos meios fraturados é proporcional ao cubo da abertura da fratura. Já a densidade do fraturamento, ditada pela frequência ou espaçamento, causa variação apenas linear (Figura 5.6).

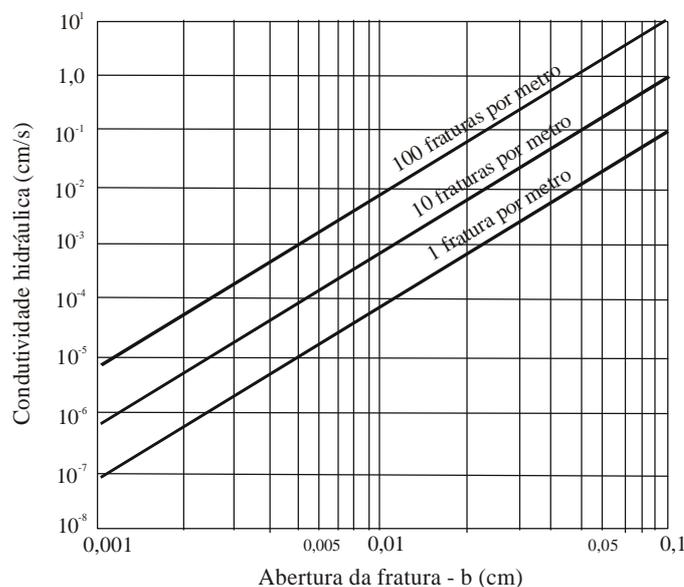


Figura 5.6: Variação da condutividade hidráulica em função da abertura da fratura (b) e do espaçamento ou frequência (Hoek e Bray, 1981 apud Domenico e Schwarz, 1990).

Como a frequência e a abertura das fraturas variam muito, o meio fraturado, mesmo quando considerado homogêneo, se comportará como anisotrópico e apresentará diferentes condutividades hidráulicas em diferentes direções. Mas, se existir uma rede de fraturas suficientemente interconectada, pode-se estabelecer uma superfície potenciométrica virtual, definida pelas intersecções do nível freático em cada fratura e um plano horizontal imaginário (Custodio e Llamas, 1996) (Figura 5.7).

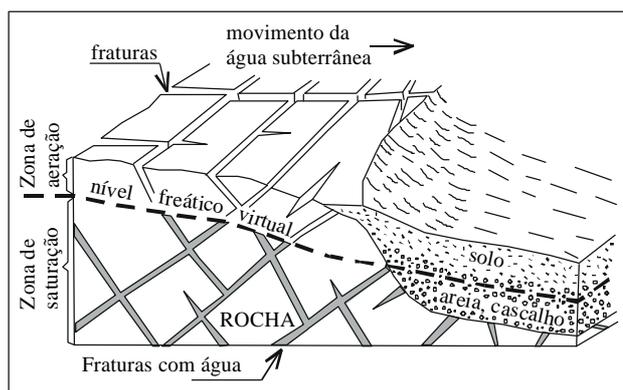


Figura 5.7: Superfície potenciométrica virtual de um aquífero na rocha fraturada (Custodio e Llamas, 1996).

Mas a abordagem do meio contínuo apresenta algumas limitações. Dependendo da escala considerada e das características geológicas do meio, o REV pode se tornar muito grande (Figura 5.5c) e não ser representativo de um meio homogêneo. Neste caso, é necessário utilizar a abordagem do meio descontínuo, considerando-se o fluxo em fraturas individuais.

Em testes desenvolvidos para se determinar a permeabilidade do meio fraturado, onde um poço atravessa um número desconhecido de fraturas abertas, a transmissividade (T) é definida por (Novakowski, 1995):

$$T = \frac{\rho g \sum b^3}{12\mu} \quad (5.2)$$

onde:

$\rho$  = densidade da água;

$\mu$  = viscosidade da água;

g = aceleração da gravidade;

b = somatória das aberturas das fraturas individuais atravessadas pelo poço.

As equações 5.1 e 5.2 foram formuladas para fluxos entre duas placas lisas e paralelas, sem considerar a rugosidade natural. Além disso, se as fraturas apresentarem grande abertura, o fluxo se torna não linear ou turbulento e a Lei de Darcy, na qual as equações se baseiam, não é mais válida. Apesar destas limitações, tem sido demonstrado que a lei cúbica é válida onde o efeito da pressão de fluidos não é importante (Domenico e Schwarz, 1990).

A equação 5.2 mostra que a transmissividade de uma fratura planar é proporcional ao cubo de sua abertura hidráulica efetiva (Snow, 1969), enquanto a distribuição de

aberturas de fraturas é tipicamente log-normal (Long et al., 1982). Então, não é difícil entender porque a maior parte da água de um poço de sucesso tipicamente provém de apenas uma ou duas fraturas altamente produtivas, interconectadas com uma ampla rede de fraturas menores que mantêm a produtividade (Banks et al., 1996).

Assim, a abertura das fraturas é um fator fundamental para a produtividade dos poços em terrenos cristalinos, mas não devem ser descartados os demais fatores que também exercem influência sobre o fluxo da água subterrânea nestas rochas, como será visto adiante (item 5.4).

### 5.3 CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS

A rocha cristalina não alterada e não fraturada tem menos de 1% de porosidade e a permeabilidade é tão pequena que pode ser considerada desprezível (Davis e Turk, 1964). A porosidade da rocha são geralmente varia entre 0,1% e 1%, enquanto a rocha alterada pode ter até 45% de porosidade. A condutividade hidráulica varia de  $10^{-6}$  a  $10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ , dependendo também da intensidade do intemperismo e do grau de fraturamento. O intemperismo e o grau de fraturamento dependem da profundidade e causam variações na distribuição da capacidade específica (Figura 5.8).

A permeabilidade é determinada pela abertura da fratura, que, por sua vez, é governada pelas propriedades geomecânicas da rocha (Banks e Robins, 2002). De fato, a teoria pode mostrar que uma simples fratura de 1,0 mm de abertura pode transmitir mais água do que 900 fraturas paralelas planares de 0,1 mm de abertura.

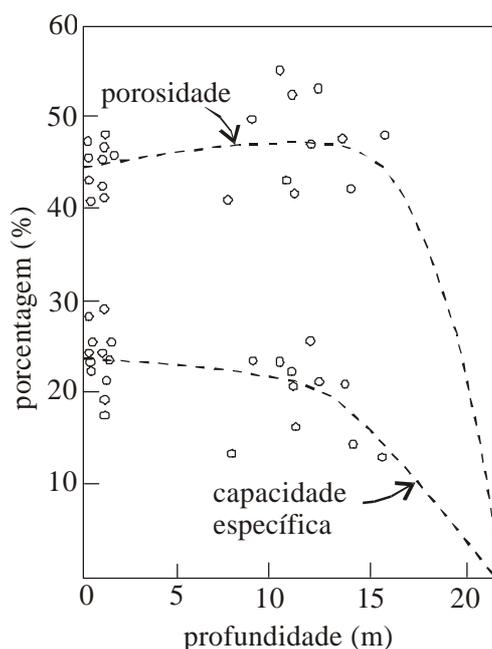


Figura 5.8: Distribuição dos valores de porosidade e capacidade específica em rochas metamórficas estimados em testes de laboratório (Stewart, 1962 apud Davis, 1980).

## 5.4 PRODUTIVIDADE DOS POÇOS EM ROCHAS CRISTALINAS

Devido à grande heterogeneidade das propriedades hidráulicas das rochas fraturadas, os valores de produtividade de água subterrânea em rochas cristalinas são significativamente variáveis.

Tratamentos estatísticos mostram que a média aritmética da produtividade de poços em aquíferos fraturados é desviada para patamares elevados devido à existência de alguns poços muito produtivos e de uma grande quantidade de poços com baixa produtividade. Isto significa que, estatisticamente, a moda é mais baixa do que a mediana e esta, mais baixa do que a média, ou seja, a distribuição das frequências de produção é assimétrica positiva. Os valores de capacidade específica ( $Q/s$ ) têm distribuição aproximadamente log-normal (Banks et al., 1994). Neste tipo de distribuição, a mediana, se comparada com a média, tem maior significado para o planejamento da perfuração de poços. Quando existe uma grande quantidade de dados, a distribuição da produtividade tende a ser normalizada, mas a mediana continua sendo um valor representativo.

Banks e Robins (2002) propõem que os riscos na perfuração de um poço no embasamento cristalino sejam previstos por meio da construção de curvas de distribuição da produtividade dos poços existentes em uma área. Como exemplo, mostra-se a Figura 5.9 com a variação da produtividade de granitos, metassedimentos e gnaisses na Noruega. No caso do granito, a vazão mediana é 600 L/h; então, para um poço perfurado aleatoriamente, existe 50% de chance de ocorrer esta vazão. Se o objetivo é uma vazão de 1.200 L/h, o gráfico mostra que 72% dos poços têm vazão inferior a este valor e, portanto, a probabilidade de obtê-la é de apenas 28%. Mas, para uma vazão de 100 L/h existe 90% de probabilidade de sucesso. Os valores de produtividade no gnaiss são mais altos do que nos metassedimentos e, nestes, estão um pouco acima do que nos granitos.

No entanto, os mesmos autores alertam para o fato de que a produtividade fornecida pelos perfuradores é a vazão de curto período e que a verdadeira vazão, sustentável por longos períodos, pode ser consideravelmente menor. Ao mesmo tempo, os poços secos podem não ter sido registrados, induzindo a um valor de produtividade superestimado. É também importante que os poços artificialmente estimulados por explosivos ou por fraturamento hidráulico sejam descartados da análise.

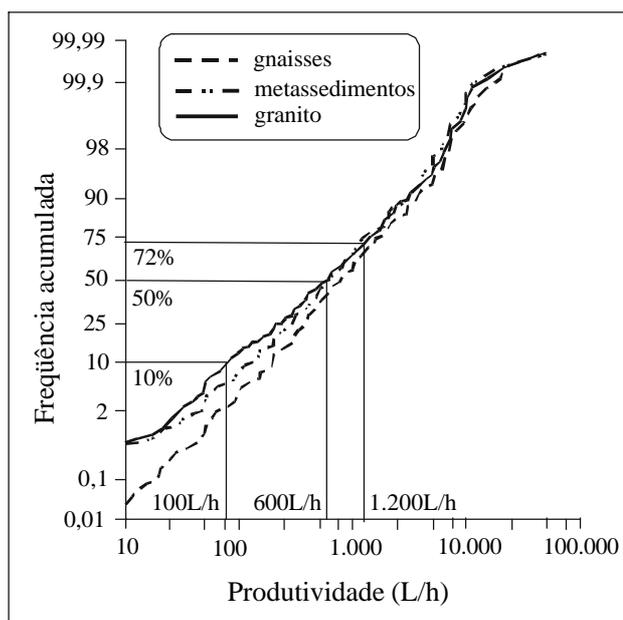


Figura 5.9: Diagrama de frequência acumulada da distribuição de produtividade de poços que explotam gnaisses, metassedimentos e granitos na Noruega (Morland, 1997 apud Banks e Robins, 2002).

### 5.4.1 Medida da Produtividade

A capacidade específica é o parâmetro considerado mais representativo na análise da produtividade de poços (Costa, 1986; Bertachini, 1987; Menegasse, 1991; Chilton e Foster, 1995; Fernandes, 1997). Ela é definida como a razão entre a vazão extraída de um poço e o rebaixamento provocado no nível d’água e, por isso, é denominada “Q/s”.

Para um meio de porosidade primária, a relação entre a capacidade específica de um poço e a transmissividade local é dada pela equação de Theis:

$$\frac{Q}{s} = \frac{T}{264,5 \log \left( \frac{Tt}{1,87 r_w^2 S} \right)} \quad (5.3)$$

onde:

Q = vazão;

s = rebaixamento provocado;

T = transmissividade;

t = duração do bombeamento;

r<sub>w</sub> = raio efetivo do poço;

S = coeficiente de armazenamento.

Assim, o valor de  $Q/s$  reflete a transmissividade do aquífero, ou seja, quanto maior a transmissividade, menor será o rebaixamento provocado pelo bombeamento. O tempo de bombeamento, o raio do poço e o coeficiente de armazenamento, considerados em logaritmo, exercem influência menor.

A equação de Theis foi desenvolvida para as condições de um poço totalmente penetrante em aquífero confinado, lateralmente infinito, isotrópico e homogêneo. Mas ela também pode ser usada para um meio fraturado considerado um contínuo equivalente (item 5.2.2).

Além das imprecisões provocadas pela heterogeneidade, pela penetração parcial no aquífero, pelo tipo de equipamento e pelo tempo de bombeamento, o valor de  $Q/s$  é também susceptível ao fenômeno de perda de carga do poço e, portanto, representam valores pessimistas de ordens de grandeza (Silva, 1984 apud Fernandes, 1997).

Na tentativa de introduzir o efeito da penetração parcial do poço no aquífero, alguns autores dividem o valor de  $Q/s$  pela penetração útil, ou seja, pela espessura saturada do aquífero que foi penetrada pelo poço. Porém, Costa (1986) e Fernandes (1997) ressaltam que esta relação pode causar imprecisões ainda maiores.

Bertachini (1987) realiza testes de bombeamento em poços tubulares profundos da região de Jundiaí, obtendo valores de transmissividade entre  $1,2 \times 10^{-6}$  e  $1,4 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . O gráfico de correlação da transmissividade com a capacidade específica mostra que os valores apresentam ótima correlação (Figura 5.10).

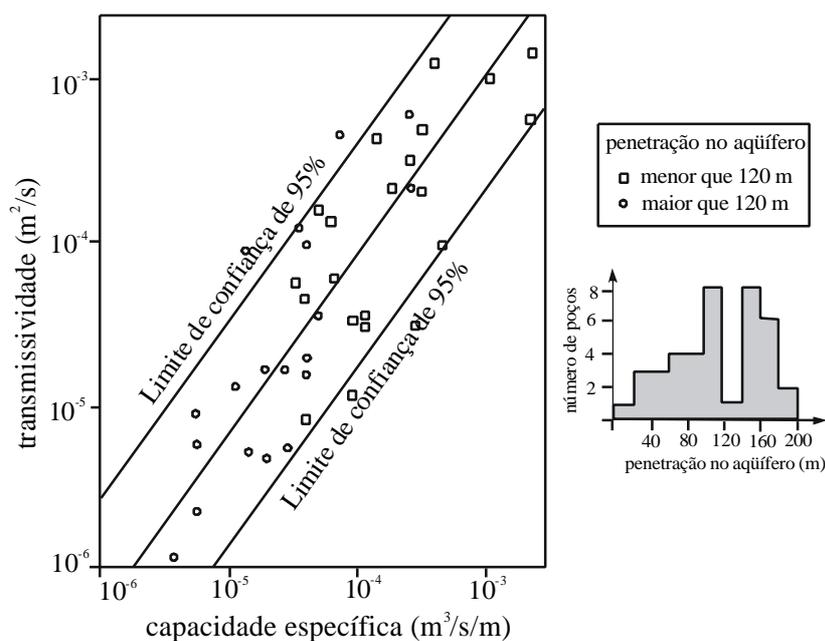


Figura 5.10: Correlação entre a transmissividade e a capacidade específica de poços na região de Jundiaí (Bertachini, 1987).

## 5.5 FATORES CONTROLADORES

O comportamento hidráulico dos diferentes tipos de rochas cristalinas é muito variável e depende, além das propriedades intrínsecas da rocha, de fatores externos a ela. Vários trabalhos têm sido conduzidos para tentar definir os fatores geológicos, hidrogeológicos e construtivos que interferem nos valores de produtividade.

Muitos pesquisadores tentam encontrar o fator ou a combinação de fatores que influenciam a produtividade dos poços em rochas fraturadas para usar esta informação na locação de poços com maior segurança (LeGrand, 1954; Siddiqui e Parizek, 1971; Yin e Brook, 1992; Briz-Kishore, 1993; Henriksen, 1995; Mabee et al., 1994 dentre outros). A seguir, apresenta-se um resumo dos principais fatores considerados nestes trabalhos como definidores da produtividade potencial dos aquíferos em rochas cristalinas.

### 5.5.1 Clima

O clima exerce influência sobre a produtividade dos aquíferos em terrenos cristalinos, controlando a profundidade e a natureza do material de intemperismo, além de regular a recarga (Custodio e Llamas, 1996). A intensidade da precipitação altera o nível freático, a quantidade e qualidade da água e causa grandes diferenças nas características dos aquíferos de regiões climáticas distintas como, por exemplo, a região Sudeste do Brasil e o Nordeste semi-árido (Costa, 1980).

Em regiões áridas e semi-áridas, a camada alterada é fina e geralmente não ultrapassa 1 metro de espessura. Em áreas de clima úmido, onde a precipitação anual excede os 1.000 mm, a camada alterada é muito espessa, podendo chegar a 65 ou até 130 metros de espessura. Entretanto, mesmo em áreas onde o clima atual é árido, pode-se encontrar regolito espesso relacionado a paleoclimas, como por exemplo, no Sudão, na Nigéria (UNESCO, 1984) e em algumas partes áridas da Índia (Singhal and Gupta, 1999).

### 5.5.2 Litotipo

O tipo e a textura da rocha cristalina também influenciam a produtividade dos poços. Estatisticamente, alguns litotipos formam melhores aquíferos do que outros, embora o intervalo de produtividades de poços em um único litotipo seja maior do que a variação

entre diferentes litotipos. Isto é, pode-se encontrar produtividades muito altas e muito baixas em qualquer tipo de rocha cristalina (Banks et al., 1996).

Mas, em situações hidrogeológicas semelhantes, os poços em rochas de granulação grossa e ricas em quartzo, como granitos, pegmatitos e quartzitos, tendem a ser mais produtivos do que em outras rochas cristalinas. Por serem mais competentes, as rochas ácidas desenvolvem e preservam sistemas de juntas mais abertas (Davis e Turk, 1964). Já a produtividade em filitos, xistos e ardósias geralmente é mais baixa, pois essas rochas têm minerais micáceos que se alteram para argilas, tendendo a colmatar as fraturas. Esta deve ser a razão para sua baixa transmissividade se comparadas com granitos e gnaisses (Singhal e Gupta, 1999).

O litotipo também influencia a espessura e a permeabilidade da camada alterada. Rochas ácidas de granulação grossa, como granitos e ortognaisses dão origem a camadas alteradas mais espessas e mais permeáveis. Em rochas básicas, como gabros e basaltos, embora o horizonte alterado possa ser espesso, ele é mais argiloso e, portanto, menos permeável.

### 5.5.3 Topografia

A influência da topografia sobre a produtividade dos poços, especialmente em poços rasos, onde a contribuição do manto alterado é maior, tem sido destacada por vários autores (LeGrand, 1967; McFarlane et al., 1992; Henriksen, 1995). O trabalho pioneiro, de Parizek e Siddiqui (1969), mostra que os poços perfurados em vales podem ser oito vezes mais produtivos do que os situados em encostas e topos. Henriksen (1995) afirma que áreas planas, mesmo aquelas topograficamente elevadas, podem ser mais produtivas devido à presença de coberturas superficiais mais espessas, além de receberem maiores recargas.

Porém, outros autores (Yin e Brook, 1992; Knopman e Hollyday, 1996) não consideram a topografia um fator importante e afirmam que sua influência na produtividade dos poços ocorre em menos de 10% das variações observadas. Yin e Brook (1992), interpretando dos dados de LeGrand (1967), mostram que a topografia sozinha não pode explicar as variações de produtividade, mas que os traços de fratura teriam uma influência maior. Mas, como as depressões topográficas usualmente seguem traços de fraturas e possuem grandes espessuras de material de alteração, a probabilidade maior de

se obter boas produtividades nos vales é lógica. Além disso, estas depressões são também ocupadas por canais que funcionam como zonas de recarga (Singhal e Gupta, 1999).

#### 5.5.4 Formas de relevo

As formas de relevo ou *landforms* constituem o produto final do intemperismo natural. Suas características dependem das condições climáticas passadas e atuais, dos tipos de rocha, das feições estruturais e do tempo envolvido no intemperismo.

Geneticamente, os *landforms* são divididos em dois grupos: *landforms* erosionais e *landforms* deposicionais. Os *landforms* erosionais são tipicamente associados com terrenos de superfície rochosa resistente erodida e os *landforms* deposicionais são formados por processos deposicionais de rios, geleiras e vento, dentre outros. Os *landforms* deposicionais são tipicamente compostos por sedimentos inconsolidados e podem exercer um importante papel na obtenção de água subterrânea para necessidades locais.

Os *landforms* comumente desenvolvidos em rochas cristalinas são os relevos estruturais ou residuais, inselbergues, pedimentos, pedimentos enterrados, vales erosionais e vales preenchidos (Figura 5.11).

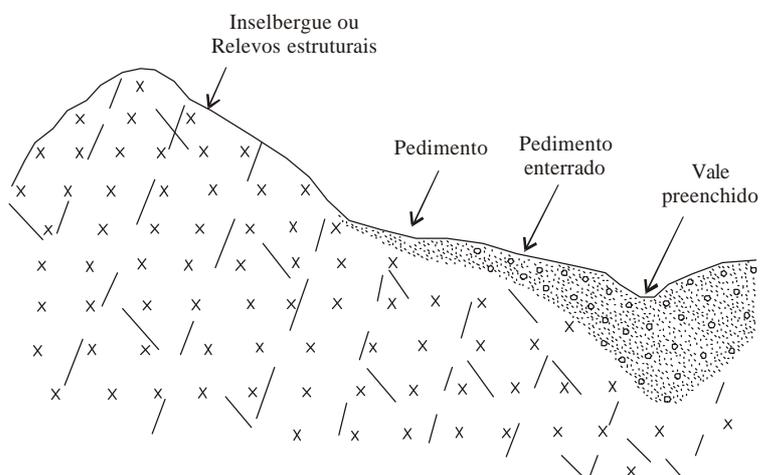


Figura 5.11: Perfil esquemático de *landforms* em um terreno de rocha cristalina (Singhal e Gupta, 1999).

a. Relevos estruturais: A morfologia dos relevos estruturais ou residuais é controlada em grande parte pelas estruturas das rochas e pela litologia. Envolve processos combinados de tectonismo e denudação. São formados por rochas competentes que atuam como zonas de *run-off*. Infiltração limitada pode ocorrer ao longo de planos de fraqueza como falhas e juntas. A água subterrânea pode aflorar como nascentes ao longo de pequenos vales. A disponibilidade de água subterrânea é geralmente muito pequena nestas áreas.

b. Inselbergues: São pequenos morros residuais que ocorrem isoladamente acima do nível geral da planície erosional. Similarmente aos relevos estruturais, são formados por rochas resistentes. O potencial para água subterrânea também é desprezível devido à pequena área de recarga, declives altos e baixa permeabilidade das rochas.

c. Vales erosionais: Estes ocorrem junto aos relevos estruturais como vales rasos, sujeitos à erosão. São compostos por material inconsolidado com espessura limitada e seu potencial para fornecimento de água também é pequeno.

d. Pedimentos: Constituem superfícies erosivas amplas, planas ou suavemente inclinadas ou planícies de relevo suave, desenvolvidas por processos de denudação. São formadas por rochas cristalinas sotopostas a uma camada de solo de espessura reduzida. Em muitos locais, o pedimento pode ser recoberto por material coluvial. O potencial de água subterrânea nesta unidade é limitado devido à pequena profundidade do material intemperizado e grande flutuação do lençol freático. Poços escavados podem não ter muito sucesso, mas poços tubulares profundos podem fornecer pequenas quantidades de água. Porém, pedimentos desenvolvidos ao longo de lineamentos podem formar boas fontes de água subterrânea.

e. Pedimentos enterrados: São formados quando a superfície inclinada do pedimento é gradualmente recoberta por espesso manto de solo residual e material coluvial. A espessura do recobrimento pode variar de 20 a 100 metros. Os pedimentos enterrados apresentam maiores teores de umidade e vegetação mais densa do que os pedimentos. A flutuação do lençol freático é relativamente menor e a área de recarga é grande. Então, eles formam zonas potenciais para exploração de água subterrânea por poços escavados e tubulares profundos.

f. Vales preenchidos: Constituem um tipo de depósito de canal desenvolvido por processos de pedimentação profunda em um ambiente erosional de rocha dura. São caracterizados por declividades suaves, altos teores de umidade e vegetação densa. Por isso, são os mais importantes *landforms* para exploração de água subterrânea em terrenos de rocha cristalina.

### 5.5.5 Descontinuidades

As descontinuidades estão diretamente ligadas ao comportamento heterogêneo e anisotrópico dos aquíferos fraturados. Embora as rochas cristalinas ocupem grandes

extensões em área e em profundidade, o controle estrutural não permite que o sistema de fluxo se estenda por grandes distâncias (Singhal e Gupta, 1999). Porém, algumas zonas densamente fraturadas, ou mesmo de rocha totalmente fragmentada, podem se estender por dezenas de quilômetros, formando grandes condutores hidráulicos (Gustafsson e Krásný, 1994).

Descontinuidade é um termo genérico que pode ser utilizado para designar fraturas, planos de acamamento, clivagem, foliação e zonas de cisalhamento. Do ponto de vista genético, as descontinuidades podem ser agrupadas nas seguintes categorias:

- a. Planos de acamamento: é a descontinuidade mais importante da rocha que confere anisotropia e influencia o fluxo da água pela zona vadosa;
- b. Foliação e clivagem: a foliação em rochas metamórficas tem uma profunda influência no movimento da água subterrânea, possuindo quase o mesmo papel do acamamento das rochas sedimentares;
- c. Fraturas: As fraturas são planos ao longo dos quais houve perda parcial ou total da coesão da rocha. Elas se destacam, mais do que as outras descontinuidades, no controle do fluxo da água subterrânea. Banks et al. (1992) separam as fraturas e as zonas de fraturas em três grupos:
  - c<sub>1</sub>. Fraturas individuais que formam superfícies relativamente planas, sem cominuição ou formação de brechas;
  - c<sub>2</sub>. Zonas de fraturas com mais de uma família ou conjunto de fraturas com espaçamento reduzido, onde há apenas um grau limitado de cominuição e alguma formação de brecha, mas onde os planos de fraturas individuais são ainda reconhecíveis;
  - c<sub>3</sub>. Zonas de fraturas com alto grau de cominuição (*crush zones*), onde os planos de fraturas individuais não podem ser distinguidos. Essas zonas tipicamente contêm brecha de falha formada por clastos de tamanhos variados, de maticões a farinha de rocha.

Freqüentemente não há limites nítidos entre esses tipos de fraturas. Uma zona de fratura do tipo “c<sub>1</sub>”, por exemplo, pode ser truncada por zonas de fratura do tipo “c<sub>2</sub>”, onde a freqüência de fraturas diminui com o aumento da distância da zona fraturada principal. As zonas de fratura dos tipos “c<sub>2</sub>” e “c<sub>3</sub>” são tipicamente feições que dão origem às anomalias topográficas e geofísicas.

A abertura original das fraturas depende do arranjo de tensões que as gerou. Do ponto de vista genético, as fraturas de tração são mais produtivas do que as de cisalhamento. As fraturas de tração são mais abertas, enquanto as de cisalhamento têm abertura menor e são freqüentemente preenchidas.

O comportamento das fraturas de cisalhamento pode ser complexo, dependente da intensidade da deformação (Banks e Robins, 2002) e da natureza da rocha (Figura 5.12). Além disso, a evolução tectônica com superposição de vários eventos é um importante fator a ser investigado, pois pode haver tanto fechamento quanto abertura de fraturas preexistentes, conforme a mudança no regime de tensões.

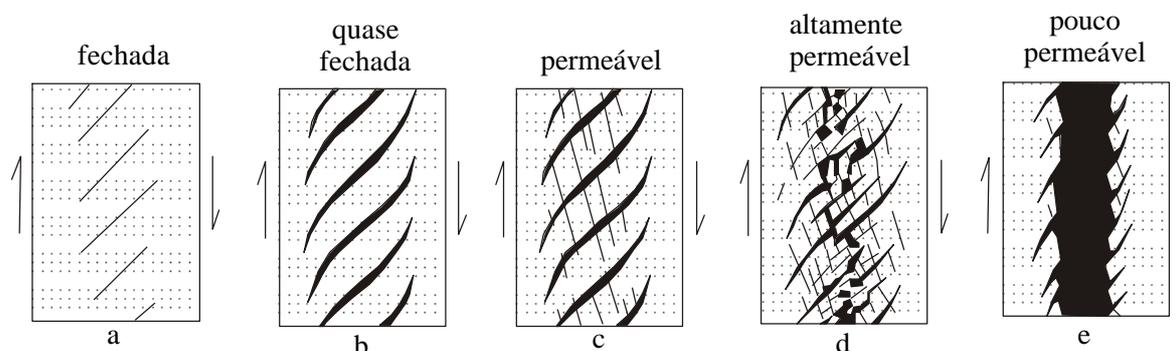


Figura 5.12: Estágios de desenvolvimento de uma zona de fraturas de cisalhamento (Banks e Robins, 2002).

O sucesso na perfuração de poços em aquíferos cristalinos depende de o furo interceptar um número de fraturas suficientemente transmissivas que estejam associadas a um sistema de fraturas fortemente interconectadas (Banks, 1992). Juntas planares sub-horizontais, quando interconectadas por juntas sub-verticais formam uma importante fonte de água para poços rasos (Carruthers et al., 1991). Estas juntas são mais abertas e têm pequeno espaçamento próximo à superfície, mas sua frequência e abertura decrescem em profundidade.

Vários autores têm mostrado, por observações em túneis e em estudos para disposição de lixo nuclear, que uma alta densidade de fraturas pode aumentar consideravelmente a transmissividade do meio. No entanto, estudos para a construção do túnel Hvaler em um granito do sudeste da Noruega (Banks et al., 1992) sugerem que zonas de fratura proeminentes nem sempre são altamente transmissíveis. Neste trabalho, as maiores zonas de fraturas foram localizadas por meio de fotografias aéreas e técnicas sísmicas, supondo-se que seriam as zonas de maior transmissividade. Mas, durante a escavação do túnel, a maior parte dessas estruturas mostrou baixa transmissividade por estarem preenchidas por minerais argilosos secundários. O fluxo da água no túnel dava-se através de uma gama de fraturas menores, não identificáveis nas investigações preliminares.

O fato também foi observado em outros túneis (Nilsen, 1988), podendo-se deduzir que a identificação de zonas de fraturas maiores por geofísica e técnicas de sensoriamento remoto pode nem sempre ser satisfatória para local poços em rochas cristalinas.

### 5.5.6 Intemperismo

Os processos intempéricos influenciam na produtividade dos aquíferos fraturados dando origem ao manto de intemperismo e alterando a rocha fraturada ao longo das descontinuidades. O manto de intemperismo já foi focado no item 5.2.1; agora será analisada a influência da alteração da rocha ao longo das descontinuidades.

Muitas vezes, na prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos, considera-se que as maiores e mais pronunciadas zonas de fratura fornecerão a maior quantidade de água (Banks et al., 1992). Assim, alguns hidrogeólogos assumem que “o maior é o melhor” no que diz respeito à transmissividade da fratura.

Fraturas abertas que não são preenchidas com material de rocha intemperizada ou quebrada, de fato, formam passagens potenciais para o movimento da água subterrânea, mas sua permeabilidade é fortemente reduzida quando preenchidas com material argiloso. A extensão da alteração e o tipo de mineral argiloso que ali se forma dependem do litotipo original e da composição da rocha mãe, bem como da história tectônica da área e da composição da água circulante (Singhal e Gupta, 1999).

Um baixo grau de intemperismo pode destruir a ligação entre os grãos minerais sem provocar alteração para argilominerais, dando origem a uma textura grossa e aumentando a permeabilidade. O avanço do intemperismo, porém, pode resultar em alteração intensa para argilominerais, com substancial decréscimo da permeabilidade (Banks et al., 1992).

A esmectita é particularmente redutora de permeabilidade, pois ela se expande significativamente em contato com água (Banks et al., 1992). Mas a natureza da solução circulante pode causar variações. A smectita é mais estável em soluções alcalinas, tal como a água do mar, rica em magnésio e cálcio. Em terrenos submetidos a precipitações ácidas, a smectita pode ser degradada em caolinita, que tem menor efeito na diminuição da permeabilidade.

A intensidade do fraturamento aumenta em direção ao centro da zona de fratura, onde a rocha pode ser completamente triturada. Muitas vezes, ela se decompõe em fragmentos de granulação extremamente fina, formando uma “farinha” rochosa que se altera para argila e reduz a permeabilidade (Banks e Robins, 2002) (Figura 5.12). Algumas

falhas também estão sujeitas a atividade hidrotermal ou mineralização secundária após sua formação. Os fenômenos de trituração e mineralização secundária são duas razões que explicam porquê nem todas as zonas de fratura são permeáveis.

Mas existe uma grande variedade de minerais secundários originados do intemperismo. Em algumas situações pode ocorrer dissociação dos grãos minerais mais resistentes, tais como o quartzo, transformando-os em material arenoso ou cascalhento. Neste caso, ao contrário dos argilominerais, há um aumento da permeabilidade ao longo da zona de fratura.

### 5.5.7 Tensão

Existem diferentes linhas de pesquisa que estudam as tensões na crosta terrestre e outras tantas que tentam explicar sua influência sobre o fluxo da água subterrânea.

Larsson (1972) desenvolveu o “modelo hidrotectônico” no qual as fraturas de tração seriam mais abertas e mais transmissivas do que as fraturas de cisalhamento, mais fechadas pela componente normal do tensor (Figura 5.13). As feições tensionais deveriam, então, ser procuradas para exploração de água subterrânea. Seus dados pareciam suportar isto e o modelo foi amplamente utilizado (Gustafsson, 1994; Reddy et al., 1993).

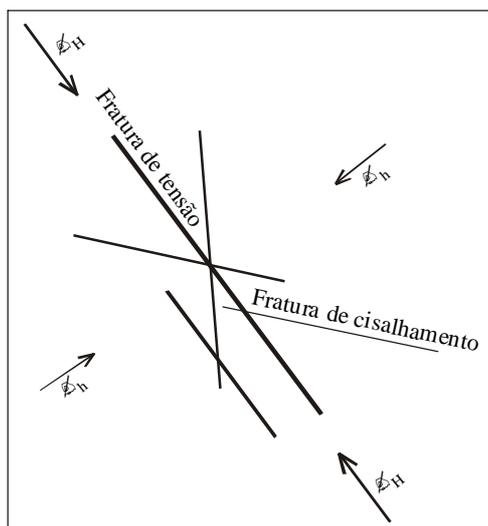


Figura 5.13: Diagrama mostrando as feições estruturais do modelo hidrotectônico de Larsson (1972).

Banks et al. (1996) discordam deste modelo, alertando quanto ao seu caráter bidimensional e à não consideração dos eventos tectônicos. Estes autores analisam vários trabalhos sobre o controle da tensão na permeabilidade das rochas cristalinas (infelizmente, quase todos são relatórios ou publicações de circulação restrita que não puderam ser

obtidos para consulta direta) e concluem que o campo de tensões *in situ* terá importantes implicações nas direções e magnitude do fluxo da água subterrânea em rochas fraturadas. Mas salientam que o comportamento de uma fratura simples sob um tensor não pode ser diretamente extrapolado para inferir o comportamento da massa rochosa fraturada.

De acordo com Banks e Robins (2002), o estado de tensão da crosta é o resultado da combinação de vários fatores, quais sejam:

- Forças gravitacionais decorrentes do peso das rochas sobrejacentes. O peso tende a fechar as fraturas, causando diminuição da permeabilidade com a profundidade.
- Forças tectônicas originadas da movimentação dos continentes, que constituem imensos distúrbios indutores de tensões horizontais na litosfera.
- Tensões topográficas originadas pelo peso das montanhas. Próximo à base de uma montanha, haverá uma tensão paralela ao mergulho da encosta; próximo ao topo poderá haver tensão reduzida ou até descompressão, paralelamente ao mergulho da encosta.

A tensão na rocha em profundidade será governada pela tensão tectônica regional (Stephansson et al., 1986; Klein e Barr, 1986 apud Banks et al., 1996) e pela pressão decorrente do peso das camadas sobrejacentes. Próximo à superfície, o campo de tensões regionais está sujeito a variações locais causadas por anomalias topográficas ou por discontinuidades geológicas (Fairhurst, 1986 apud Banks et al., 1996).

O campo de tensões *in situ* pode ser representado por um elipsóide, que representa um tensor composto por três eixos ortogonais correspondentes às tensões principais  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . Conseqüentemente, a deformação ocorrerá de acordo com o elipsóide de deformação, onde  $x > y > z$  (Figura 5.14).

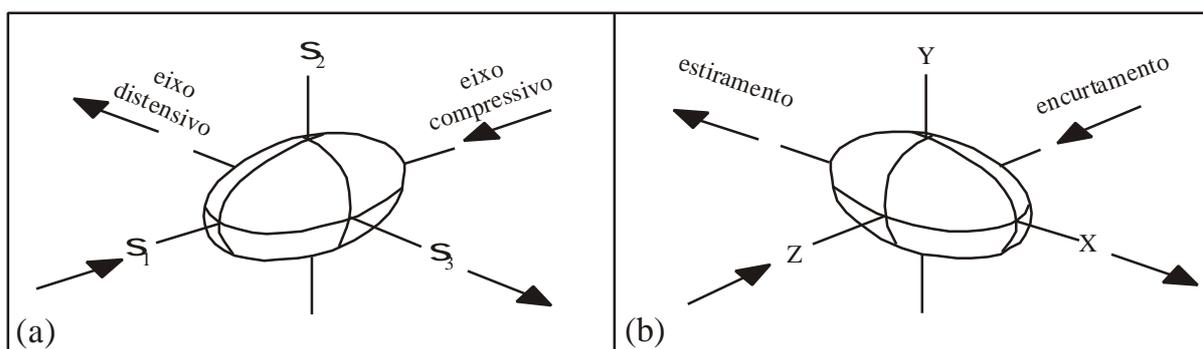


Figura 5.14: (a) Elipsóide de tensões e (b) elipsóide de deformação (baseado em Hasui 1992).

Em seu estudo, Banks et al. (1996) concluem que a tensão *in situ* realmente afeta a condutividade hidráulica de fraturas e de sistemas de fraturas. Contudo, a permeabilidade

de uma massa rochosa fraturada depende também de um sistema de fraturas interconectadas, composto por fraturas de diferentes orientações (Odling, 1993). A influência do campo de tensões pode ser mascarada ou diminuída por outros fatores tais como as propriedades das fraturas preexistentes, sua orientação, conectividade, alteração e mineralização. Mas, dependendo da área, a magnitude absoluta da tensão *in situ* pode ser significativa na determinação da produtividade do poço.

### 5.5.8 Características construtivas do poço

Uma das questões mais discutidas para a obtenção de boas produtividades em terrenos de rocha fraturada é até que profundidade um poço deve chegar para obter a melhor produção do aquífero. Para Davis e Turk (1964) a permeabilidade intersticial causada pelo intemperismo é importante até por volta de 30 metros de profundidade, uma vez que as discontinuidades se tornam menos abundantes e as aberturas diminuem com o aumento da profundidade.

O projeto e o desenvolvimento dos poços foi, até pouco tempo, negligenciado na busca por bons resultados nas perfurações em rochas cristalinas (Banks, 1992). Atualmente, porém, técnicas como o fraturamento hidráulico (Smith, 1988) e o uso de explosivos e ácidos para desenvolver fraturas podem aumentar consideravelmente a capacidade produtiva do aquífero fraturado. Modernas técnicas de perfuração são agora capazes de construir poços em rocha dura com ângulos bastante deslocados da vertical. Uma cuidadosa escolha da orientação do furo permite maximizar o número de fraturas interceptadas, aumentando as chances de se obter boas produtividades (Banks, 1992).

## 5.6 MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

Localizar poços no embasamento cristalino é uma tarefa bastante difícil, mesmo para os hidrogeólogos mais experientes. Muitas vezes, não existem grandes possibilidades de escolha, se a locação tem que ser feita dentro de uma área ou propriedade restrita. Mas quando existem boas opções de locação, várias técnicas e métodos de investigação podem ser utilizados. Eles devem ser aplicados de acordo com o nível de detalhe exigido para cada etapa do trabalho de investigação. Os custos são crescentes, conforme o nível de detalhe exigido e, normalmente, um método não exclui o outro, devendo ser utilizados de forma complementar.

### 5.6.1 Análise Estrutural

Os estudos hidrogeológicos em rochas cristalinas exigem a descrição dos sistemas de fraturas. Para Singhal e Gupta (1999), tal caracterização é importante na definição dos padrões de fluxo e da distribuição da permeabilidade. O estudo deve envolver a identificação dos diferentes tipos de fraturas, baseada em sua orientação, frequência, abertura, natureza do preenchimento, continuidade e forma.

### 5.6.2 Sensoriamento Remoto

A investigação hidrogeológica por meio de sensoriamento remoto se baseia principalmente no estudo de feições lineares do terreno, interpretadas como falhas ou zonas de fraturas. Estas estruturas representam áreas de maior permeabilidade e, portanto, com grande potencial para se obter boas produtividades.

Geralmente, os lineamentos correspondem a descontinuidades como juntas, falhas, zonas de cisalhamento, diques e veios. A grande maioria representa fraturas verticais ou subverticais, ao longo das quais a rocha, em certas situações, pode estar profundamente alterada (Figura 5.15) (Singhal e Gupta, 1999). É importante destacar que nem sempre fraturas individuais são identificadas em fotografias aéreas; normalmente o que se vê são zonas de fraturas com espaçamento reduzido (Mayer e Sharp, 1998).

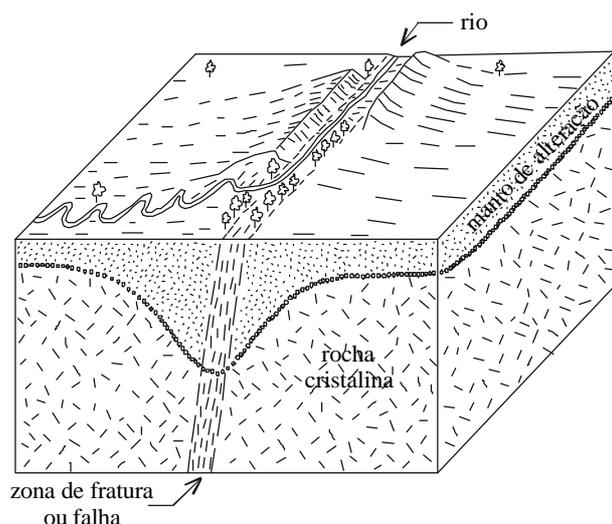


Figura 5.15: Bloco esquemático mostrando a expressão em superfície de uma zona de fratura ou falha do embasamento cristalino. Ocorre alinhamento topográfico, de drenagem e de vegetação e o manto de alteração é mais profundo (Singhal e Gupta, 1999).

A análise de lineamentos se expandiu entre os anos de 1960 e 1970, como uma técnica inovadora para locação de poços (Lattman e Parizek, 1964; Siddiqui e Parizek, 1971). Estes estudos mostraram que a capacidade específica dos poços locados sobre ou

próximos aos lineamentos em rochas carbonáticas é maior do que dos poços perfurados longe dos lineamentos. O método ganhou popularidade, particularmente na área de consultoria, por ser relativamente rápido e barato se comparado com outros tipos de investigação.

Mas nem sempre há consenso quanto ao traçado dos lineamentos. As feições que constituem um lineamento em uma escala podem não constituí-lo em outra. Os lineamentos podem compor uma simples unidade mapeável em escala de detalhe, enquanto em escalas menores, eles podem formar grandes elementos da paisagem, que chegam a dimensões continentais. Tais variações exigem que sejam feitos levantamentos de pequena escala, utilizando imagens de radar ou de satélite, e de grande escala, por meio de fotografias aéreas. Os mapas resultantes devem ser usados de forma complementar nos estudos hidrogeológicos (Singhal e Gupta, 1999).

O caráter subjetivo do traçado de lineamentos tem sido discutido em diversos trabalhos. Isto fica claro quando dois profissionais traçam linhas diferentes em uma mesma imagem de um mesmo terreno (Wise, 1982). Por isso, alguns pesquisadores propõem que se faça “testes de reprodutibilidade”, considerando-se apenas os traços que dois ou mais profissionais interpretaram como um lineamento (Mabee et al., 1994; Sander et al., 1997). Mabee et al. (1994) utilizam estes testes juntamente com dados de campo para definir os “lineamentos correspondentes a traço de fratura”, descartando os demais, que, segundo eles, não têm significado hidrogeológico.

Existem várias maneiras de se estudar a distribuição estatística dos lineamentos para definir a potencialidade dos aquíferos fraturados. Uma delas é considerar o número de lineamentos por unidade de área (Loiselle e Evans, 1995), outra é medir o comprimento total dos lineamentos por unidade de área (Hardcastle, 1995) ou pode-se ainda contar o número de intersecção de lineamentos por unidade de área. Sobre o mapa de lineamentos, são traçadas isolinhas cujos contornos correspondem a zonas com maior densidade de fraturas. Para Mayer e Sharp (1998), a densidade é mais importante do que a própria orientação das fraturas no fluxo regional.

Para definir o potencial hidrogeológico e para a locação de poços, o mapa de lineamentos deve ser considerado juntamente com outros parâmetros do terreno, como os *landforms*. Além disso, métodos geofísicos devem ser empregados para delinear a orientação das descontinuidades em subsuperfície. Além disso, a utilização de sensoriamento remoto não pode ser dissociada dos trabalhos de campo, quando se faz a

caracterização mesoscópica das discontinuidades e se define a que tipo de estrutura geológica elas correspondem.

### 5.6.3 Sistemas de Informações Geográficas

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) ou *Geographical Information Systems* (GIS) constituem uma poderosa ferramenta no processamento, análise e integração de dados espaciais. Sua utilização tem se tornado indispensável na análise de informações espaciais para a exploração, desenvolvimento e gerenciamento de recursos hídricos. Em estudos hidrogeológicos, há necessidade de se obter informações de dados espaciais com diferentes atributos, freqüentemente envolvendo diversas formas e tipos de dados.

Muitas aplicações de SIG em água subterrânea têm sido conduzidas (Saraf et al., 2000; Saraf e Choudhury, 1998; Lachassagne et al., 2001), envolvendo exploração hidrogeológica, análise da qualidade da água, modelagem hidrogeológica, dentre outros. A interpretação integrada de dados pode ser feita de várias formas. Uma estratégia muito utilizada é a superposição de imagens com dados geofísicos, estruturais e geomorfológicos (*landforms*), ou dados estruturais, litológicos e potenciométricos. Dependendo do problema, várias combinações podem ser feitas. A Figura 5.16 mostra uma possível estruturação de um SIG direcionada ao estudo e/ou gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos.

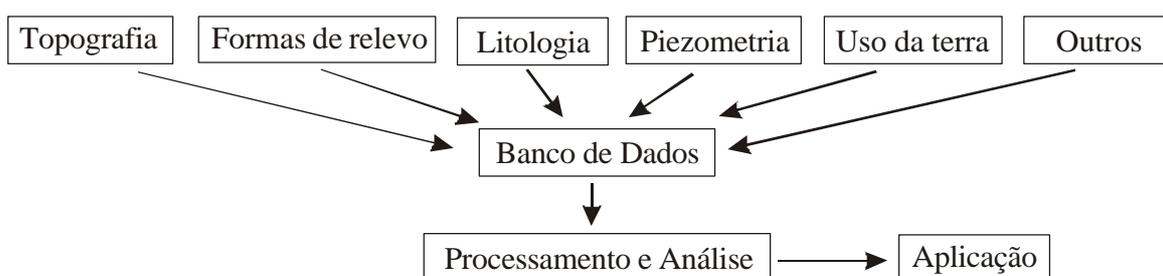


Figura 5.16: Exemplo de integração de dados em um SIG para aplicação em recursos hídricos (Singhal e Gupta, 1999).

### 5.6.4 Métodos Geofísicos

Vários métodos geofísicos podem ser utilizados na prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos. São métodos caros, utilizados em escala de detalhe após a seleção de áreas-alvo pelos métodos anteriores. É essencial que a geofísica não seja aplicada isoladamente, mas integrada com investigações geológicas e hidrogeológicas detalhadas.

Os métodos geofísicos podem estimar a espessura do manto de alteração ou delinear a zona fraturada em subsuperfície. Para estimar a espessura do manto, os métodos mais utilizados são a resistividade elétrica e a sísmica de refração. Para caracterização da fratura são utilizados os métodos de indução eletromagnética, perfilagem VLF, refração sísmica, detecção de anomalias magnéticas, perfis de resistividade e georadar (Banks et al., 1992).

Porém, nenhum destes métodos é capaz de distinguir zonas de fratura preenchidas com água de zonas de fratura preenchidas com argila. Ambos os tipos de preenchimento dão respostas similares nas técnicas elétrica, eletromagnética, sísmica e de campo magnético total. Teoricamente, o método de polarização induzida (IP) *versus* resistividade elétrica poderia distinguir entre zonas preenchidas por água e por argila, mas isso ainda não foi colocado em prática (Banks et al., 1992).

## 5.7 QUALIDADE DA ÁGUA

Os principais constituintes químicos dos minerais que formam as rochas cristalinas são os óxidos de silício, alumínio, ferro, cálcio, sódio, magnésio e potássio. A degradação dos minerais que contêm silício, alumínio e ferro dá lugar a materiais residuais insolúveis que permanecem *in situ*. A degradação dos minerais com cálcio, magnésio e potássio dá origem a materiais solúveis que são transportados pela água.

Os minerais ferromagnesianos se desintegram mais rapidamente do que os feldspáticos. Dentre estes, os calcio-sódicos se alteram mais facilmente do que os potássicos; por isso, o cálcio e o sódio são mais abundantes nestas águas. A concentração do íon potássio raramente é superior a 10 ppm, ainda que seja um constituinte muito importante das rochas cristalinas. Isto se deve à fixação deste íon nas partículas argilosas.

Em geral, as águas podem ser definidas como bicarbonatadas, calcio-sódicas ou bicarbonatadas calcio-magnesianas (Custodio e Llamas, 1996). Nos climas úmidos, ou mesmo no semi-árido, as águas subterrâneas das rochas cristalinas costumam ter um resíduo seco muito pequeno, freqüentemente inferior a 200 ou 300 ppm.

Quanto à susceptibilidade à poluição, a rocha fraturada não tem a mesma capacidade dos aquíferos de porosidade granular para reter germes patogênicos. Assim, é muito comum a contaminação de poços escavados e pouco profundos em terrenos cristalinos (Davis e De Wiest, 1966). A presença de um manto de alteração espesso pode significar maior proteção para o aquífero constituído pela rocha fraturada subjacente.