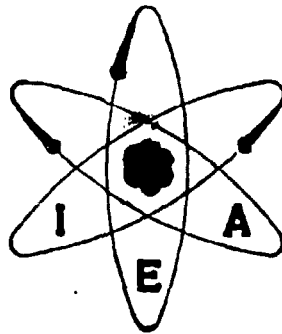


BR7650733



**TÉCNICAS RADIOISOTÓPICAS APLICADAS AO ESTUDO DE
AGUAS SUBTERRANEAS**

WLADIMYR SANCHEZ

INFORMAÇÃO IEA N.º 46

Maio — 1975

INIS input
MF prepared

INSTITUTO DE ENERGIA ATÔMICA
Caixa Postal 11049 (Pinheiros)
CIDADE UNIVERSITÁRIA "ARMANDO DE SALLES OLIVEIRA"
SÃO PAULO — BRASIL

TÉCNICAS RADIOISOTÓPICAS APLICADAS AO ESTUDO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS*

Wladimir Sanchez

**Coordenadoria de Aplicação de Radioisótopos
e Radiações na Engenharia e na Indústria
Instituto de Energia Atômica
São Paulo - Brasil**

**Informação IEA Nº 46
Maio - 1975**

* Trabalho apresentado na 1ª Reunião Latino Americana de Geofísica, Salvador - BA

Instituto de Energia Atômica

Conselho Superior

Eng^o Roberto N. Jafet – Presidente
Prof. Dr. Emilio Mattar – Vice-Presidente
Prof. Dr. José Augusto Martins
Prof. Dr. Milton Campos
Eng^o Halcio Modesto da Costa

Superintendente

Prof. Dr. Rômulo Ribeiro Pieroni

TÉCNICAS RADIOISOTÓPICAS APLICADAS AO ESTUDO DE AGUAS SUBTERRÂNEAS

Wladimir Sanchez

RESUMO

Neste relatório, descrevem-se técnicas para o estudo das características físicas dos aquíferos, a saber: porosidade, permeabilidade, transmissibilidade, dispersividade, direção e velocidade da água sub-superficial. Todas essas técnicas baseiam-se na utilização dos radioisótopos produzidos artificialmente por reatores nucleares ou aceleradores de partículas.

Em cada aplicação específica discutem-se o princípio da técnica, suas vantagens, limitações e exemplos práticos de utilização.

A técnica radioisotópica permite medir a porosidade 'in situ' tornando-a vantajosa em relação às medições de laboratório por representar um volume médio melhor, por não sofrer influência de falta de homogeneidade local e por evitar a perturbação provocada pela deformação das amostras.

As determinações da transmissibilidade são importantes no caso de aquíferos estratificados separados por camadas de diferentes permeabilidades. As técnicas convencionais de bombeamento não proporcionam resultados satisfatórios na determinação da transmissibilidade de cada camada.

Os estudos de dispersão em meio poroso relacionam-se principalmente com problemas de qualidade da água, em decorrência da intrusão da água do mar e recarga do aquífero por meio de águas superficiais contaminadas por poluentes.

A diluição de um traçador radioativo injetado em um poço ou piezômetro permite medir diretamente a velocidade e direção do fluxo horizontal de água no aquífero e comprovar a existência de fluxos verticais ascendentes e descendentes. Os dados de velocidade horizontal interpretados em conjunto com outros parâmetros podem proporcionar informações sobre a permeabilidade, transmissibilidade e quantidade de água que se desloca pelo aquífero.

Introdução

A complexidade intrínseca que caracteriza a maioria dos sistemas hidrogeológicos impede a elaboração de modelos matemáticos para explicar adequadamente o comportamento físico do sistema considerado. Alguns parâmetros indispensáveis ao cálculo do balanço hídrico dos sistemas são avaliados muito aproximadamente, às vezes com erros de um fator 10. Assim, torna-se importante em Hidrogeologia comparar resultados obtidos por diferentes processos, principalmente quando os erros que se cometem em cada um deles são produzidos por fatores distintos. Em outras palavras, nenhuma técnica de estudo hidrogeológico pode considerar-se auto-suficiente para definir o comportamento global do sistema porque as diferentes técnicas podem conduzir ao conhecimento de fatos novos. As técnicas radioisotópicas, largamente utilizadas nos países desenvolvidos mas quase desconhecidas dos técnicos brasileiros não são uma exceção a essa norma geral.

Com a finalidade de divulgar a tecnologia dos radioisótopos aplicada a estudos hidrogeológicos descrevem-se as metodologias mais comuns que se aplicam às águas subterrâneas. Algumas delas referem-se às investigações das características próprias do meio

onde se encontra a água (aqüífero) enquanto outras dizem respeito ao comportamento e origem dessa água. As características mais importantes dessa tecnologia são

- 1 proporcionar investigações diretas e, conseqüentemente, os resultados são mais precisos quando comparados com os que se obtém por formas indiretas;
- 2 os fatores que determinam a precisão dos resultados são diferentes dos que influem nas técnicas convencionais. Assim a comparação entre os dois resultados torna-se valiosa.

Nos últimos trinta anos a metodologia dos radioisótopos desenvolveu-se muito encontrando aplicação em todos os campos da ciência e da tecnologia. Os resultados práticos obtidos no decorrer desse período de tempo mostram que a técnica já foi suficientemente desenvolvida, tornando-se confiável pela eficiência comprovada em trabalhos de vulto.

Em hidrogeologia, os radioisótopos são utilizados como traçadores adicionados ao meio estudo. A maioria das técnicas de trabalho são reproduções das que já existiam para os traçadores clássicos, como os corantes, soluções salinas etc. Como se verá adiante, são várias as vantagens oferecidas pelos radioisótopos em relação aos traçadores clássicos, possibilitando uma grande abertura no campo das investigações dos sistemas hidrogeológicos.

1 - Determinação da Porosidade Efetiva

1.1 - Princípio da Técnica

Mostra-se, com o auxílio da figura 1, o princípio da técnica radioisotópica para medição da porosidade efetiva. Bombeia-se água do poço número 1 com vazão constante Q . Em determinado instante lança-se certa quantidade de traçador radioativo no piezômetro ou poço número 2, situado à distância r conhecida, do poço número 1. Admitindo-se um aqüífero homogêneo e linhas de fluxo radiais, o traçador radioativo chegará ao poço número 1 depois de um bombeamento prévio de toda a água contida no cilindro imaginário de raio r e altura b (espessura de aqüífero). Esse volume V de água equivale ao produto do volume do cilindro pela porosidade efetiva P_e , ou seja $V = \pi r^2 b P_e$. Considerando-se que o traçador radioativo chega ao poço de bombeamento depois de transcorrido um intervalo de tempo Δt , contado a partir do instante de seu lançamento tem-se:

$$Q \Delta t = \pi r^2 b P_e$$

$$P_e = \frac{Q \Delta t}{\pi r^2 b} \quad (1)$$

Conhecem-se os valores de Q , r e b . Determina-se o intervalo de tempo Δt medindo-se a radioatividade presente na água bombeada, por meio de registro contínuo ou por tomadas periódicas de amostras. Mostra-se também, por meio da figura 1, uma curva típica que representa a saída do traçador radioativo do poço de bombeamento. Mede-se o intervalo de tempo Δt considerando-se o tempo transcorrido desde a injeção até o que corresponde ao centro de gravidade da curva concentração radioativa x tempo. Quando a curva é aproximadamente simétrica (forma de sino) pode-se considerar o ponto de máxima concentração de radioatividade como sendo o tempo representativo da chegada do traçador no

poço de bombeamento Para facilitar a determinação da posição de atividade máxima recomenda-se representar em papel semilogaritmo a concentração de traçador em função de $\sqrt{\frac{Q \Delta t}{\pi b}}$.

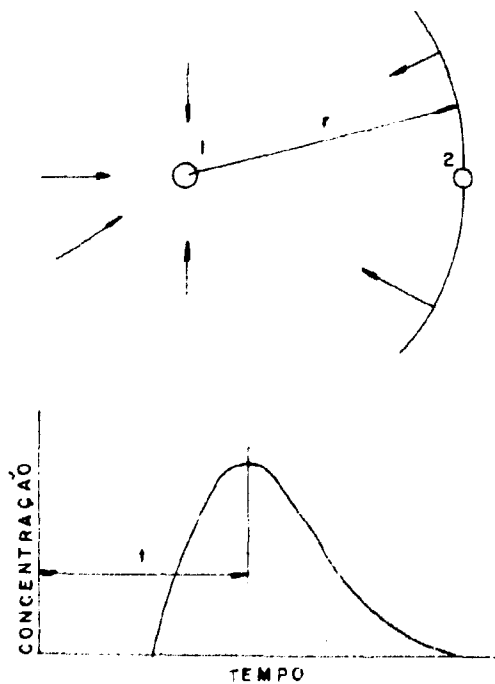
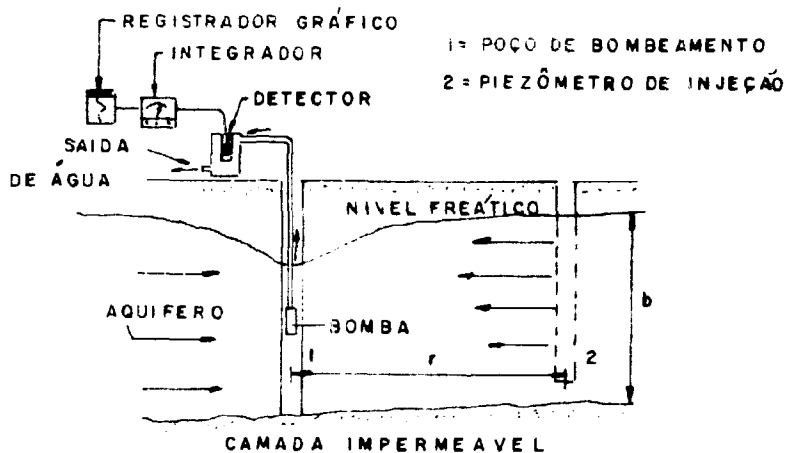


Figura 1

Representação esquemática da técnica de medida de porosidade efetiva em aquífero homogêneo

1.2 - Condições para o Uso da Técnica

Para obter-se valores representativos da porosidade efetiva com o uso da técnica radioisotópica necessita-se:

- a) linhas de fluxo radiais que conduzem água ao poço de bombeamento. Para isso a velocidade induzida pelo bombeamento a distância r deve ser muito superior a do fluxo natural da água. Essa velocidade V diminui quando se aumenta r , de acordo com a equação:

$$V = \frac{Q}{2\pi r b p_e} \quad (2)$$

Assim, r deve ser escolhido convenientemente, para que esta condição seja cumprida;

- b) o volume do cone de depressão criado pelo bombeamento deve ser pequeno comparado com o do cilindro $\pi r^2 b$. Caso contrário a equação (1) não é válida. Essa condição exige que a espessura b do aquífero seja inferior à distância r que separa os dois (2) poços;
- c) a porosidade efetiva e a permeabilidade do aquífero no cilindro considerado devem ser uniformes;
- d) o poço de bombeamento deve penetrar totalmente no aquífero, isto é, deve chegar até a camada impermeável. Caso isto não ocorra deve-se considerar a vazão de água que flui em direção ao poço, por baixo do fundo, com linhas de fluxo que não são radiais. Alguns autores sugerem introduzir um fator de correção na equação (1) para compensar este efeito. Assim, o valor de b deve ser substituído por $\frac{h+2r}{3}$, sendo h a penetração do poço no aquífero, medida a partir do nível freático;
- e) os diâmetros dos poços devem ser desprezíveis quando comparados com o valor de r .

1.3 Eficiência da Técnica

Obedecendo as condições estabelecidas anteriormente, a técnica radioisotópica proporciona medições da porosidade efetiva com precisão de 10%. Existem três fatores que podem tornar imprecisas as medições, a saber:

- 1 a retenção do traçador radioativo pelos materiais do meio que ocasiona uma velocidade de deslocamento da mancha radioativa inferior à da água que a transporta. Nessas condições comete-se um erro, por excesso, na avaliação do tempo correspondente ao ponto máximo ou ao centro da gravidade da curva que representa a variação de concentração do traçador em função do tempo. Escolhendo-se adequadamente o traçador, sua absorção pelos materiais do meio torna-se desprezível;
- 2 o intercâmbio do traçador radioativo com a água ligada ao meio, isto é, com a água não extraída pelo bombeamento, produz certo retardamento em seu deslocamento. Nesse caso, obtém-se para a porosidade um valor intermediário compreendido entre a porosidade absoluta e a porosidade efetiva;

- 3 a falta de uniformidade na porosidade efetiva situada na região contida no cilindro imaginário de volume $\pi r^2 b$. Esta falta de uniformidade pode ser determinada por meio de vários ensaios de injeção do traçador, em distintas profundidades do aquífero e em diferentes piezômetros situados nas imediações do poço de bombeamento. Nestas condições, obtêm-se valores distintos para a porosidade efetiva sendo que o valor médio pode ser representativo ou deixar de sê-lo.

II - Permeabilidade e Transmissibilidade

II.1 - Aquífero Homogêneo não Confinado

II.1.1 - Princípio do Método

Para melhor descrever o princípio da técnica, considera-se a representação esquemática da figura 2. No poço número 4, bombeia-se água com vazão constante e conhecida Q . Depois de estabelecido o regime de equilíbrio no aquífero, injeta-se o traçador radioativo no poço número 1, situado à distância r_1 do poço número 4. A partir desse instante controla-se o deslocamento da nuvem radioativa pelos piezômetros números 2 e 3, que se encontram alinhados com os de números 1 e 4. Efetua-se o controle periódico deslocando verticalmente um detector de radiação para determinar a posição exata da nuvem de traçador. Representa-se a resposta do detector em função da profundidade, para cada série de medidas obtendo-se curvas semelhantes a que está representada na figura 2(b), considerando-se instantes sucessivos $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$. Os valores máximos coincidentes dessas curvas indicam a profundidade do centro da nuvem de traçador durante sua passagem por cada um dos piezômetros, isto é, os valores de h_2 e h_3 . Sendo a trajetória da nuvem de traçador paralela a superfície piezométrica, a relação $\frac{h_2 - h_3}{r_2 - r_3}$ representa o gradiente hidráulico entre os dois piezômetros. Integrando-se as curvas da figura 2(b) obtêm-se um valor representativo da atividade total de traçador presente no piezômetro, em cada instante. Representando-se a variação da taxa de contagem da nuvem radioativa em função do tempo de passagem pelos poços pode-se calcular a velocidade média $V_{2,3}$ correspondente à distância $r_2 - r_3$. Calcula-se a permeabilidade k aplicando-se a lei de Darcy,

$$K = V_{2,3} \frac{r_2 - r_3}{h_2 - h_3} \rho_e \quad (3)$$

Integrando-se a equação (2) entre os limites r_2 e r_3 tem-se,

$$V_{2,3} = \frac{1}{r_2 - r_3} \int_{r_3}^{r_2} \frac{Q}{2\pi r b \rho_e} dr = \frac{K}{r_2 - r_3} \ln \frac{r_2}{r_3} \quad (4)$$

$$K = \frac{Q}{2\pi r b \rho_e}$$

Esse valor teórico de $V_{2,3}$ deve concordar satisfatoriamente com os valores experimentais, desde que além das condições estabelecidas em 1.2 sejam obedecidas outras duas, a saber:

- as linhas de fluxo do traçador devem ser paralelas ou quase paralelas a superfície piezométrica;
- deve-se injetar o traçador em pontos não muito próximos da superfície piezométrica a do fundo do poço, para que estas situações limites não interfiram no fluxo.

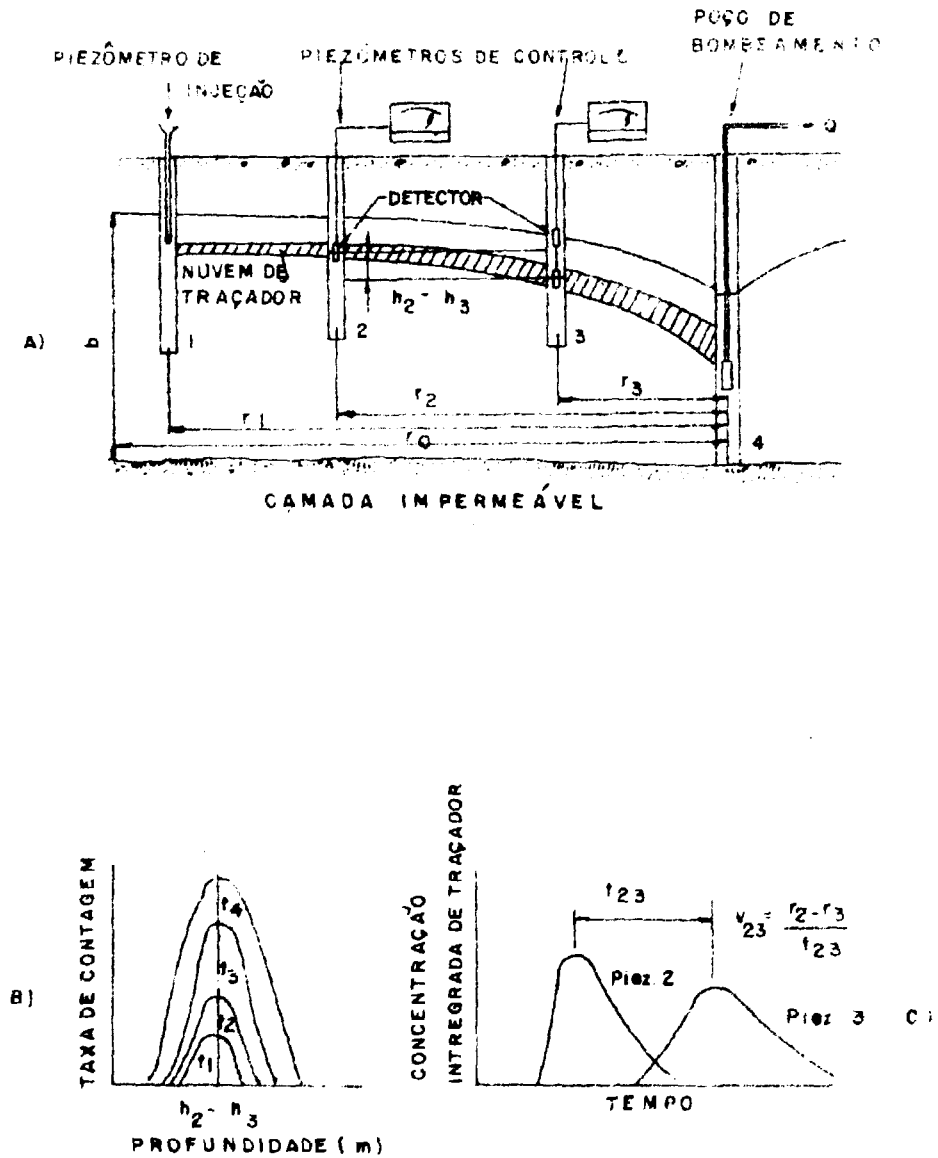


Figura 2

Representação esquemática da técnica de medida da permeabilidade em aquífero homogêneo não confinado.

Esta técnica deve ser utilizada nos casos de fluxos horizontais ou quase horizontais. As principais vantagens desse processo em relação às técnicas convencionais são:

- 1 - proporciona dados para medir simultaneamente a permeabilidade e a porosidade efetiva;
- 2 - proporciona medidas mais diretas;
- 3 - os parâmetros que intervêm no cálculo da permeabilidade podem ser determinados com grande precisão e com menos interferências.

II 2 - Aquífero Estratificado.

Encontram-se freqüentemente na prática aquíferos estratificados, isto é, aquíferos formados por diversas camadas, aproximadamente horizontais e de permeabilidades diferentes. Quando essas camadas se encontram separadas entre si por outras impermeáveis formando subaquíferos, suas permeabilidades podem ser obtidas mediante ensaios de bombeamento de interferência. Esta técnica deve ser empregada somente quando as diferentes camadas estão separadas entre si por zonas impermeáveis.

Por exemplo, considerando-se um aquífero constituído por duas (2) camadas, a permeabilidade de cada uma pode ser obtida mediante técnica descrita a seguir, tomando-se por base a representação esquemática da figura 3.

Injeta-se o traçador radioativo no piezômetro número 1 que só penetra na camada superior do aquífero. A seguir, inicia-se o bombeamento com vazão constante Q no poço número 3 que recebe as contribuições das camadas 1 e 2, isto é, $Q = Q_1 + Q_2$. Esse poço deve penetrar na totalidade do aquífero. Mediante controle contínuo da atividade da água bombeada, determina-se o intervalo de tempo Δt_1 correspondente ao centro de gravidade da curva referente à saída do traçador em função do tempo. Admitindo-se uma simetria cilíndrica para o bombeamento, o volume de água bombeado até esse instante pode ser representado por meio da formulação matemática seguinte:

$$Q_1 \Delta t_1 = \pi r_1^2 b_1 P_1$$

$$Q \Delta t_1 = (V_p)_1$$

$$(V_p)_1 = \pi r_1^2 b_1 P_1 \frac{Q}{Q_1} \quad (5)$$

- $(V_p)_1$ - volume de água bombeada;
 r_1 - distância entre o poço de bombeamento e o poço número 1;
 b_1 - espessura da camada superior;
 P_1 - porosidade efetiva dessa camada;
 Q_1 - vazão parcial contribuinte dessa camada durante o bombeamento;
 Q - vazão total bombeada.

Em um segundo ensaio, injeta-se o traçador no piezômetro número 2, no nível correspondente a camada inferior. O volume de água bombeada até o ponto que corresponde ao centro de gravidade da curva que representa a saída do traçador radioativo é:

$$\begin{aligned}(V_p)_2 &= Q \Delta t_2 \\ Q_2 \Delta t_2 &= \pi r_2^2 b_2 P_2 \\ (V_p)_2 &= \pi r_2^2 b_2 P \frac{Q}{Q_2}\end{aligned}\quad (6)$$

As duas camadas não se encontram separadas entre si por uma terceira camada impermeável e assim a superfície piezométrica é a mesma para ambas. As vazões parciais Q_1 e Q_2 contribuintes de cada camada durante o bombeamento serão diretamente proporcionais às suas transmissibilidades respectivas T_1 e T_2 . As equações (5) e (6) podem assumir a forma:

$$V_1 = \pi r_1^2 b_1 p_1 \frac{T}{T_1} \quad (7)$$

$$V_2 = \pi r_2^2 b_2 p_2 \frac{T}{T_2} \quad (8)$$

Sendo T a transmissibilidade total, isto é $T = T_1 + T_2$ tem-se:

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{r_1^2 b_1 p_1 T_2}{r_2^2 b_2 p_2 T_1}$$

$$T_1 = \frac{T}{\left[\frac{V_1 r_2^2 b_2 p_2}{V_2 r_1^2 b_1 p_1} + 1 \right]} \quad (9)$$

$$T_2 = \frac{T}{\left[\frac{V_2 r_1^2 b_1 p_1}{V_1 r_2^2 b_2 p_2} + 1 \right]} \quad (10)$$

r_1 e r_2 são obtidos por medição direta;

b_1 e b_2 são obtidos a partir de cortes geológicos;

p_1 e p_2 são obtidos por análises de testemunhos (necessita-se apenas conhecer a relação p_1/p_2);

T é obtido a partir de ensaios de bombeamento;

V_1 e V_2 são obtidos mediante uso da técnica descrita.

Em princípio, essa técnica pode ser empregada para qualquer número de camadas com diferentes permeabilidades. As distintas injeções podem ser efetuadas em um mesmo piezômetro que penetra até a camada mais profunda do aquífero. Basta utilizar-se um dispositivo que permite efetuar as injeções na profundidade desejada.

Caso as permeabilidades K_1 e K_2 das duas camadas sejam muito distintas, a relação de transmissibilidades T_1/T_2 podem ser obtidas, aproximadamente, por um procedimento simples, constituído por duas injeções. Na primeira, injeta-se em um poço ou piezômetro, um volume de água marcada com o traçador radioativo, que seja da ordem de quatro a cinco vezes superior ao

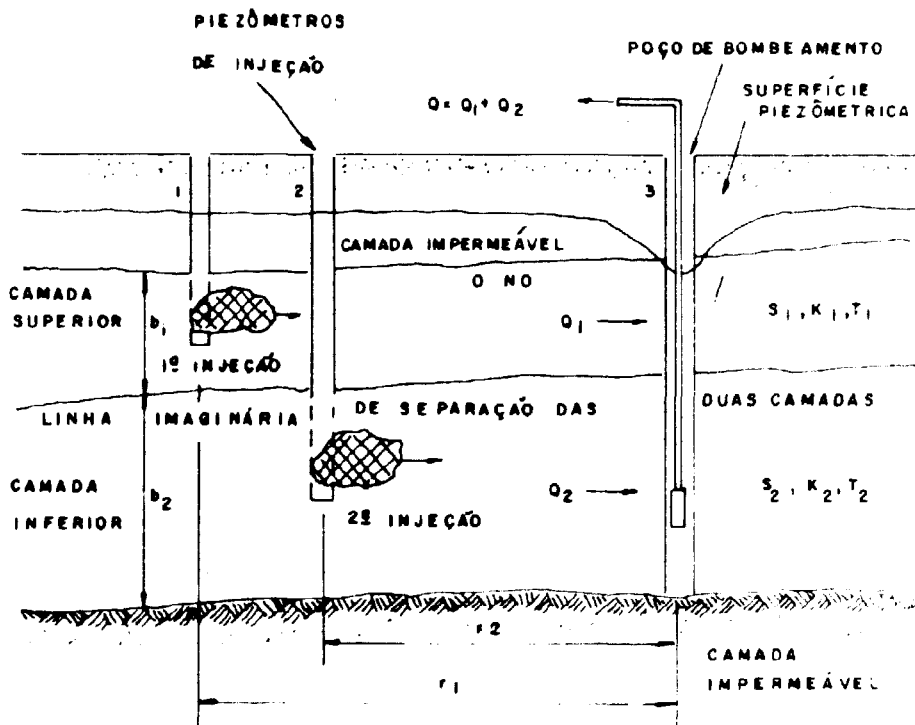


Figura 3

Representação esquemática da técnica de medida da transmissibilidade em aquífero estratificado.

volur e existente na coluna de agua do poço. Faz-se a injeção com vazão constante durante meia hora, aproximadamente. Quando o poço penetra totalmente no aquífero a água marcada distribui-se totalmente entre as duas camadas de acordo com suas transmissibilidades respectivas. Deixa-se transcorrer um tempo suficientemente longo para o traçador que penetrou na camada mais permeável ser transportado pelo fluxo natural do aquífero, a uma distância superior ao raio máximo de influência do bombeamento. Recupera-se pelo bombeamento apenas o traçador que penetrou na camada menos permeável e que se deslocou mais lentamente. Admitindo-se uma recuperação do traçador da ordem de 25%, e que não houve retenção de nenhuma fração do traçador durante seu deslocamento através do meio, tem-se:

$$\frac{T_1 + T_2}{T_1} = \frac{100}{25}$$

$$\frac{T_2}{T_1} = \frac{100}{25} - 1 = 3 \quad (11)$$

Na prática, é normal o traçador ser parcialmente retido pelos materiais sólidos do meio, sendo impossível sua recuperação total pelo bombeamento. Quando ocorre este fato, a relação (11) não é correta. Obtem-se melhor aproximação efetuando-se um segundo ensaio nas mesmas condições do anterior. Somente o tempo de espera para o bombeamento deve ser menor para proporcionar a recuperação do traçador que penetrou na camada mais permeável. Nessas condições, se a recuperação for de 75%, a proporção anterior assume a forma

$$\frac{T_1 + T_2}{T_1} = \frac{75}{25}$$

$$\frac{T_2}{T_1} = \frac{75}{25} - 1 = 2 \quad (12)$$

Admite-se que a retenção do traçador é similar nas duas camadas, o que se aproxima da realidade.

III Dispersividade

III.1 Considerações preliminares

Os estudos do fenômeno de dispersão em aquíferos são fundamentais para o conhecimento e previsão da distribuição da água de recarga que chega e da presença de poluentes. A importância desses estudos prende-se aos fatos seguintes:

- 1 distribuição da água na recarga artificial de aquíferos. Para explorarse eficientemente um aquífero torna-se necessário conhecer, com pormenores, o processo de mistura da água de recarga com a água já existente;
- 2 intrusão da água do mar nos aquíferos litorâneos. Conhecendo-se a capacidade de dispersão ou a dispersividade do meio é possível prever-se o alcance da intrusão como consequência da diminuição do nível freático;
- 3 contaminação de aquíferos por intrusão de águas fluviais portadoras de efluentes. A dispersividade do aquífero é um dado básico para prever as concentrações de efluentes nas águas, em diferentes distâncias da zona de recarga.

III.2 - Teoria

A teoria do fenômeno de dispersão em meios porosos é aplicada a casos ideais que raramente ocorrem na prática. O principal inconveniente é falta de homogeneidade do meio considerado. Quando se trata de um meio poroso formado por areia grossa, de granulometria uniforme, a dispersão depende das dimensões dos poros. Nestas condições, os estudos podem ser desenvolvidos em laboratório utilizando-se provetas de dimensões reduzidas ou no campo, mediante ensaios de pequena escala, com traçadores. Os resultados obtidos permitem extrapolações para o comportamento total do aquífero.

Os resultados obtidos em aquíferos cársticos, com distribuição ligeiramente regular das fissuras, também podem ser extrapolados para uma zona de extensão suficiente, considerada representativa estatisticamente. Quando a distribuição de fissuras é irregular os resultados só podem ser aplicados na zona investigada.

Por exemplo, considera-se um aquífero homogêneo onde é injetado um traçador radioativo, com vazão constante Q_1 .

Nas imediações do poço de injeção haverá uma elevação do nível freático. A água injetada irá deslocando a água do aquífero, com um tipo de fluxo que depende das características do meio e da vazão Q_1 . Admitindo-se não haver interação do traçador com os materiais sólidos do meio, seu comportamento será idêntico ao da água. Caso o traçador seja retido pelos materiais sólidos do meio seu transporte ocorrerá segundo as mesmas linhas de fluxo da água injetada, mas com velocidade menor. Podem ocorrer duas modalidades de transporte:

Na primeira, a água injetada desloca-se na direção do fluxo natural dispersando-se no aquífero segundo a representação esquemática da figura 4. A dispersão da água é maior no sentido do fluxo natural do que no sentido inverso e nas direções perpendiculares.

Depois de certo tempo de iniciada a injeção contínua, a uma vazão constante, estabelece-se uma divisória entre a água injetada e a do aquífero situado à distância R do poço de injeção, a saber:

$$R = \frac{Q_1}{2\pi q} \quad (13)$$

onde q representa a vazão natural da água que circula por uma franja vertical do aquífero, com 1 metro de largura (m^2/h). A largura limite da nuvem produzida pela injeção do traçador, à jusante ao poço de injeção é representada pela equação:

$$D = 2\pi R = \frac{Q_1}{q} \quad (14)$$

A segunda modalidade de transporte ocorre em aquíferos desprovidos de fluxo natural. Nessas condições a água radioativa injetada desloca-se com simetria radial, isto é, as frentes de avanço descrevem círculos concêntricos. Pela desigual distribuição de velocidade no interior do aquífero as frentes de avanço não ficam perfeitamente definidas. Entre a água radioativa injetada e a que existe no aquífero estabelece-se uma zona de transição em que a concentração do traçador varia gradualmente com a distância ao poço de injeção. Denomina-se dispersão hidrodinâmica a esse fenômeno, estudado em profundidades por diversos autores. Dividem-se em dois grupos os fatores que determinam a largura e a forma da zona de transição:

- a) fatores microscópicos que incluem a distribuição e forma dos poros, a variação de velocidade no interior dos poros e a difusão molecular;
- b) fatores macroscópicos, como a existência de vias preferenciais de circulação d'água provocada pela estratificação dos aquíferos, a carstificação etc. e a formação de correntes anômalas em decorrência das diferenças de viscosidade e de densidade entre a água injetada no poço e a existente no aquífero.

Quando intervêm apenas os fatores microscópicos, a concentração relativa do traçador na zona de transição varia com a distância x ao poço de injeção. Considerando-se um fluxo unidirecional constante, a variação da concentração do traçador no tempo pode ser representada pela equação:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (15)$$

- D_L - coeficiente de dispersão lateral;
- x - direção do fluxo d'água;
- U - velocidade na direção x ;
- C - concentração do traçador;
- t - tempo

Considerando-se um fluxo radial com recarga constante tem-se:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{A}{r} \frac{\partial C}{\partial r} = \alpha_L \frac{A}{r} \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} \quad (16)$$

onde $D_L = \alpha_L U$

$$A = \frac{Q}{2\pi b p_0}$$

- α_L - coeficiente de dispersão longitudinal;
- Q - vazão (de carga ou descarga, conforme o caso)

A solução da equação (16) em forma não dimensional é:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{\frac{1}{2} \rho^2 - \delta}{\left(\frac{4}{3} \rho^3\right)^{1/2}} \right] \quad (17)$$

- C - concentração do traçador situada à distância r do poço;
- C_0 - concentração do traçador na água injetada no poço;
- erfc - função de erro complementar

$$\rho = \frac{r}{\alpha_L}$$

$$\delta = \frac{A t}{\alpha_L^2}$$

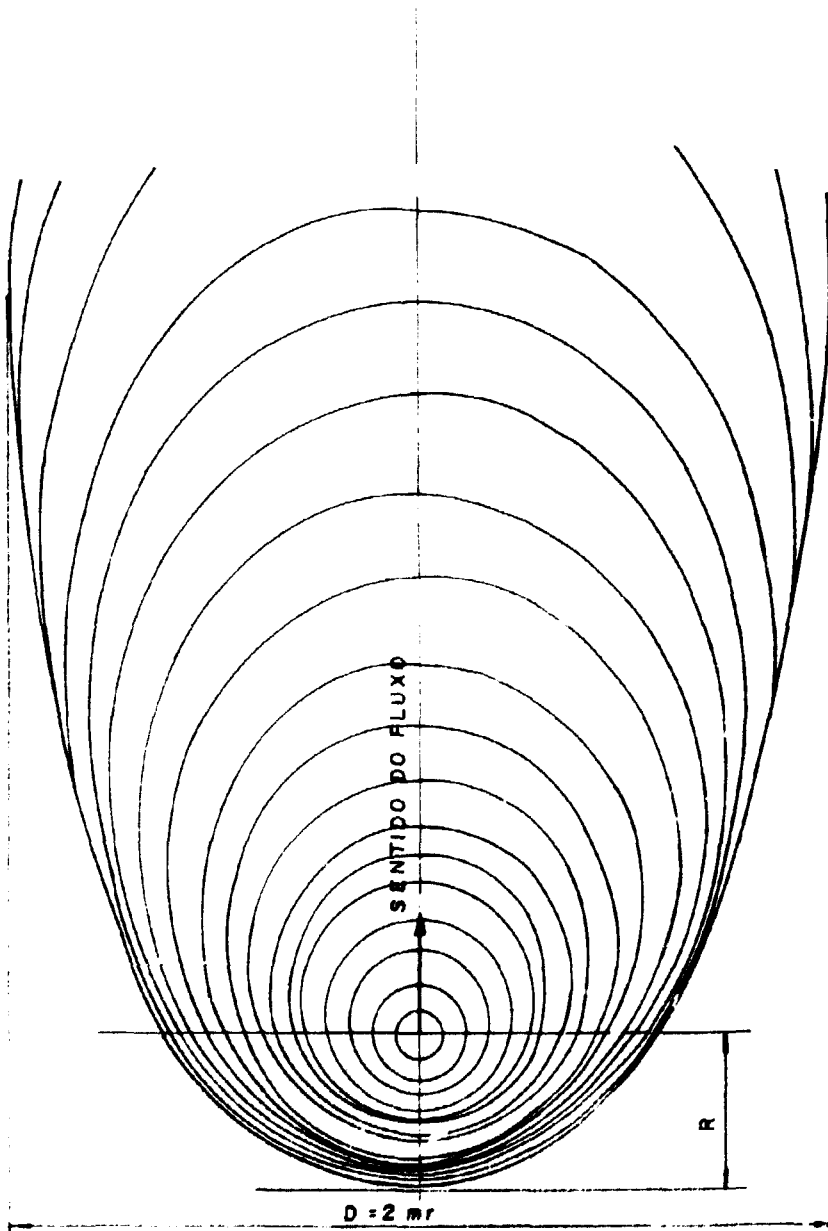


Figura 4

Representação Esquemática da Dispersão do Fluxo D'água Injetada no Piezômetro

No caso unidirecional a concentração relativa do traçador na zona de transição varia com a distância x ao poço de injeção, de acordo com a equação:

$$\frac{C_x}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \frac{\sigma_x - x}{2\sqrt{D_L x}} \quad (18)$$

σ_x desvio padrão.

Alguns autores definem a largura da zona de transição como $2\sigma_x$, representada pela distância entre os pontos onde a concentração do traçador é 15,9% e 84,1%, respectivamente, isto é,

$$2\sigma_x = (x_{15,9\%} - x_{84,1\%}) \quad (19)$$

Levando-se em conta a equação 18 obtém-se a equação

$$\sigma_x = \sqrt{2 D_L x} \quad (20)$$

que permite determinar a dispersividade do aquífero conhecendo-se os valores de σ_x e x obtidos experimentalmente.

Quando os fatores macroscópicos forem representativos, as equações anteriores tem valor limitado e o processo não pode ser representado por um único coeficiente de dispersão. As considerações teóricas tem valor limitado e as experiências com traçadores radioativos constituem o método mais direto e preciso para tratar do problema.

III.3 - Técnica Experimental

Para estudar-se o fenômeno de dispersão em um aquífero injeta-se água marcada com vazão constante Q , durante certo tempo t , em um poço preparado adequadamente. Estuda-se a distribuição e o transporte da água marcada por meio da concentração do traçador, em sondagens de observação ou pela recuperação do traçador mediante bombeamento do poço de injeção.

Quando se trata de aquífero homogêneo com determinado fluxo natural de água, depois de certo tempo de injeção, o traçador radioativo distribui-se ao redor do poço, de acordo com a frente de avanço mostrada na figura 4. Começando o bombeamento logo após a injeção, a concentração do traçador na água retirada varia em função da relação entre o volume de água bombeada V_p e o volume previamente injetado V_i , de acordo com a curva mostrada na figura 5 (curva 1). A quantidade total de traçador recuperado aumenta de acordo com a curva (2). Caso o tempo de injeção tenha sido prolongado recupera-se apenas uma parte do traçador. Em decorrência da forma da curva (1) pode-se reconstituir as frentes de avanço indicadas na figura 4, admitindo-se uma simetria cilíndrica para o bombeamento. Nessas condições, determina-se o coeficiente de fluxo F do aquífero pela equação:

$$F = \frac{q^2}{p \cdot b} \quad (21)$$

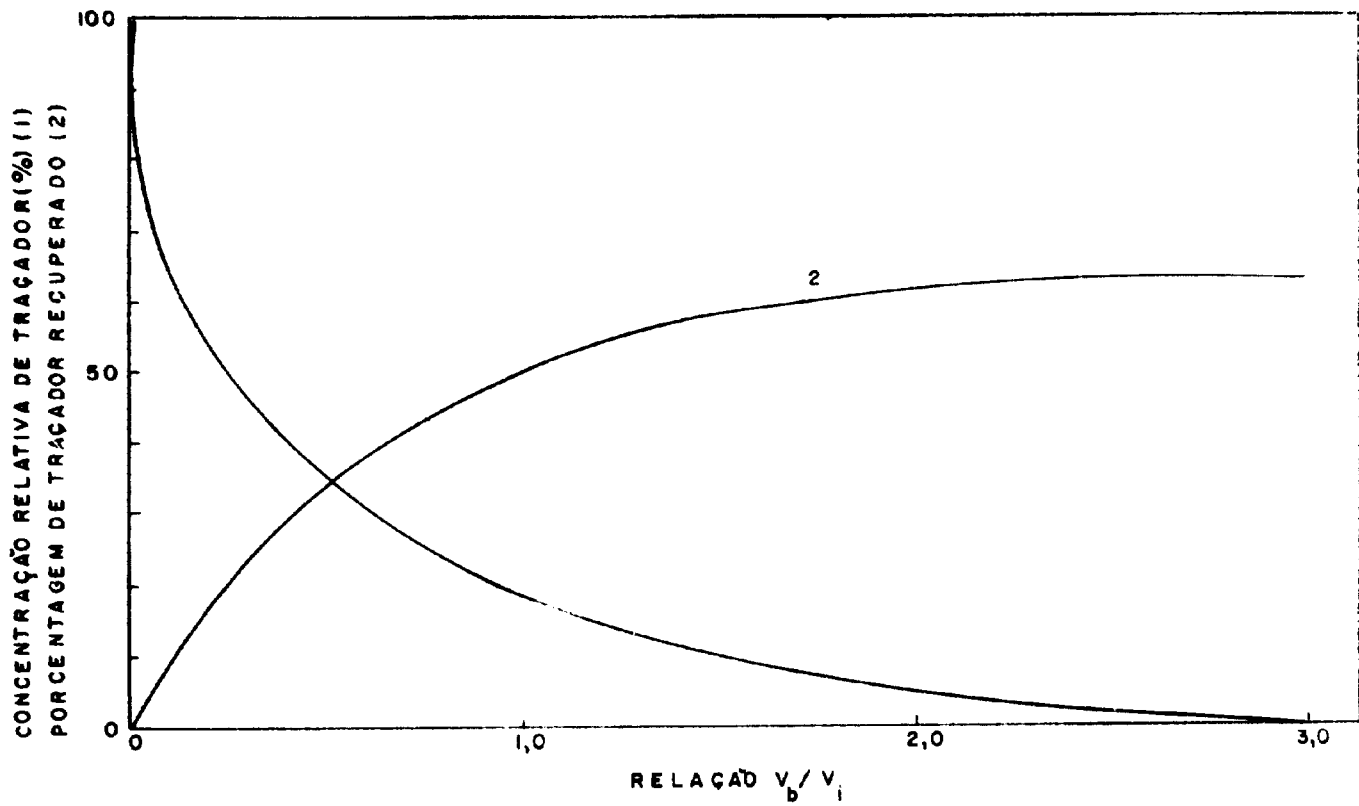


Figura 5
 Curvas que Representam a Recuperação do Tracador Radioativo Injetado no Piezômetro
 Aquífero com Fluxo Natural

Quando o fluxo natural do aquífero é suficientemente pequeno para influir no transporte de água marcada, as curvas de recuperação obtidas são do tipo mostrado na figura 6. Não havendo interação do traçador com o meio a recuperação é total. A partir da inclinação que tem a curva 1, no ponto correspondente a uma concentração relativa de 50 % pode obter-se o coeficiente de dispersividade do aquífero D_L .

Em caso de aquíferos estratificados ou de aquíferos cársticos, com distribuição irregular das vias de circulação d'água, as curvas de recuperação que se obtêm são bem diferentes das exibidas nas figuras 5 e 6. Curvas com varios máximos ou com mudanças bruscas de inclinação indicam a existência desses fenômenos.

IV - Velocidade Horizontal

IV.1 - Considerações iniciais

Sendo Q a vazão de água que circula através de uma seção S de um aquífero que tem porosidade p , a velocidade V_t , de deslocamento de um traçador ideal adicionado à água relaciona-se com Q por meio da equação:

$$Q = V_t \cdot p \cdot S \quad (22)$$

Utiliza-se a porosidade total p em lugar da porosidade efetiva p_e porque o traçador mistura-se com toda a água que circula pelo meio mesmo que uma pequena parte dessa água permaneça teoricamente estacionária, por estar ligada aos materiais sólidos. Considerando-se a água estacionária pode definir-se uma velocidade efetiva V_e , relacionada com V_t por meio da relação:

$$V_e p_e = V_t p \quad (23)$$

Denomina-se velocidade de filtração ao produto $V_e p_e$. Para determinar-se a velocidade de filtração com o uso da equação (23) necessitam-se conhecer o gradiente hidráulico e a permeabilidade do aquífero. Na prática, determina-se o gradiente hidráulico com grande precisão dispondo-se de um número suficiente de piezômetros com poços de observação. Entretanto, a determinação exata da permeabilidade é bem difícil necessitando-se ensaios de bombeamento caros, que freqüentemente não conduzem a resultados satisfatórios. As técnicas de laboratório, baseadas em permeâmetros só proporcionam bons resultados em casos isolados pela dificuldade de obtenção de testemunhos inalterados e representativos.

Os traçadores radioativos permitem determinar mais diretamente a velocidade de filtração, utilizando-se as técnicas:

- 1 - Tempo de trânsito - Consiste em injetar o traçador radioativo em um piezômetro e determinar o instante de chegada em outro piezômetro, conhecendo-se exatamente a distância entre os dois. Não se conhecendo com exatidão o sentido de deslocamento da água é preciso dispor de uma série de piezômetros ao redor do ponto de injeção, para que o traçador seja localizado em um deles e assim definir a direção do escoamento. Sendo muito baixa a velocidade de deslocamento da água subterrânea os piezômetros de observação devem situar-se próximos do local de injeção, para que o tempo de trânsito seja razoavelmente curto.

2 Técnica da Diluição Obtém-se a velocidade por meio da diminuição da concentração em função do tempo, de um traçador radioativo injetado em um piezômetro, como consequência do escoamento do fluxo d'água.

Injeta-se uma solução radioativa com concentração C em um piezômetro que contém coluna d'água de altura h e diâmetro d . Admitem-se as seguintes hipóteses:

- o fluxo d'água que circula através do piezômetro é estacionário;
- no volume $V_0 = \frac{\pi d^2}{4} h$ contido na coluna d'água a distribuição do traçador radioativo conserva-se homogênea, isto é, a concentração mantém-se constante em todos os pontos deste volume;
- a saída de traçador do interior do volume V_0 só ocorre em consequência do fluxo horizontal de velocidade V .

A concentração de traçador radioativo em V_0 diminui, em função do tempo, de acordo com a equação:

$$\frac{dC}{dt} = - \frac{C}{V_0} \frac{dV}{dt} \quad (24)$$

A razão $\frac{dV}{dt}$ representa a vazão Q que flui pela seção $S = h d$, isto é:

$$\frac{dV}{dt} = Q V = V_s h d \quad (25)$$

Comparando-se as equações (24) e (25) obtém-se:

$$-\frac{dC}{C} = - \frac{V_s h d}{V_0} dt$$

A solução desta equação é

$$\frac{C_t}{C_0} = e^{- \frac{V_s h d}{V_0} t} \quad (26)$$

C_0 concentração inicial do traçador radioativo

C_t concentração no instante t .

Relaciona-se a velocidade V_s com a velocidade V_t , no aquífero, por meio da relação:

$$V_s = \alpha V_t \quad (27)$$

sendo α um coeficiente que representa a perturbação hidrodinâmica ocasionada pela presença do piezômetro. O valor de α é:

$$\alpha = \frac{Q}{Q_a} \quad (28)$$

Q é o fluxo horizontal no piezômetro;

Q_a é o fluxo que escoou pela seção S do aquífero.

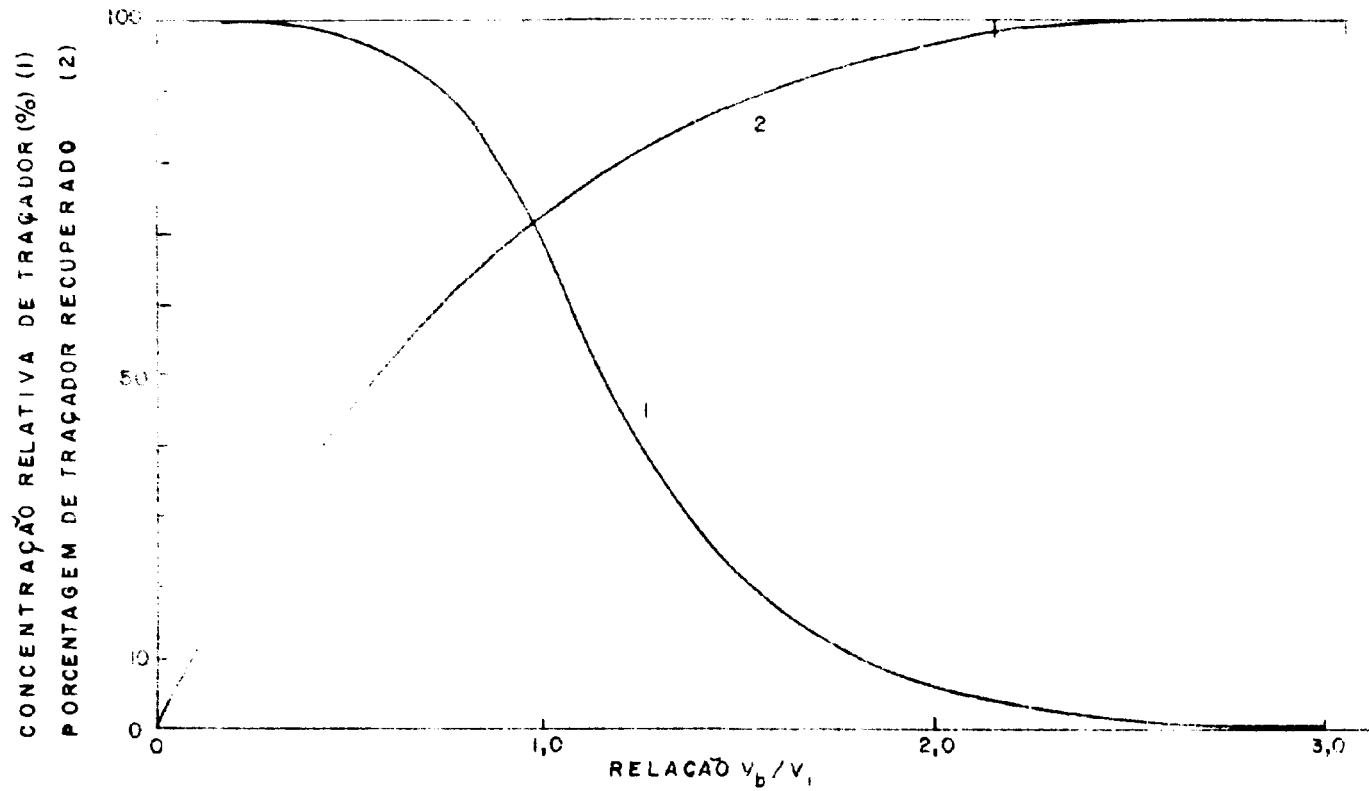


Figura 6

Curvas que Representam a Recuperação do Traçador em um Piezômetro
Aqüífero sem Fluxo Natural

Substituindo-se na equação (26) os valores de V_o e V_s tem-se:

$$\frac{C_t}{C_o} = e^{-\frac{\alpha V_t \cdot h \cdot d}{\pi d^2 \cdot h} \cdot t} = e^{-\frac{4 \alpha V_t}{\pi d} \cdot t} \quad (29)$$

Calcula-se $t_{1/100}$ definido como sendo o tempo necessário para que a concentração do traçador em V_o seja reduzida a 1% do seu valor inicial ($C_o/C_t = 100$) pela relação,

$$t_{1/100} = \frac{3,62 d}{\alpha \cdot V_t} \quad (30)$$

A representação de C_t em função do tempo, sobre um gráfico semilogarítmico permite obter uma reta cuja inclinação é proporcional ao valor de $t_{1/100}$.

O coeficiente α expressa a relação entre as vazões de água que circulam por duas secções iguais, do piezômetro e do aquífero, respectivamente. As linhas de fluxo junto ao piezômetro tem forma semelhante a que se mostra na figura 7, para os casos de um piezômetro com revestimento exterior de areia e sem revestimento. Quando não há revestimento, a relação Q/Q_a é igual a relação a/d indicada na figura 7

A água que penetra no interior do piezômetro precisa atravessar a camada do filtro e as paredes do revestimento, daí a vazão Q que flui pelo piezômetro ser função dessas duas permeabilidades. Quando o material filtrante e o revestimento são uniformes α pode ser representado pela equação:

$$\alpha = \frac{8}{\left(1 + \frac{K_3}{K_2}\right) \left[1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \frac{K_2}{K_1} \left(1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right)\right] + \left(1 - \frac{K_3}{K_2}\right) \left[\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 + \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2 - \frac{K_2}{K_1} \left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 - \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right]} \quad (31)$$

Na ausência de material filtrante tem-se $r_2 = r_3$ e $K_2 = K_3$ simplificando a equação (31) que passa a ter forma:

$$\alpha = \frac{4}{1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \frac{K_3}{K_1} \left[\left(1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right)\right]} \quad (32)$$

Na ausência de tubo de revestimento $r_1 = r_2$ e $\alpha = 2$.

Geralmente, tem-se r_1 muito próximo de r_2 e por isso a relação $\left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2$ é pouco diferente da unidade. Quando o tubo do revestimento tem permeabilidade bem superior à do meio, isto é $K_1 \gg K_2$ o valor de α é igual a 2, aproximadamente. As equações (31) e (32) aplicam-se apenas nos caso de escoamento laminar. Em escoamento turbulento o valor de α é inferior ao calculado por essas equações.

Baseando-se na equação (31), representam-se na figura 8 as variações de α em função da relação K_3/K_2 , para diferentes valores de K_2/K_1 e de K_3/K_1 para diferentes valores de K_3/K_2 e na figura 8 a variação de α em função de r_2/r_1 para diferentes valores de K_3/K_1 .

Pode determinar-se em laboratório o valor α reproduzindo em um permeâmetro as

condições existentes no campo. Conhecendo-se V_t obtém-se α a partir do tempo $T_{1/100}$ representado pela equação (30). Para obter-se boa precisão é necessário ter $K_1 > K_2 > 10K_3$ de acordo com a análise das curvas da figura 8. As curvas da figura 9 mostram que na ausência de material filtrante as condições mais favoráveis ocorrem quando as permeabilidades K_1 e K_2 possuem valores similares. Na prática, recomenda-se o uso de tubos filtrantes com um mínimo de 10% de superfície perfurada.

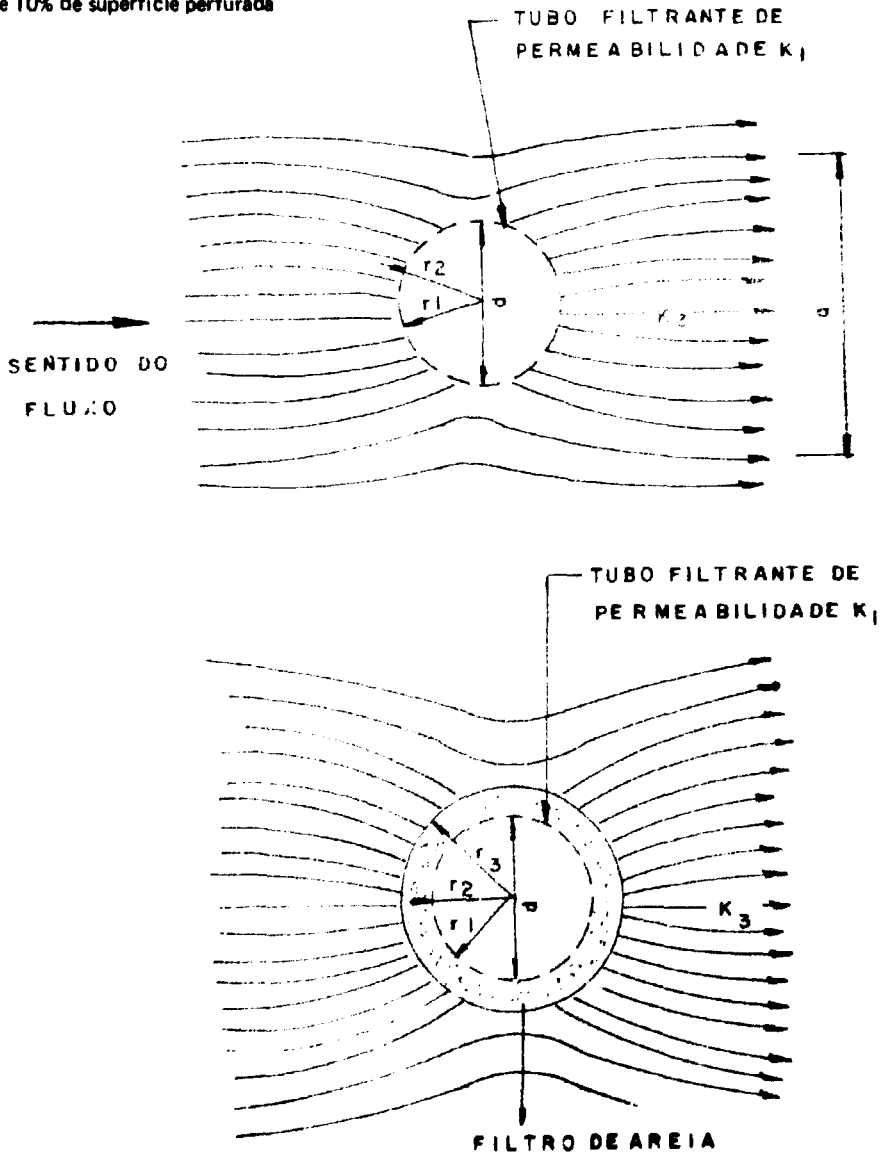


Figura 7
Linhas do Fluxo de Água nas Proximidades do Piezômetro

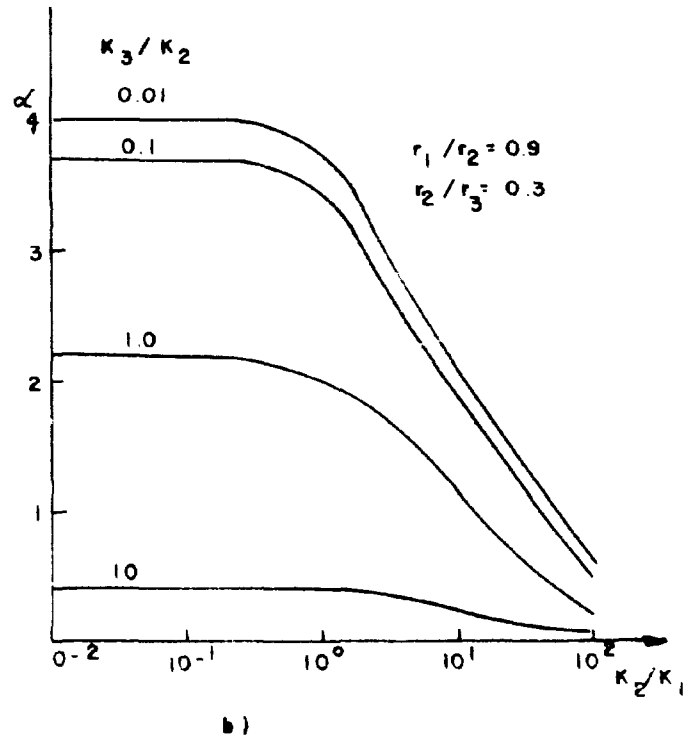
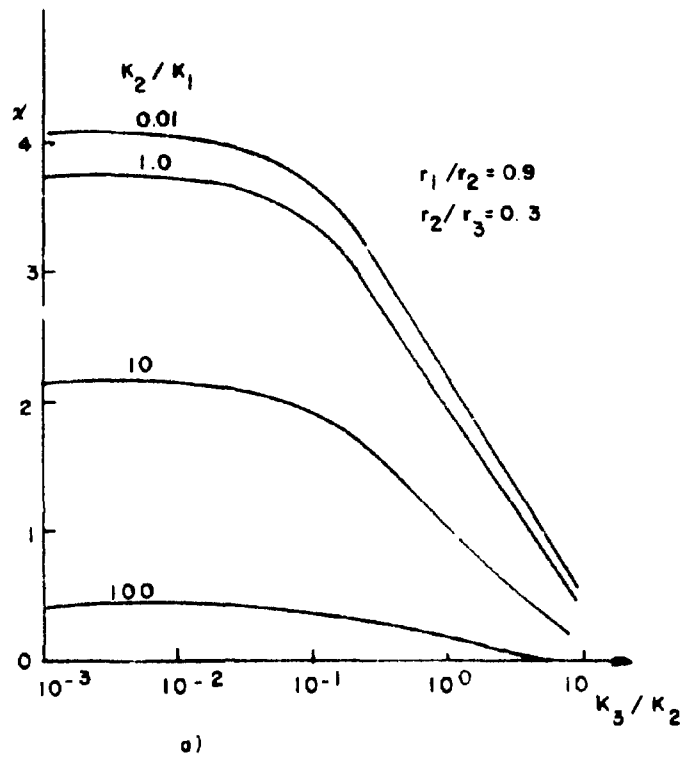


Figura 8

- a) Variação do Coeficiente α em Função da Relação K_3/K_2 para Diferentes Valores da Relação K_2/K_1
- b) Variação do Coeficiente α em Função da Relação K_2/K_1 para Diferentes Valores da Relação K_3/K_2

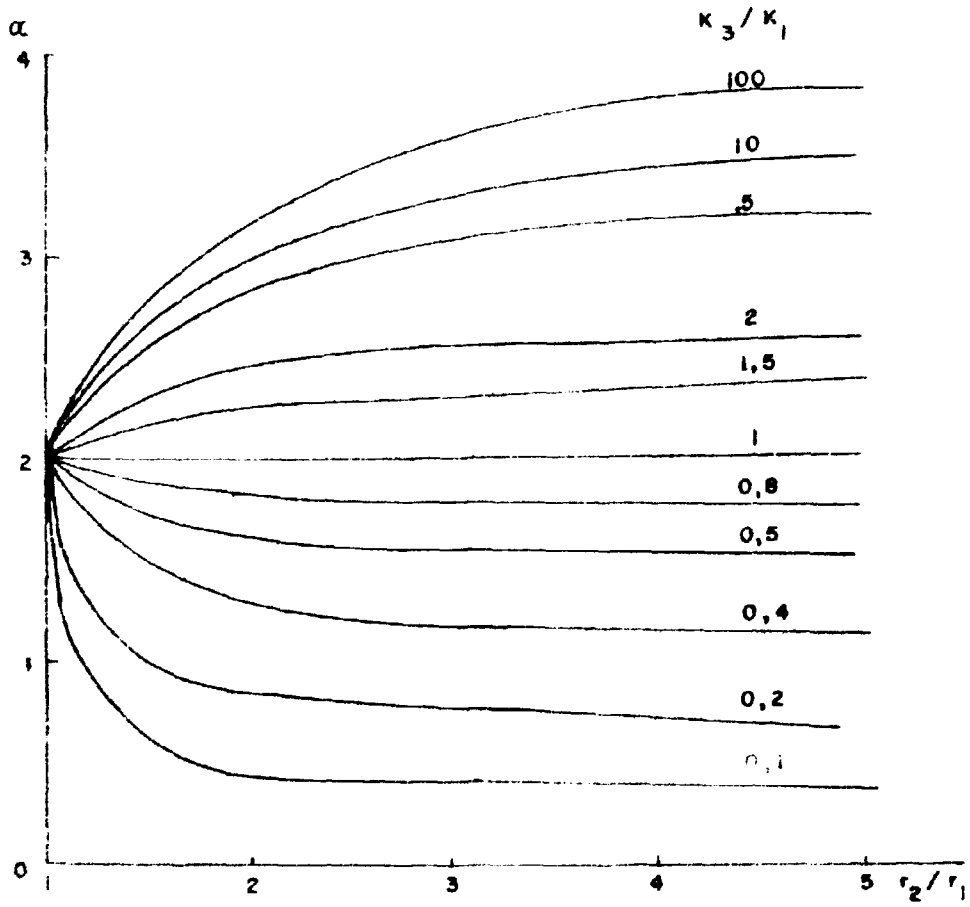


Figura 9

Varição de α em Função da Relação r_2/r_1 para Diferentes Valores de k_3/k_1

IV.2 - Técnicas Experimentais

Quando se realiza um ensaio por meio das técnicas radioisotópicas deve levar-se em conta os fatores seguintes:

- 1 - o furo de sondagem do piezômetro pode encontrar-se com ou sem revestimento. Em caso afirmativo o tubo deve ter a superfície perfurada na zona do aquífero em estudo. Devem ser conhecidos os diâmetros externos, internos e a porcentagem da superfície perfurada no tubo filtrante
- 2 - quando existe areia no espaço entre o tubo filtrante e as paredes internas do piezômetro torna-se necessário conhecer a granulometria e a espessura desse material;
- 3 - a presença de fluxos verticais no interior do piezômetro pode conduzir a resultados duvidosos. Esses fluxos podem ser provenientes da interligação de dois aquíferos, com diferentes níveis piezométricos, por meio do piezômetro ou pela ligação de um aquífero artesianos com uma camada permeável não pertencente a ele. Antes de medir se o fluxo horizontal deve investigar-se a existência de fluxos verticais;
- 4 - informações pormenorizadas sobre a estrutura e o grau de homogeneização do aquífero são importantes na escolha das zonas mais adequadas para efetuarem-se os ensaios e interpretar-se os resultados obtidos são representativos e podem ser extrapolados.

Mostra-se esquematicamente na figura 10 um sistema simples, comumente utilizado na prática para marcar toda a coluna piezométrica e medir a velocidade horizontal das águas subterrâneas com base na diluição do traçador radioativo injetado no piezômetro. Introduce-se até o fundo do piezômetro um tubo plástico aberto nas suas extremidades. Coloca-se a solução radioativa no interior do tubo em quantidade suficiente para atingir-se a posição correspondente ao nível freático. Retira-se lentamente o tubo plástico do poço fazendo o traçador radioativo distribuir-se uniformemente ao longo da coluna piezométrica. Introduzindo-se no interior do poço um detector de radiação, ligado ao contador por meio de um fio graduado mede-se a variação de concentração do traçador em diferentes profundidades.

Quando a velocidade de deslocamento da água for muito grande e o diâmetro do poço muito pequeno, a concentração C_t poderá variar rapidamente. Nessas circunstâncias, emprega-se a variante ilustrada esquematicamente na figura 10 (b). Introduce-se simultaneamente no poço o tubo de injeção e o detector de tal forma que este fique cerca de 2,5 metros abaixo da extremidade inferior do tubo de injeção. Enche-se o interior do tubo plástico com solução radioativa e retira-se rapidamente determinado comprimento (por exemplo, 5 metros de tubo) marcando com radioatividade uma coluna de água de altura igual ao comprimento de tubo retirado. Mantendo-se o tubo de injeção conectado ao fio do detector toda vez que se retira 5 metros de tubo mantém-se o detector no meio da coluna marcada. Mantém-se o conjunto fixo nesta posição e prolongam-se as medições até que o traçador radioativo desapareça totalmente. Depois eleva-se o sistema a outros cinco (5) metros e assim sucessivamente até o término do trabalho.

As vantagens dessa técnica são:

- 1 a versatilidade que permite sua aplicação em qualquer tipo de poço ou piezômetro;
- 2 a simplicidade do conjunto que permite introduzi-lo em poços de profundidade superior a 300 metros;
- 3 a rapidez de resposta pelo fato de investigar se o comportamento do piezômetro de uma só vez obtendo-se um perfil do fluxo natural;
- 4 o custo do equipamento é relativamente pequeno

Observou-se, experimentalmente, em vários trabalhos realizados que embora a água da coluna piezométrica não seja agitada cumpre-se satisfatoriamente a lei exponencial de diluição para velocidades inferiores a 5m/dia. Quando as velocidades são superiores a esse valor obtêm-se curvas semelhantes a que se mostra na figura 11. Para obter-se o parâmetro $T_{1/100}$ é necessário utilizar a pendente máxima na origem o que pode acarretar erros da ordem de 20%. Obtêm-se retas bem ajustadas representando-se os valores experimentais da concentração média de toda a coluna marcada em função do tempo, desde que o fluxo seja uniforme

Não se aplica a técnica na presença de fluxos verticais. Neste caso existem duas soluções, a saber:

- 1 eliminar esses fluxos revestindo o poço com tubulação perfurada só na região correspondente ao aquífero em estudo;
- 2 verificar se os fluxos são descendentes. Caso afirmativo estuda-se o aquífero superior por meio de furos de sondagens que não penetram até o estrato ou aquífero inferior, responsável por esses fluxos

IV.3 Erros e Limitações da Técnica

Especificam-se a seguir as possíveis causas de erros no emprego da técnica

- 1 acumulação de materiais impermeabilizantes ao longo das paredes do poço, durante sua perfuração, como por exemplo os materiais bentônicos;
- 2 falta de uniformidade nas dimensões e na permeabilidade do material filtrante (areia ou cascalho);
- 3 o volume de água deslocado pelo detector no volume de medida facilita a diluição do traçador no interior do poço. Essa perturbação pode ser considerada pequena desde que o diâmetro do detector seja da ordem de 1/3 ou 1/4 do diâmetro interno do poço;
- 4 não deve influir significativamente na resposta do detector a quantidade de traçador que abandonou o volume de medida. Em outras palavras, a quantidade de traçador que existe nas proximidades do piezômetro não deve influir na resposta do detector. Caso contrário, obtêm-se curvas semelhantes às da figura 11. Conseguem-se resultados similares quando o traçador é parcialmente absorvido pelas paredes do detector;

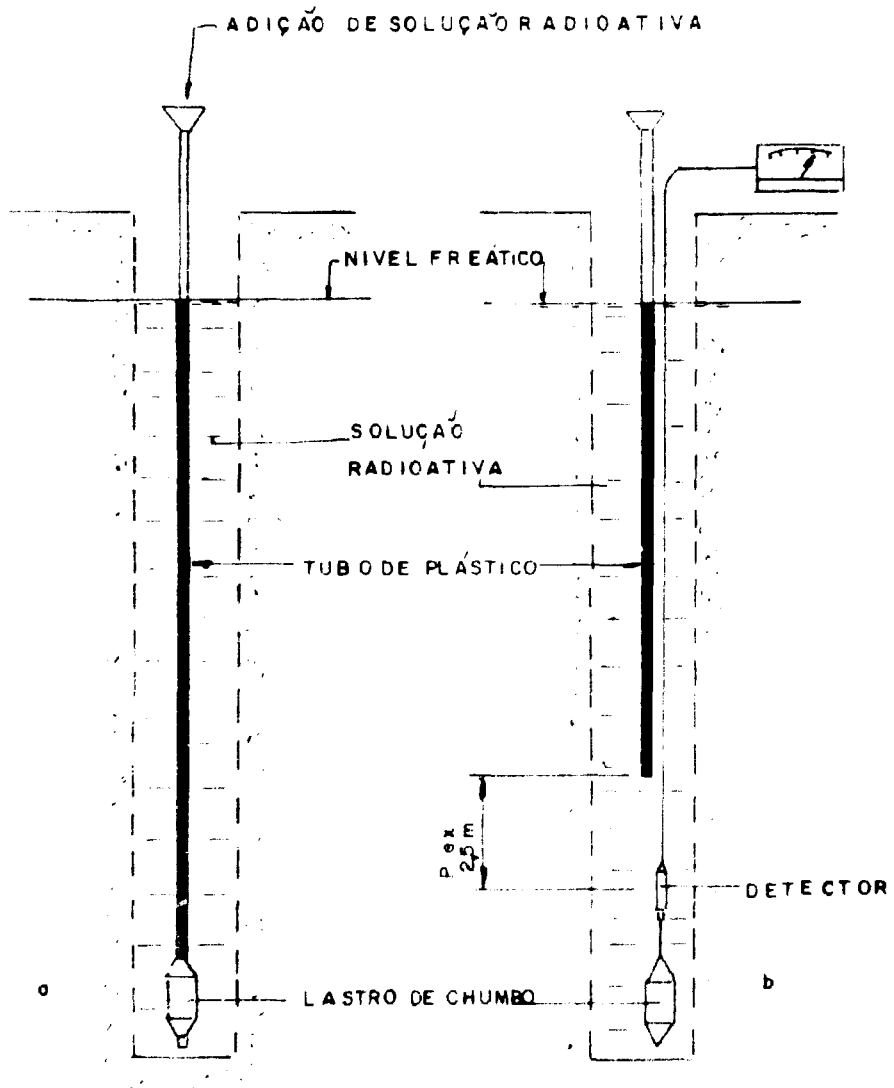


Figura 10

Representação Esquemática da técnica de Marcação de Toda a Coluna Piezométrica

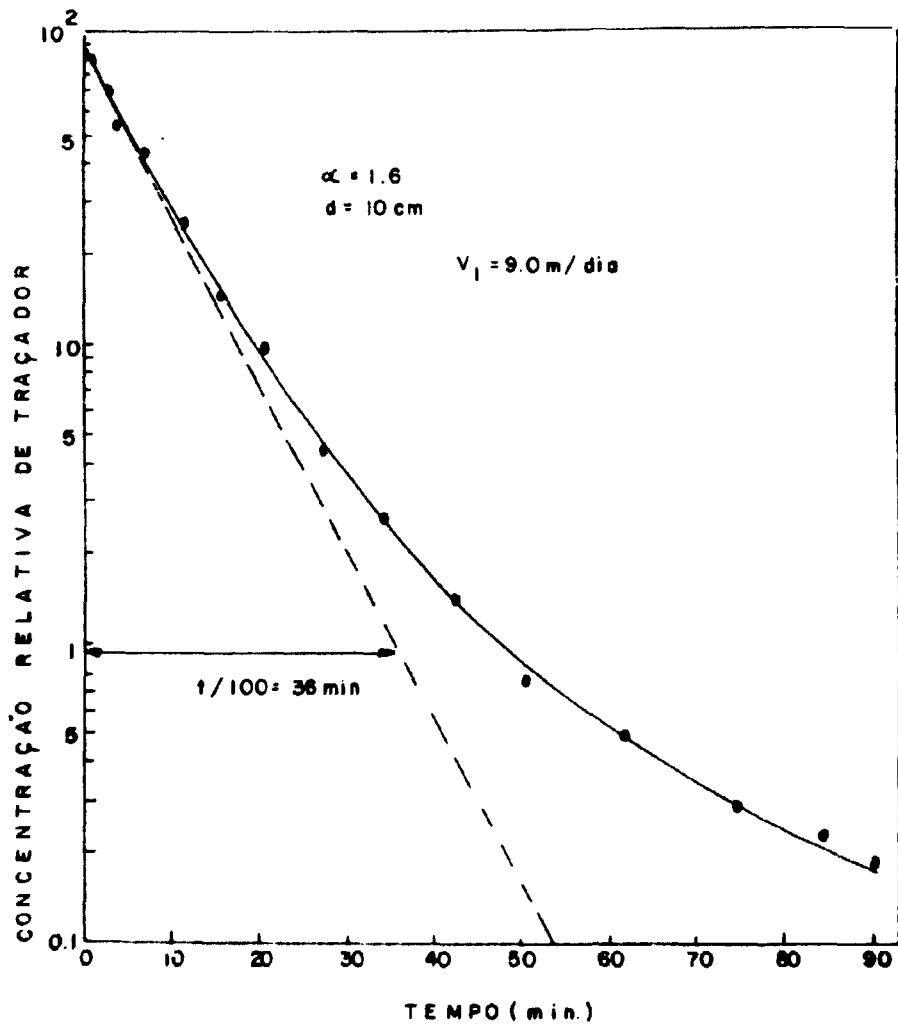


Figura 11

Curva Representativa da Diluição do Traçador Obtida com a Técnica de Marcação de toda a Coluna Piezométrica.

5 outros fatores:

- a) existência de fluxos verticais no poço;
- b) saída do traçador do interior do poço por efeito de agitação;
- c) difusão através das paredes filtrantes;
- d) formação de fluxos de convecção por efeito de gradientes de concentração ou de temperatura;
- e) circulação do traçador por osmose, principalmente no caso de fluxos verticais
Sua influência afeta principalmente a medida de velocidades pequenas;
- f) as heterogeneidades do meio podem conduzir a valores de α que são variáveis em toda a espessura do aquífero

A técnica radioisotópica permite medir velocidades no intervalo de alguns centímetros por dia até cerca de 20 metros por dia. A ordem de grandeza da diluição provocada pelo fenômeno de difusão é de 1 cm/dia. No caso de aquíferos cársticos com grandes cavidades ou fissuras obtêm-se apenas resultados qualitativos.

IV.4 - Método do Bombeamento

IV.4.1 - Aquífero Homogêneo

Basicamente, submete-se um poço a recarga artificial para eliminar o efeito de possíveis fluxos verticais e injeta-se certa quantidade de traçador radioativo em forma puntiforme ou ao longo de toda a coluna piezométrica. A seguir, injeta-se certa quantidade de água suficiente para obrigar o traçador a penetrar no aquífero. Espera-se certo tempo τ para a nuvem radioativa ser transportada pelo fluxo natural até uma distância média r_m a partir do centro do poço. Depois de transcorrido o tempo τ inicia-se o bombeamento do poço, com vazão constante Q . Medindo-se periódica ou continuamente a atividade da água retirada do poço pela ação do bombeamento determina-se a curva de recuperação do traçador injetado. Admitindo-se uma geometria cilíndrica de bombeamento calcula-se a distância média percorrida pela nuvem de traçador radioativo por meio da equação (1), isto é,

$$r_m = \sqrt{\frac{Q \cdot t}{\pi \cdot b \cdot p_e}} \quad (33)$$

Obtém-se a velocidade de deslocamento da água pela relação $\frac{r_m}{\tau}$

Alguns autores consideram t como sendo o intervalo de tempo transcorrido até o instante correspondente ao máximo da curva de recuperação de traçador radioativo (figura 1). Entretanto, por efeito da dispersão do traçador e da simetria radial de bombeamento esse cálculo de t pode não ser representativo. Admitindo-se que o traçador seja injetado com vazão constante, durante certo período de tempo, a água marcada irá escoar de acordo com a representação esquemática mostrada na figura 12. Iniciando-se o bombeamento, a quantidade de traçador recuperado por unidade de volume bombeado diminui continuamente em função do tempo, por efeito da simetria radial. Para cada volume V de água retirada do poço representam-se as quantidades de traçador recuperadas por superfícies S_1 , S_2 , S_3 etc.

Durante seu deslocamento através do aquífero o traçador injetado sofre determinada dispersão. Quando se realiza o bombeamento, as frações de traçador mais próximas do poço

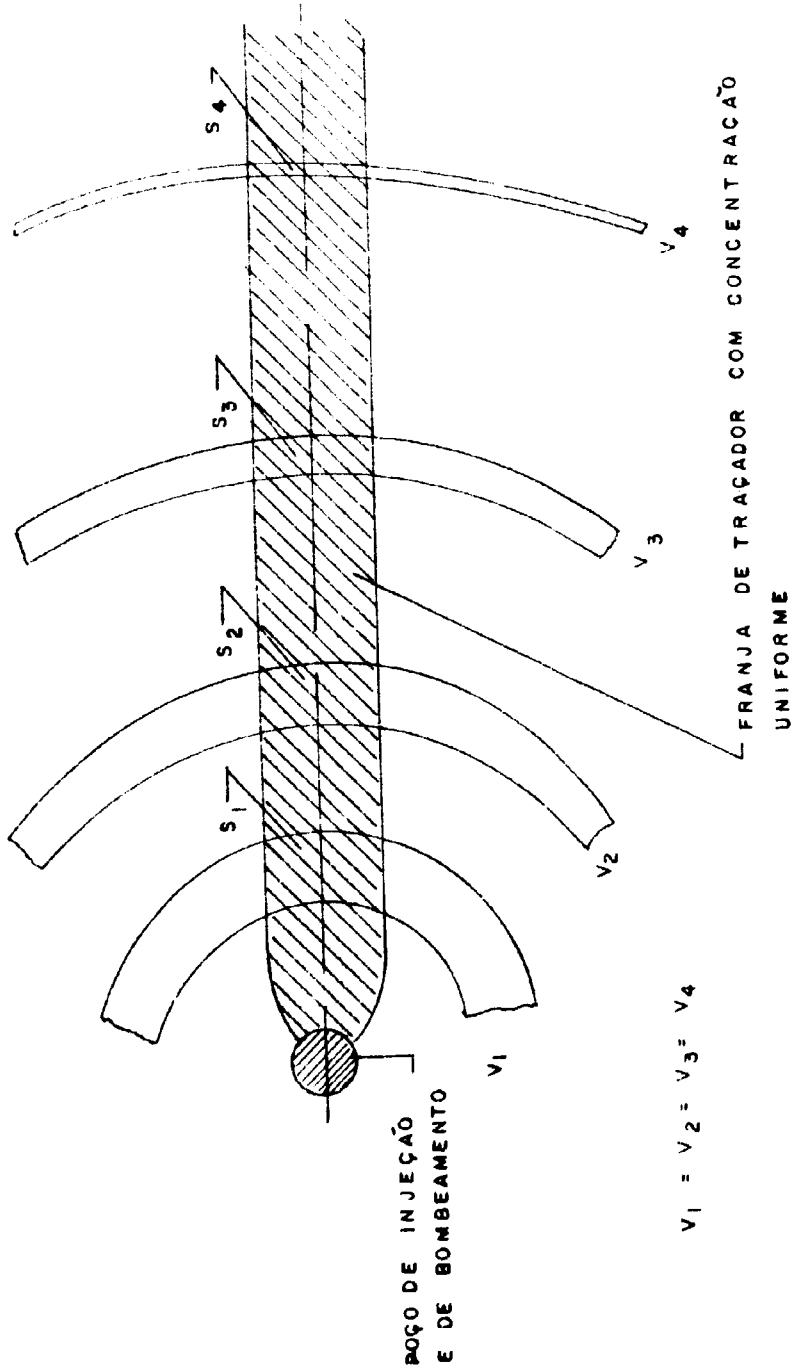


Figura 12
 Representação Esquemática do Efeito de Simetria Radial na Recuperação de Traçador Mediante Bombeamento.

diluem-se com uma quantidade menor de água do que as mais distantes e, por isso, a curva de recuperação não representa fielmente a distribuição de traçador no aquífero. O valor de t será maior do que o valor obtido quando se considera o máximo da curva de recuperação. Melhor aproximação se obtém utilizando para t o tempo medido até o momento em que 50% da quantidade total de traçador é recuperada, prolongando-se o bombeamento até terminar totalmente sua saída. Deve levar-se sempre em conta a não recuperação de uma parte do traçador que fica retida pelos materiais do meio.

IV.4.2 - Aquíferos Estratificados

Quando se trata de aquíferos formados por duas camadas de diferentes permeabilidades utiliza-se a mesma técnica descrita para medir a relação de transmissibilidades T_1/T_2 . Deve cumprir-se a condição da permeabilidade de uma camada ser bem superior à da outra, isto é $K_1 \gg K_2$. Efetua-se a interpretação dos resultados pelo método das aproximações sucessivas, a saber:

- 1 - determina-se em cada ensaio o intervalo de tempo transcorrido entre o início do bombeamento e o instante de recuperação de 50% da quantidade de traçador injetada. Denomina-se t_1 esse tempo, no primeiro ensaio, onde se recupera o traçador da camada menos permeável e por t_2 o tempo correspondente ao segundo ensaio, onde se recupera o traçador que está nas duas camadas;
- 2 - utilizando-se a equação (33) e esses tempos, calculam-se as distâncias r_1 e r_2 , correspondentes ao deslocamento da nuvem radioativa, considerando-se o aquífero homogêneo. Admite-se para b o valor da espessura total do aquífero e para p_e uma porosidade efetiva média. Denominando-se τ_1 e τ_2 os intervalos de tempo transcorridos em cada ensaio, entre a injeção e o início do bombeamento, obtém-se a velocidade das águas, em cada camada, pelas equações:

$$V_1 = \frac{r_1}{\tau_1} \qquad V_2 = \frac{r_2}{\tau_2} \qquad (34)$$

- 3 - conhecendo-se o gradiente hidráulico I e a porosidade média P_m do aquífero, calcula-se com o auxílio da equação de Darcy as permeabilidades correspondentes a V_1 e V_2 , isto é;

$$K_1 = \frac{P_m V_1}{I} \qquad K_2 = \frac{P_m V_2}{I} \qquad (35)$$

- 4 - utilizando-se as equações (7) e (8) junto com a igualdade $T = T_1 + T_2$ deduzem-se para r_1 e r_2 os valores:

$$r_1^2 = \frac{Q \cdot t_1}{\pi b_1 p_1 \left(1 + \frac{T_2}{T_1}\right)} \qquad (36)$$

$$r_2^2 = \frac{Q \cdot t_2}{\pi b_2 p_2 \left(1 + \frac{T_1}{T_2}\right)} \qquad (37)$$

Conhecendo-se as espessuras b_1 e b_2 de cada camada e levando em conta que $T_1 = b_1 k_1$ e $T_2 = b_2 k_2$ podem calcular-se novos valores para r_1 e r_2 , a partir das permeabilidades obtidas anteriormente. Com esses novos valores r_1 e r_2 calculam-se novamente em segunda aproximação os valores V_1 e V_2 .

- 5 de posse dos valores V_1 e V_2 utilizando-se a equação (35) calculam-se K_1 e K_2 que permitem determinar r_1 e r_2 por meio das equações (36) e (37)

Dividindo-se esses valores por τ_1 e τ_2 , respectivamente, obtêm-se valores mais aproximados de V_1 e V_2 (terceira aproximação)

- 6 deve continuar-se o procedimento para as aproximações sucessivas até que as correções sejam desprezíveis. Com os valores finais obtidos para K_1 e K_2 determina-se a permeabilidade média K_m por meio da equação

$$K_m = \frac{K_1 b_1 + K_2 b_2}{b_1 + b_2} \quad (38)$$

Pode utilizar-se esta técnica em um único ensaio de injeção e bombeamento, isto é, a curva de recuperação apresenta-se com dois máximos suficientemente separados entre si para diferenciar com exatidão a procedência do traçador.

V - Fluxos Verticais

A formação de fluxos verticais ascendentes ou descendentes em piezômetros pode ter origem diversa. A mais comum refere-se à comunicação de dois aquíferos ou camadas permeáveis com níveis piezométricos distintos, por meio do piezômetro. Comportamento idêntico ocorre quando a intercomunicação se verifica entre um aquífero confinado e uma camada permeável mais superficial. Quando o piezômetro não é perpendicular às linhas de fluxo do aquífero podem ocorrer fluxos verticais. Outra causa, embora não muito freqüente, são os gradientes de temperatura que provocam a formação de correntes de convecção.

A medição dos fluxos verticais proporciona informações sobre os seguintes parâmetros;

- 1 - localização das zonas permeáveis;
- 2 - determinação da vazão de entrada e de saída nas diferentes zonas;
- 3 - intercâmbio de águas entre zonas;
- 4 - determinação da diferença de níveis piezométricos dos aquíferos;
- 5 - perfil de permeabilidade da zona em estudo.

Empregam-se técnicas simples na medição desses fluxos. Introduce-se no piezômetro um dispositivo formado pelo injetor de solução radioativa e uma bateria de detectores, como mostra esquematicamente a figura (13). Quando o fluxo é ascendente utilizam-se os detectores 1 e 2. Injeta-se a solução radioativa que se homogeneiza com a água do piezômetro e escoar na direção do fluxo. Quando a nuvem radioativa gerada passa pelo detector número 1 ele registra sua atividade e transmite as informações, por meio de um sistema eletrônico associado, a um aparelho integrador e registrador. O detector número 2 registra a passagem da nuvem pela sua posição, e também envia a informação para o registrador. Esse aparelho desenha a forma das curvas representativas da passagem do traçador pelos detectores números 1 e 2, em função do

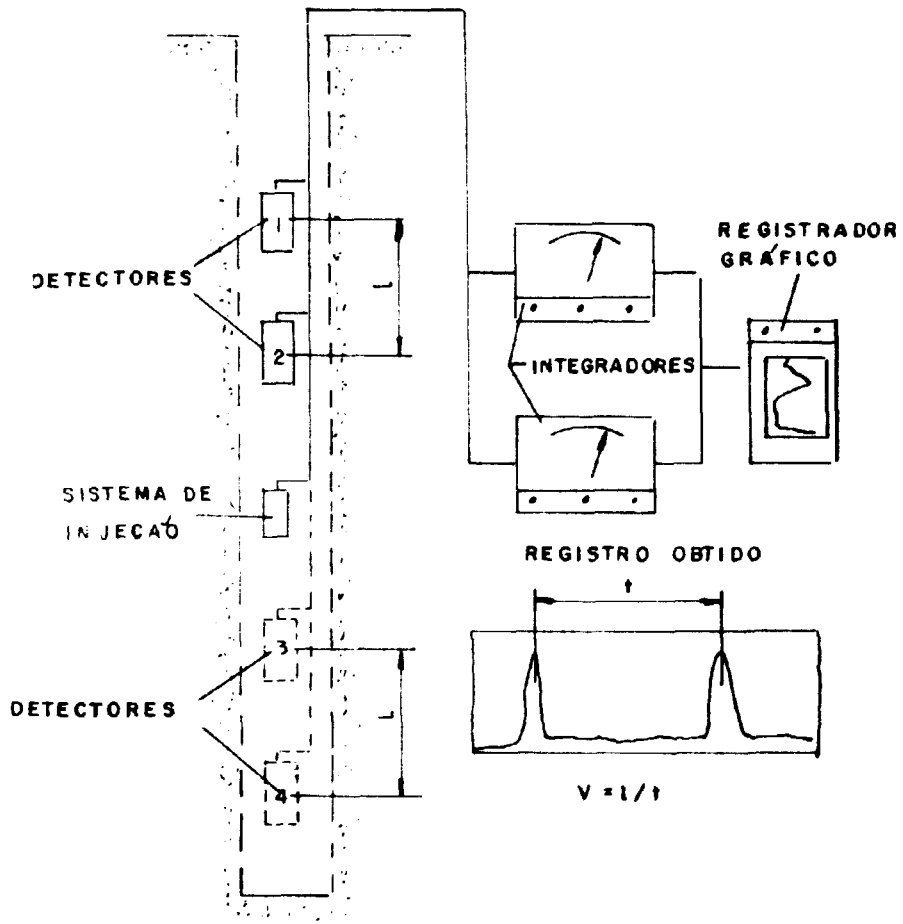


Figura 13

Representação Esquemática da Técnica Utilizada para Medir Fluxos Verticais em Piezômetros.

tempo de trânsito. Os detectores estão separados entre si por uma distância ℓ fixa e conhecida. Partindo-se da separação dos dois picos das curvas registradas obtém-se o tempo que o traçador levou para percorrer a distância ℓ entre os dois detectores. Assim, a velocidade do fluxo será $V = \ell/t$. Pode-se calcular a vazão do piezômetro conhecendo-se a secção interna S , (ou seu diâmetro) e a velocidade de fluxo ascendente, pela equação

$$Q = S V = S \frac{\ell}{t} = \frac{\pi d^2}{4} \frac{\ell}{t} \quad (39)$$

Havendo dificuldade para o cálculo da secção S pode determinar-se a vazão por outra técnica denominada "Metodo da Contagem Total". Injeta-se no piezômetro uma atividade A conhecida e determina-se no integrador a contagem total referente à passagem do traçador por um dos detectores. Sendo Q a vazão ascendente, t_1 e t_2 os instantes inicial e final, da passagem da onda radioativa pelo detector, e C a concentração do traçador tem-se:

$$A = Q \int_{t_1}^{t_2} C dt \quad (40)$$

O detector deve estar suficientemente distante do injetor para a nuvem radioativa homogeneizar-se com a água do piezômetro e representar o movimento real da água. Quando a nuvem passa pelo detector ele proporciona uma taxa de contagem que depende da concentração média do traçador existente na água do piezômetro. O número total de contagens N , acumuladas durante a passagem da nuvem radioativa é uma medida de expressão $\int C dt$ ou seja:

$$N = F \int_{t_1}^{t_2} C dt \quad (41)$$

A constante de proporcionalidade F equivale a relação entre a taxa de contagem (contagens por minuto) e a concentração do traçador (curies por litro). Determina-se seu valor em laboratório.

Comparando-se as equações (40) e (41) obtém-se:

$$\frac{A}{Q} = \int_{t_1}^{t_2} C dt$$

$$\frac{N}{F} = \int_{t_1}^{t_2} C dt$$

$$\frac{A}{Q} = \frac{N}{F}$$

$$Q = \frac{F A}{N} \quad (42)$$

Utilizando-se os detectores 1 e 2 pode-se determinar também a vazão de água que eventualmente pode penetrar no piezômetro, na zona compreendida entre eles. Em caso afirmativo o número total de contagens proporcionado pelo detector mais afastado do injetor é inferior ao número de contagens fornecido pelo detector mais próximo. As vazões que circulam pelo dois detectores são inversamente proporcionais a N e se determinam por meio da equação (42)

Mostra-se esquematicamente, na figura (14), uma técnica simples de injeção da solução radioativa, para medição de fluxos verticais. Injeta-se o traçador por meio de um tubo plástico introduzido no interior do piezômetro. Retirando-se rapidamente o tubo do interior do piezômetro, ele libera uma certa quantidade de material radioativo. Esta técnica permite fazer várias injeções em um mesmo piezômetro, bastando para isso encher o interior do tubo plástico com solução radioativa. Em cada retirada rápida libera-se uma certa quantidade de material radioativo e a seguir mantém-se o tubo plástico fixo em determinada profundidade. Procedendo-se analogamente pode-se conseguir várias injeções em diferentes profundidades.

Quando o fluxo que se deseja medir é inferior a 0,5 m/minuto injeta-se primeiro o traçador em um ponto próximo da origem do fluxo. Retira-se totalmente o tubo plástico de injeção e localiza-se periodicamente a posição da nuvem por meio de deslocamentos sucessivos do detector, ao longo do piezômetro. A partir das distâncias entre os sucessivos picos de atividade e os intervalos de tempo transcorrido entre duas localizações da nuvem do traçador obtêm-se as velocidades médias correspondentes.

Como exemplo ilustrativo da potencialidade da técnica mostram-se na figura 15 os resultados obtidos em um ensaio complexo. No mesmo piezômetro detectaram-se fluxos ascendentes e descendentes que coexistiam em uma camada muito permeável formada por areia grossa e por onde havia uma saída horizontal da água. No trecho 1 a água estava estagnada. No fim desse trecho, por defeito da tubulação de revestimento penetrava certa vazão de água no piezômetro provocando o aparecimento de um fluxo descendente, que se mantinha constante ao longo de todo o trecho número 2, indicando a ausência de novas entradas d'água. No trecho 3 havia nova contribuição de água aumentando a vazão e no trecho 4 a vazão se mantinha constante. No fim desse trecho ela descia bruscamente para zero em virtude da saída horizontal. O fluxo ascendente se originava no trecho 7 e mantinha-se constante no trecho 6 indicando que havia cessado a penetração de água no piezômetro. No trecho 5 a vazão caía para zero, em decorrência da saída horizontal.

VI - Medição da Direção e Sentido do Fluxo

VI.1 Considerações Iniciais

Normalmente, obtém-se a direção e o sentido da componente horizontal do fluxo de águas freáticas por meio do mapeamento dos piezômetros. Necessita-se de um grande número de piezômetros de observação onde se mede com precisão a cota do nível freático. Quando não se dispõe de um número suficiente de piezômetros ou quando o gradiente hidráulico é muito pequeno para ser determinado com precisão as técnicas radioisotópicas apresentam-se como boa alternativa de uso.

VI.2 Técnicas Experimentais

Existem diversas técnicas experimentais para determinar a direção e o sentido do fluxo mas todas elas se baseiam no mesmo princípio. Injeta-se a solução radioativa em um trecho do piezômetro e a nuvem formada é transportada na direção do fluxo natural. Depois de certo tempo a maior parte do traçador sai do piezômetro e se concentra em uma zona próxima às paredes, orientada de acordo com o sentido do fluxo. Por meio de um detector adequado determina-se a orientação do fluxo.

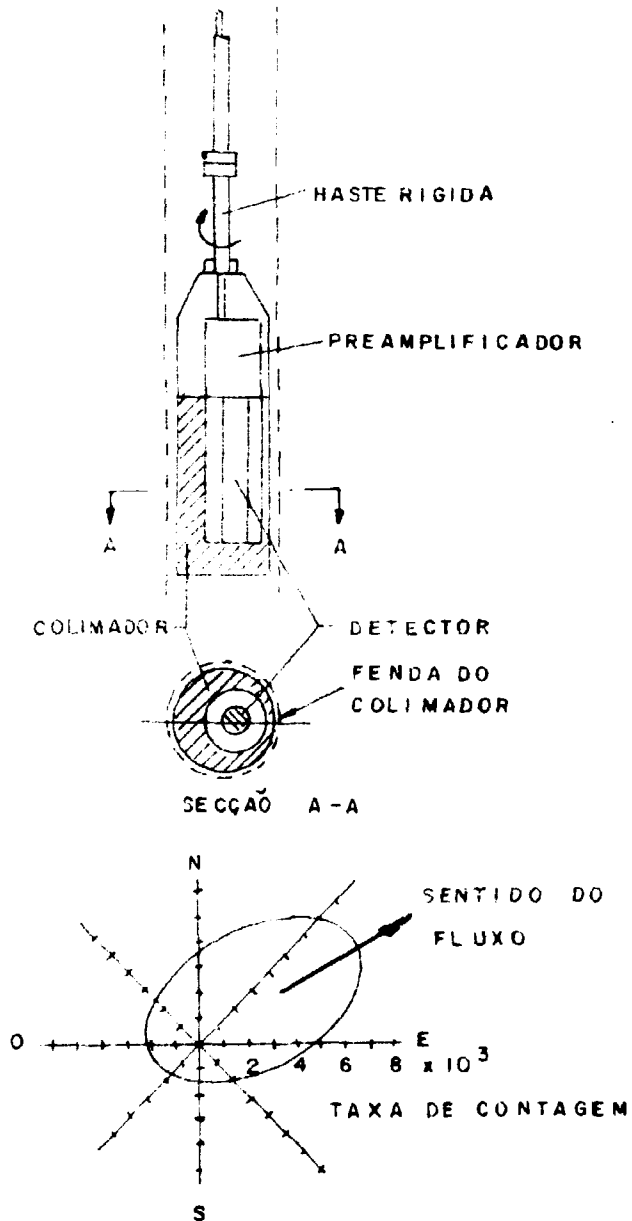


Figura 14

Representação Esquemática da Técnica Utilizada para Medir Fluxos Verticais em Piezômetros, Utilizando Bateria de Detectores.

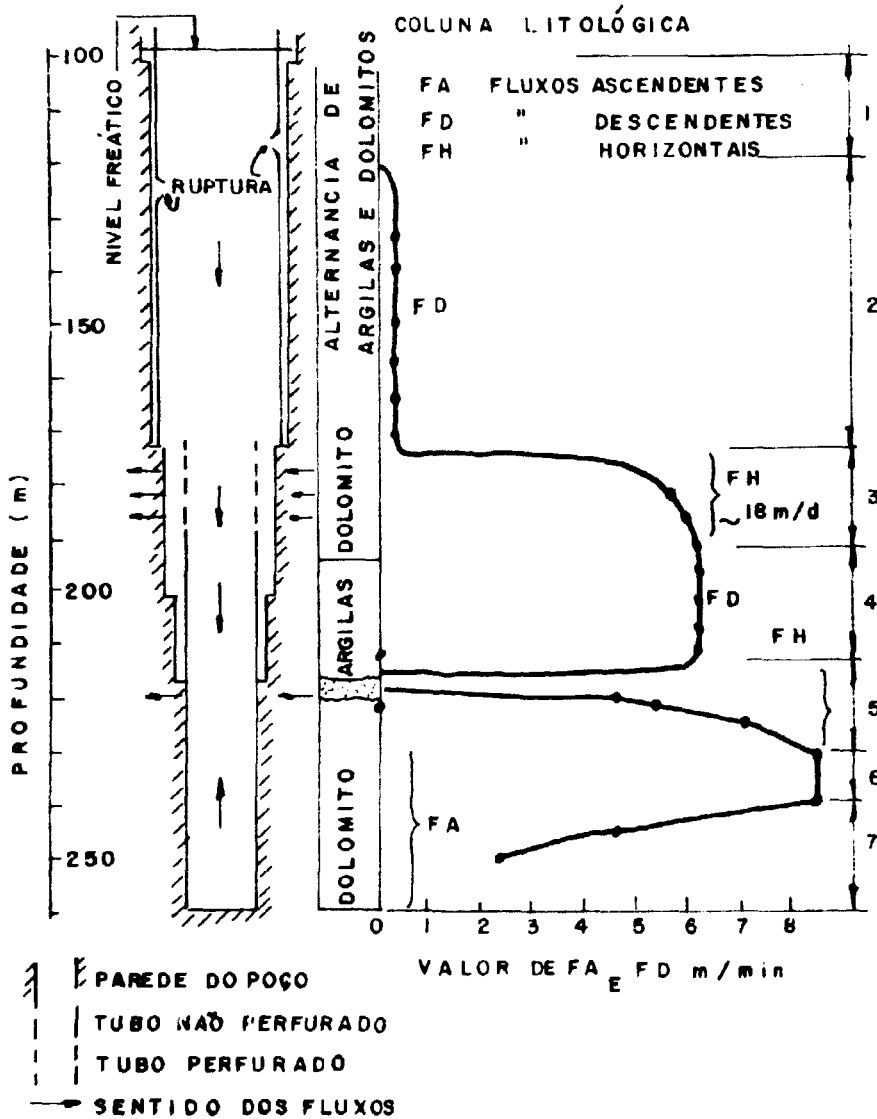


Figura 15

Representação dos Fluxos Encontrados em um Piezômetro

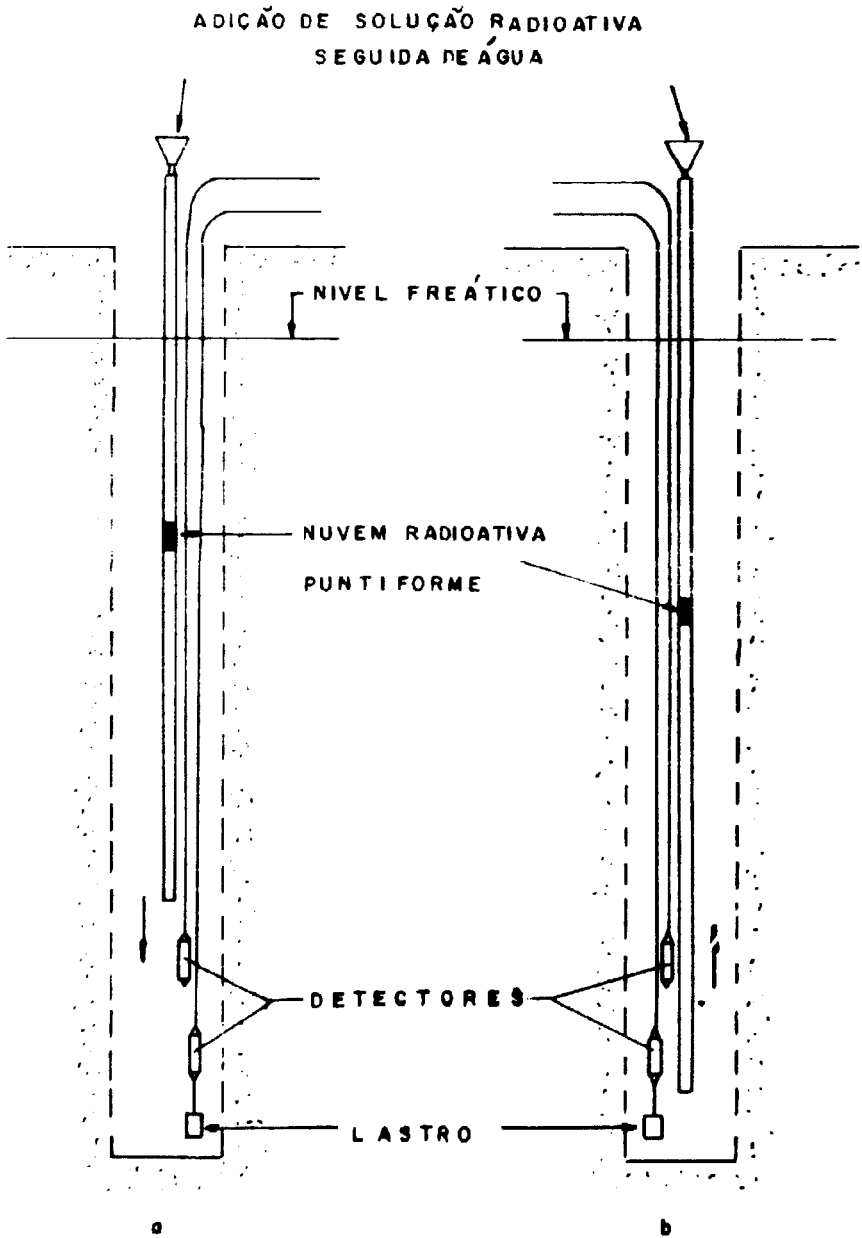


Figura 16

**Representação Esquemática da Técnica Utilizada para Medir a Direção
e Sentido das Águas Subterrâneas**

Recomenda-se utilizar um traçador radioativo que seja facilmente absorvido pelos materiais sólidos do meio e que marcam a parede do piezômetro por longo tempo, na região correspondente à trajetória seguida pelo fluxo d'água. Como traçadores facilmente absorvidos pelo meio utilizam-se com frequência o $^{198}\text{AuCl}_3$, o $^{51}\text{CrCl}_3$, o ^{131}IAg , o ^{32}P na forma de fosfato ou o ^{199}Au na forma de colóide. Entre os traçadores não absorvíveis destacam-se o NH_4 , o ^{82}Br e o Na^{131}I .

Existem várias técnicas para determinar a distribuição do traçador mas, a mais comum é a do detector colimado (mostrada esquematicamente na figura 16) que é introduzido no piezômetro por meio de uma haste rígida. Orienta-se a sonda de medida com movimentos rotacionais da haste, a partir da superfície. A variação da resposta do detector em função da orientação da fenda do colimador proporciona uma curva do tipo representado na figura 16. A posição do máximo dessa curva indica o sentido do fluxo.

ABSTRACT

This report deals with the determination of several aquifer characteristics, primarily in the saturated zone, namely: porosity, permeability, transmissivity, dispersivity, direction and velocity of sub-surface water. These techniques are based at present mainly on artificial radioisotopes utilization.

For each characteristic property the principle of the method and the description of the technique are stated, referring to real cases of application. Comments and critics of the procedure are given focalizing practical use of the technique.

Only field determination of porosity are considered here and their advantage over laboratory measurements which are better representation of volume average, insensibility to local inhomogenities and no distortion of the structure due to sampling.

One of the interesting cases of transmissivity determination is that of a non-separated multilayered aquifer, where standard interference tests do not give the transmissivity of each layer.

The interest in the study of dispersion in porous media stems from water quality problems such as seawater intrusion into aquifers, recharge of surface water into underground storage, waste disposal and pollution of groundwater by infiltration from streams and rivers.

The radioisotope dilution method is used to obtain an independent and direct measurement of the filtration velocity in a water bearing formation under natural or induced hydraulic gradient. The velocity of the flow is usually calculated from Darcy's formula through the measurement of gradients and requires a knowledge of the permeability of the formation. The filtration velocity interpreted in conjunction with other parameters can, under favourable conditions, provide valuable information on the permeability, transmissivity and amount of water moving through an aquifer.

LEITURA RECOMENDADA

- 1 BACHMAT Y & BEAR J The general equations of hydrodynamic dispersion in homogeneous isotropic porous media *J geophys Res* Baltimore **69** 2561 1964
- 2 BAONZA E et alii Aplicacion de la tecnica del pozo unico mediante el marcado de toda la columna piezometrica In INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna *Isotope hydrology 1970 proceedings* Viena 1970 p 695 711
- 3 _____ et alii *Empleo de trazadores radioactivos en los ensayos de bombeo efectuados en la Charca de Marco (Caceres)* Madrid. Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Publicas, 1968 (Informe interno I 1B11/4)
- 4 _____ et alii *Estudio de la naturaleza y comportamiento del acuífero del Rio Algarrobo (Malaga)* Madrid. Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Publicas 1970 (Informe interno I 1B11/8)
- 5 _____ et alii *Estudio sobre la infiltracion y movimiento de aguas subterranas en las proximidades de la presa de Contreras (Cuenca) mediante el empleo de isótopos radioactivos* Madrid. Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Publicas, 1969 (Informe interno I 1B2/5)
- 6 _____ et alii *Estudio sobre el movimiento y edad de las aguas subterranas en el acuífero situado entre Amposta y San Carlos de la Rapita (Tarragona)* Madrid. Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Publicas, 1971 (Informe interno I 1B/18)
- 7 BEAR J & TODD D K *The transition zone between fresh and salt waters in coastal aquifers* Berkeley, Univ California Water Resources Centre, 1960 (Contribution 29)
- 8 BOROWCZYK M et alii Laboratory investigations on the determination of filtration velocity by means of radioisotopes *Atomkernenergie*, München **10** 51 6 1965
- 9 _____ et alii Radioisotope measurements of the ground water flow direction by the single well method *Nukleonika*, Warszawa, **10** 19 33 1965
- 10 _____ et alii Single well pulse technique In INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY Vienna *Isotopes in hydrology proceedings* 1966 Vienna 1967 p 507 19
- 11 DE JOSSELINE DE JONG G Longitudinal and transverse diffusion in granular deposits *Trans Am Geophys Un* Washington, **39**(1) 67 1958
- 12 DROST W et alii *Point dilution methods of investigating ground water flows by means of radioisotopes* Munich. Gesellschaft für Strahlenforschung. Institut für Radiohydrometrie, 1968 (GGR 15)
- 13 GRINBAUM I I Geofizicheskie metody opredelenija filtracionnykh svojstv gornyh porod Moscu Nedra 1965
- 14 GUIZERIX J et alii Appareil par la mesure des vitesses relatives des eaux souterraines par la methode de dilution ponctuelle In INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY Vienna *Radioisotopes in hydrology proceedings in Tokyo, 5 9 March 1963* Vienna, 1963 p 25 35
- 15 HALEVY E & NIR A The determination of aquifer parameters with the aid of radioactive tracers *J geophys Res*, Baltimore **61** 2403 9, 1962

16. HALEVY, E. et alii Borehole dilution techniques: a critical review. In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna *Isotopes in hydrology: proceedings*, 1966, Vienna, 1967 p 531-64
17. HAZZAA, I. B. Single well technique using ^{32}P for determining direction and velocity of groundwater flow. In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna *Isotope hydrology 1970: proceedings*, Vienna, 1970 p 713-24
18. KAUFMANN, W. J. & TODD, D. K. Application of tritium tracer to canal seepage measurements. In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna *Tritium in the physical and biological sciences: proceedings*, 1967, Vienna, 1962, v.1, p 83-94.
19. KLOTZ, D. & MOSER, H. Anwendung radioaktiver Isotope in der Hydrologie 7 Messung kleiner Filtergeschwindigkeiten mit dem Verdünnungsverfahren. *Atomkernenergie*, München, 14(6):423-30, 1969
20. KOCHERIN, O. J. Materialy po vodnym izyskanijam Krium idrometriceskoi otdel apud BAONZA, E. et alii *Empleo de tecnicas isotópicas en el estudio de los acuíferos del Río Algarrobo (Málaga)* Madrid, Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Públicas, Abr.1972. (Informe interno I-IB/32) p 59
21. KOL, C. A. Opredelenie skorosti filtracii produslovovogo potoka *Trudy gos. gidrol. Insti.*, G.dromeoizdat, s.1., 8:62, 1948
22. KNUTSSON, G. & FORSBERG, H. G. Laboratory evaluation of ^{51}Cr -EDTA as a tracer for groundwater flow. In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna *Isotopes in Hydrology: Proceedings*, 1966, Vienna, 1967 p 629-52
23. MAIRHOFER, J. Bestimmung der Stromungsrichtung des Grundwassers in einem einzigen Bohrloch mit Hilfe radioaktiver Elemente *Atompraxis*, Karlsruhe, 9:2-4, 1963
24. MANDEL, S. Hydrogeological field work with radioactive tracers in Israel up to May 1960 apud BAONZA, E. et alii *Empleo de tecnicas isotópicas en el estudio de los acuíferos del Río Algarrobo (Málaga)* Madrid, Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Públicas, Abr. 1972 (Informe interno I-IB/32)
25. MATVEEV, B. K. *Geofiziceskie metody izucenija dvizenija podzemnych* Moscú, Vod Gosgeoltehtizdat, 1965
26. MERCADO, A. Recharge and mixing test at Yavne 2o Well Field. In: TAHAL, Tel-Aviv. *Water planning for Israel Ltd*, Tel-Aviv, 1966 (P. N 611)
27. & HALEVY, E. Determining the average porosity and permeability of a stratified aquifer with the aid of radioactive tracers *Wat. Resour. Res.*, Washington, 2(3):525-31, 1966
28. MOSER, H. & NEUMAIER, F. Nukleare Methoden in der Hydrologie des Bauwesens. In: KONFERENZ über die Strahlungs- und Isotopenanwendung im Bauwesen, Bruselas, Bel., Oct.28, 1970 S. 1, 1972 (EURISOTOP-55) V. 1, p 335-78
29. MÜNCHEN UNIVERSITÄT. Institute für Allgemeine und Angewandte Geologie und Mineralogie *Jahresbericht 1965 der Forschungsstelle für Radiohydrometrie* München, 1966
30. NIEMCZNOWICZ, J. Et alii Sonda radio-graficzna do oznaczania kierunków filtracji wód gruntowych. *Nukleonika*, Warszawa, 13:461-4, 1958

31. OGILVI N A Elektrolitskij metod opredelenija skorostej filtracii apud BAONZA, E et alii *Empleo de tecnicas isotopicas en el estudio de los acuíferos del Rio Algarrobo (Málaga)* Madrid, Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Publicas Abr 1972. (Informe interno I IB/32) p.59
32. SHEIDEGGER A E *The physics of flow through porous media* New York, Macmillan, 1960.
33. SCHWARZ, J Recharge and mixing investigations at Hot Hacarmel Well Field In: TAHAL Tel Aviv *Water Planning for Israel Ltd* Tel Aviv, 1963. (P N 294)
34. SHAMIR, U Y & HARLEMAN, D R F Numerical solutions for dispersion in porous media. *Wat. Resour. Res.* Washington, 3:557, 1967.
35. STERNAU, R. et alii. Radioisotope tracers in large scale recharge studies of groundwater. In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna. *Isotopes in hydrology: proceedings 1966* Vienna, 1967. p.489-505.
36. TODD, D. K *Ground water: handbook of applied hydrology* New York, Mcgraw-Hill, 1964, Sec. 13.
37. _____ *Groundwater hydrology* New York, Wiley, 1959.
38. WIEBENGA, W A et alii Radioisotopes as ground water tracers *J Geophys Res.* Baltimore, 72:4081, 1967.
39. WURZEL, P & Ward, P R B A simplified method of ground-water direction measurement in a single borehole. *J Hydrol.* Hamilton, N. Z. , 3:97, 1965

