

## Avaliação da Recarga Subterrânea Através da Variação do Nível Potenciométrico no Aquífero Dunas/Paleodunas, Fortaleza, Ceará

Sônia Maria Silva Vasconcelos  
Departamento de Geologia – UFC  
smaria@ufc.br

Recebido: 30/03/04 revisado: 04/01/04 aceito: 03/06/05

---

### RESUMO

Não existem metodologias para avaliação de recarga aplicáveis de forma genérica em diferentes áreas, ou seja, uma metodologia que apresenta bons resultados em uma certa área pode não apresentar resultados satisfatórios em outra área com características diferentes. Além disso, implicações práticas significativas conduzem à incerteza relativa a se os resultados obtidos em cada procedimento são extrapoláveis a uma área maior que a área observada. No presente trabalho, foi utilizado o método da medida direta da variação do nível potenciométrico através do monitoramento de nível estático em seis poços de observação. A recarga calculada no ponto de monitoramento foi regionalizada utilizando o critério L para o cálculo da recarga total, considerando o zoneamento da superfície potenciométrica.

A área de estudo está situada na porção nordeste do município de Fortaleza, Ceará. Seu regime climático é marcado por um período seco, de julho a dezembro, e um úmido, de janeiro a junho. A precipitação anual média é cerca de 1500 mm com temperaturas médias mensais variando entre 26,1 e 27,5°C. O sistema aquífero é constituído por sedimentos quaternários: dunas, paleodunas e aluviões. Estas unidades foram consideradas como um sistema único para efeitos de regionalização da estimativa de recarga.

Os resultados conduziram aos volumes de recarga anual 6590000 m<sup>3</sup>; 4040000 m<sup>3</sup> e 1200000 m<sup>3</sup> respectivamente para os anos de 1996, 1997 e 1998, considerando uma área total de 16,77 km<sup>2</sup> disponível para recarga.

**Palavras-chave:** recarga subterrânea, aquífero, nível potenciométrico.

---

### INTRODUÇÃO

Recarga subterrânea é usualmente considerada como um processo de movimento de água que atinge a zona saturada sob forças gravitacionais, ou em uma direção específica por condicionamento hidráulico. De forma geral, recarga subterrânea é considerada como a quantidade de água que contribui para aumentar a reserva subterrânea permanente ou temporária de um aquífero, e, no caso da reserva temporária, é considerada como reserva reguladora ou renovável, que pode ser considerada como reserva explorável.

A recarga de água subterrânea pode ocorrer naturalmente de precipitação, rios, canais e lagos, e como um fenômeno induzido pelo homem através de atividades de irrigação e urbanização. O volume de água adicionado ao aquífero, por percolação vertical diretamente da precipitação através da zona não saturada, é designado como recarga direta. O volume de água que percola até o aquífero advindo das demais fontes acima mencionadas recebe a designação de recarga indireta.

A diversidade de fatores de influência na avaliação da recarga e a dificuldade de quantificação e controle de alguns destes fatores para determinação de seu nível de influência no processo exige a utilização de mais de um método para sua estimativa.

Na bibliografia especializada encontra-se uma grande variedade de procedimentos para estimativa da recarga subterrânea dependendo do número e do tipo de fontes de recarga consideradas.

Lerner (1990) individualizou cinco tipos de fontes e agrupou os métodos de estimativa em cinco grupos. Foram individualizadas as seguintes fontes: precipitação, rios, fluxos interaquíferos, irrigação e recarga urbana. Os métodos foram agrupados da seguinte forma: medidas diretas, balanço hídrico, aproximações Darcinianas, técnicas que utilizam traçadores e outros métodos (onde estão incluídos os métodos empíricos). Na realidade, esta sistematização não fornece contribuições significativas porque o fato é que a complexidade inerente ao processo de recarga sempre gerará incertezas em quaisquer métodos utilizados e, nenhum dos métodos irá

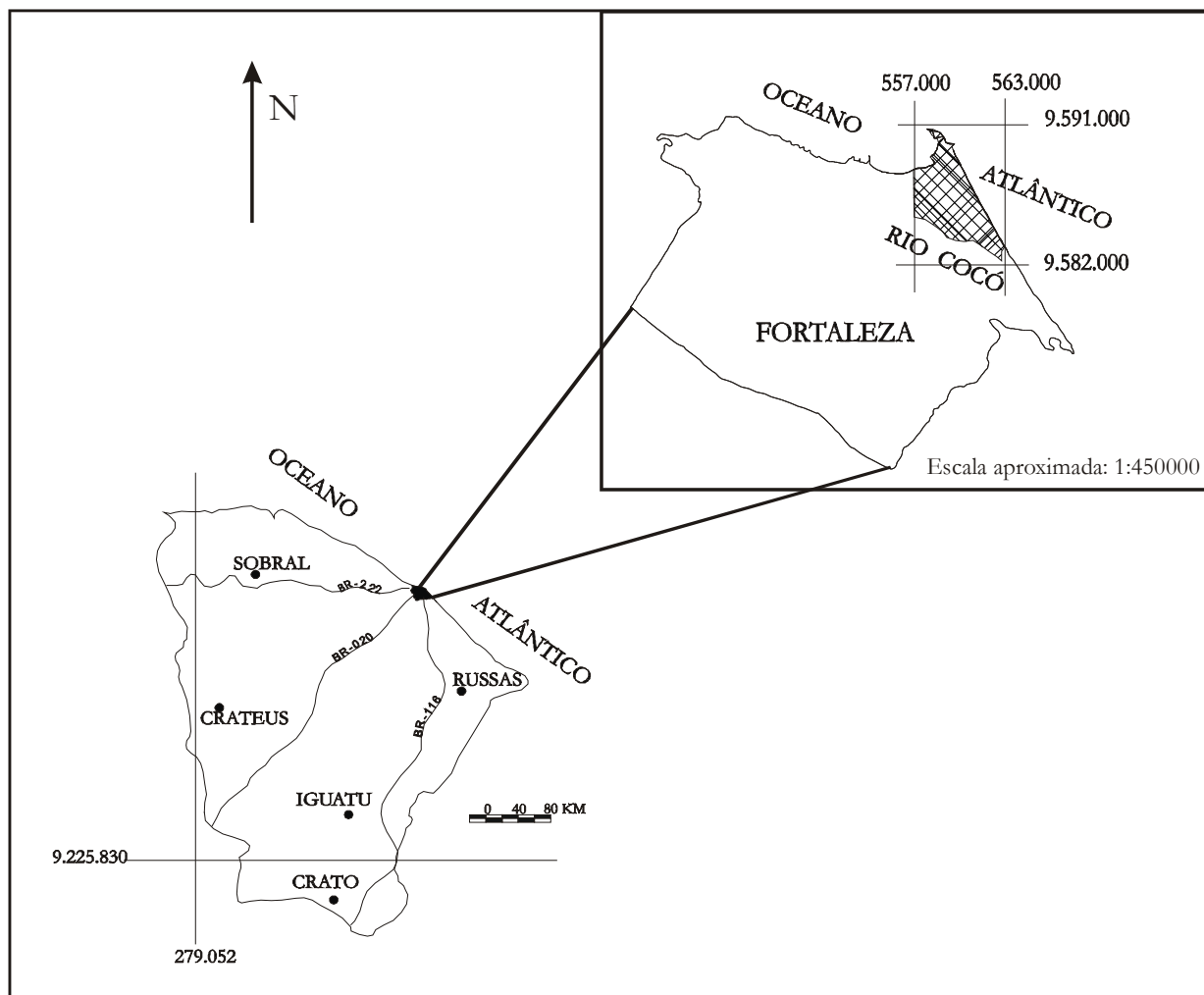


Figura 1 – Localização da área.

satisfazer os requisitos exigidos para sua qualificação como um bom método.

Na prática, a questão principal é a escolha do método a ser adotado na estimativa da recarga subterrânea. Esta escolha depende, em princípio, dos objetivos a serem atingidos que estão diretamente relacionados com o nível de exigência, no que se refere à precisão dos resultados, e com a dimensão do sistema envolvido. A seguir vêm as características climáticas a que este sistema está submetido e o número de fontes de recarga a ser considerado.

O método do balanço hídrico é amplamente utilizado porque exige dados facilmente disponíveis, considera apenas a recarga direta e estima a água que infiltra, restando determinar a quantidade de água que atravessa a zona não saturada. No método de variação do nível potenciométrico se tem

uma observação direta da resposta do aquífero à recarga, que pode englobar outros tipos de fonte de recarga além da precipitação pluviométrica. Através do monitoramento do nível hidrostático a recarga é inferida a partir das variações de nível observadas, considerando as características do aquífero.

Neste artigo, aborda-se este último método. O sistema considerado é o aquífero Dunas/Paleodunas, que é formado por depósitos eólicos, com altitude variando entre 0,58 e 64,37 m em relação ao nível do mar, situado na região litorânea do Município de Fortaleza, Estado do Ceará, Brasil (Figura 1). Este sistema é constituído de areias com diâmetro efetivo de 0,17 mm e coeficiente de uniformidade de 2,12, portanto, trata-se de uma areia muito uniforme. A área considerada para avaliação da recarga deste aquífero é de 20,94 km<sup>2</sup>.

Para avaliação da recarga foram monitorados seis poços com medidas mensais de nível estático (NE), durante três anos, de 1996 a 1998.

## MÉTODO DA VARIAÇÃO DO NÍVEL POTENCIOMÉTRICO

O fluxo subterrâneo pode ser tratado de uma forma matematicamente sofisticada utilizando as equações de fluxo de água subterrânea em aquíferos livres que podem ser resolvidas através de soluções numéricas e analíticas para diferentes condições de contorno.

Com as suposições usuais de fluxo estacionário (Todd, 1959), existem duas formas básicas que expressam a relação entre o potencial hidráulico  $h(x,y)$  e a recarga  $q(x,y)$ . A forma mais geral é a equação integral:

$$h(x,y) = Aq(x,y) \int_{\Omega} H(x,\xi,y,\eta) T(\xi,\eta) d\xi d\eta \quad (1)$$

onde  $A$  é o operador integral e  $H$  uma função “kernel”, a função de Green em duas dimensões (Butkov, 1978).

O “kernel”  $H$  depende das condições de contorno, que nem sempre são bem definidas para um aquífero. O domínio  $W$  é também duvidoso porque um aquífero é parte de um ambiente natural e é difícil determinar onde os limites de integração devem ser escolhidos.

O operador inverso, diferencial,  $A^{-1}$  dispensa as condições de contorno, e permite que as derivadas da transmissividade sejam explicitadas:

$$q(x,y) = A^{-1}h(x,y) = \frac{\partial}{\partial x} \left[ T \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ T \frac{\partial h}{\partial y} \right] = T \nabla^2 h + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2)$$

Esta expressão sugere que a recarga pode ser calculada por operações diferenciais sobre medidas de potenciais  $h(x,y)$  e transmissividades  $T(x,y)$ . A instabilidade numérica da diferenciação e o fato de que, em geral, o potencial hidráulico e a transmissividade são conhecidos somente em poucos pontos exigem aproximações consideráveis para a utilização do modelo inverso. Allison (1988) analisou alguns procedimentos de solução afirmando que o método das diferenças finitas deve ser usado com cautela.

Quando se deixa o estado estacionário, ou seja, quando se consideram as variações de nível

d'água com o tempo, a estimativa da recarga subterrânea a partir das flutuações de nível também pode ser efetuada utilizando as equações diferenciais de fluxo subterrâneo. Evidentemente, qualquer um dos procedimentos a ser utilizado na solução das equações diferenciais exigirá informações que nem sempre estarão disponíveis. Porém, existe uma outra forma de tratamento do problema que utiliza informações qualitativas no local de recarga (Johanson, 1987).

Em condições de estado estacionário, o nível hidrostático é uma função da quantidade de recarga, da transmissividade do aquífero e de sua geometria. Em estado não estacionário, as propriedades de retenção do meio aquífero devem ser consideradas. De uma forma bastante simples, considerando uma certa área  $A$ , se a variação na espessura saturada em um certo período  $\Delta t$  é  $\Delta h$ , a recarga é a própria variação no armazenamento,  $\Delta S$ , que, em unidade de volume, pode ser estimada como:

$$\Delta S = S_y \Delta h \times A + Q_a \Delta t \quad (3)$$

onde  $S_y$  é a porosidade específica e  $Q_a$  é o fluxo subterrâneo, ou seja, é o volume de água que flui por gradiente de carga hidráulica em um intervalo de tempo  $\Delta t$ .

Desprezando o fluxo subterrâneo, a recarga por unidade de área será:

$$\Delta S = S_y \Delta h \quad (4)$$

A porosidade efetiva é um termo bastante importante neste procedimento de determinação de recarga, na medida em que é utilizada para transformar uma variação de nível hidrostático de um aquífero livre em uma variação equivalente do armazenamento de água neste aquífero.

## REGIONALIZAÇÃO DA RECARGA SUBTERRÂNEA

Allison e Peck (1989) propuseram um método prático e simplificado utilizando a teoria de escala. Esta teoria permite a extensão da estimativa de recarga obtida em uma pequena parte de um aquífero, analisada em detalhe, para uma parte maior do mesmo aquífero. Este método segue uma idéia análoga a apresentada por Peck et al. (1977) quando estabeleceu o fator de escala para a condutividade hidráulica,  $a_k$ :

$$a_k = a_p^2 \quad (5)$$

onde,  $a_p$  é o coeficiente escalar da dimensão dos poros, isto é, a transformação de coordenadas do meio poroso.

Sejam duas áreas de recarga, uma com coordenadas  $x$  e  $y$  e outra com coordenadas  $x_1$  e  $y_1$  que são relacionadas através dos coeficientes de escala  $a_x$  e  $a_y$ , enquanto a transmissividade é escalada pelo coeficiente  $a_T$ , o potencial hidráulico pelo coeficiente  $a_h$ , e a recarga pelo coeficiente  $a_q$ :

$$\begin{aligned} x &= a_x \cdot x_1 & y &= a_y \cdot y_1 & q &= a_q \cdot q_1 \\ h &= a_h \cdot h_1 & T &= a_T \cdot T_1 \end{aligned} \quad (6)$$

Sabe-se que a transmissividade é espacialmente variável e supor que a função transmissividade na área de recarga será simplesmente um múltiplo da transmissividade em pequena escala não é uma hipótese realística, mas está na mesma categoria do conceito de “média similar” (Allison, 1977, apud Allison, 1988).

O conceito de “média similar” foi introduzido na literatura por E. E. Miller e R. D. Miller (1955), e R. D. Miller e E. E. Miller (1955), cujos trabalhos induziram vários estudos posteriores. Para a média similar, a geometria interna do meio difere somente pela característica tamanho. O meio deveria ser constituído de material granular apresentando a mesma porosidade e a mesma distribuição relativa de partículas e poros (Warrick et al. 1977).

Com o objetivo de determinar o coeficiente de escala  $a_q$  para a recarga em função dos demais coeficientes para os outros parâmetros do sistema, será utilizada a equação (02). Substituindo as derivadas de  $T$  e  $h$ , tem-se:

$$\begin{aligned} q &= T \left[ \frac{1}{a_x^2} \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial x_1^2} + \frac{1}{a_y^2} \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial y_1^2} \right] + \frac{1}{a_x^2} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_1} \frac{\partial h}{\partial x_1} + \\ &+ \frac{1}{a_y^2} \cdot \frac{\partial T}{\partial y_1} \frac{\partial h}{\partial y_1} \end{aligned} \quad (7)$$

Aceitando a hipótese da isotropia do sistema,  $a_x = a_y = a_p$ , os fatores de escala dos diferentes parâmetros serão independentes da posição, portanto, a equação (07) torna-se:

$$a_q q_1 = \frac{a_T a_h}{a_p^2} \left[ T_1 \cdot \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 h_1}{\partial y_1^2} \right) + \frac{\partial T_1}{\partial x_1} \cdot \frac{\partial h_1}{\partial x_1} + \frac{\partial T_1}{\partial y_1} \cdot \frac{\partial h_1}{\partial y_1} \right] \quad (8)$$

A base da teoria hidráulica de escala é a suposição de que as equações que regem um fenômeno natural não variam com a escala. Portanto, a equação (02) é mantida para quantidades escaladas, conseqüentemente, o termo entre colchetes da equação (08) deve ser igual a  $q_1$ , e então:

$$a_q = \frac{a_T \cdot a_h}{a_p^2} \quad (9)$$

Isto permite a determinação do coeficiente de escala da recarga a partir dos valores escalados da transmissividade e do nível potenciométrico considerando a escala horizontal.

O problema de comparação de recargas estimadas em diferentes escalas pode ser facilitado pela introdução do “critério L de recarga escalada” (Allison op. cit.):

$$L = \frac{a_q \cdot a_p^2}{a_T \cdot a_h} \equiv 1 \quad (10)$$

Como a área de recarga é um termo de grande importância na estimativa de recarga, torna-se mais prático escrever o critério L como:

$$L = \frac{a_q \cdot A}{a_T \cdot a_h} \equiv 1 \quad (11)$$

onde,  $a_A = a_p^2$  é a escala da área de recarga.

Na maioria dos casos práticos, o critério L pode ser usado para determinar o fator de escala de recarga,  $a_q$ , supondo que a teoria de escala é aplicável. Se uma recarga conhecida  $q$  em uma pequena parte da área de recarga onde  $h$  e  $T$  são conhecidos, usando a teoria de escala, a recarga natural  $q_1$ , em uma área maior  $A_1$  onde  $h_1$  e  $T_1$  são conhecidos, pode ser estimada por substituição das fórmulas de coeficientes de escala no critério L:

$$\frac{qA}{Th} = \frac{q_1 A_1}{T_1 h_1} \quad (12)$$

Esta dedução matemática exige similaridade da forma das áreas  $A$  e  $A_1$  e similaridade de dependência espacial entre  $T$ ,  $T_1$  e  $h$ ,  $h_1$ , condições que muito dificilmente poderão ser encontradas em situações práticas. No entanto, esta fórmula pode ser utilizada para estimativa prática da recarga reescala-

da desde que se tenha a plena consciência de que os resultados são somente aproximados.

A igualdade da equação (12) pode ser utilizada para aquíferos similares e para um mesmo aquífero a razão  $qA/Th$  será constante. Este número, denominado de RATH *recharge responsivity* é um parâmetro adimensional do aquífero que combina suas características mais importantes e corresponde à resposta à recarga, tendo um significado análogo ao da impedância em eletricidade.

### ESTIMATIVA DA RECARGA

Considera-se que a recarga,  $q$ , corresponda àquela resultante da medida da variação do nível estático,  $\Delta h$ , registrada através da leitura direta nos poços de observação, ou seja, o volume de água adicionado ao aquífero como um todo será:

$$q = \Delta h A S_y \quad (13)$$

onde  $A$  é a área total disponível para infiltração e  $S_y$  a porosidade efetiva do aquífero.

Esta é uma simplificação da expressão de variação do armazenamento subterrâneo onde está sendo considerada apenas a contribuição direta de precipitação como única fonte de recarga. Não estão sendo consideradas as contribuições devidas ao fluxo subterrâneo natural nem a recarga devida a outras fontes (Vasconcelos, 1999).

Considerando uma célula de 1 m<sup>2</sup> de área, a recarga será:

$$q = \Delta h S_y \quad (14)$$

As leituras efetuadas de forma sistemática registraram a ascensão do nível estático em seis poços de observação (P7, P8, P9, P13, P14, P15) da bateria situada na Área 3 (Figura 2) nos anos de 1996, 1997 e 1998.

A porosidade efetiva foi estimada usando a equação de Biecinski (Pazdro, 1983, In: Alvarez e Niedzielski, 1996):

$$S_y = 0,117\sqrt{K} \quad (15)$$

A condutividade hidráulica ( $K$ ) foi obtida a partir de testes de produção realizados nos poços na época de sua construção. Nesta fórmula, a condutividade hidráulica deve ser expressa em m/dia. Usando os valores médios de variação de potencial registrados nos poços de observação para cada um dos anos de observação e o valor obtido de  $S_y =$

19,5%, têm-se os valores obtidos para a recarga ( $q$ ) apresentados na Tabela 1.

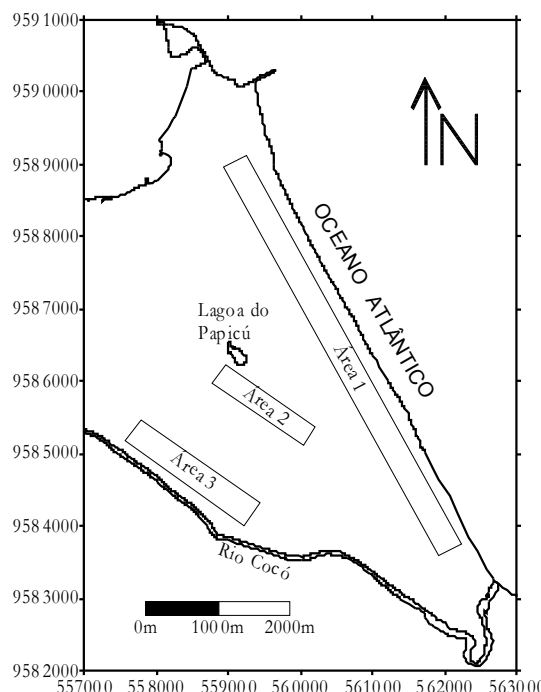


Figura 2 – Posicionamento das baterias de poços.

Tabela 1 – Planilha de avaliação da recarga direta para uma área unitária (1 m<sup>2</sup>) na área de observação.

Ano	Período	h (m)						$\Delta h$ (m)	Q (m <sup>3</sup> )
		P7	P8	P9	P13	P14	P15		
1996	FEV-MAR	0,33	0,37	0,45	0,62	0,44	0,42	0,44	0,086
1997	MAR-MAI	0,25	0,24	0,31	0,34	0,23	0,27	0,27	0,053
1998	JAN-ABR	0,09	0,10	0,06	0,07	0,09	0,05	0,08	0,016

### AVALIAÇÃO DA RECARGA TOTAL

A regionalização da recarga é um recurso que visa atender necessidades práticas de hidrólogos com uma forma simples de estimar a recarga para uma área de um sistema aquífero a partir de dados obtidos em uma pequena parte deste sistema.

Mesmo partindo-se da hipótese de que o sistema aquífero é homogêneo no que se refere à porosidade efetiva e condutividade hidráulica, sabe-se que a recarga assimilada por este sistema é variável em função da posição, tendo em vista que a “transmissividade” e a carga hidráulica assumem valores

diferenciados para diferentes posições. Desta forma, a estimativa de recarga exige a consideração de hipóteses simplificadoras tornando qualquer avaliação quantitativa vulnerável a questionamentos.

A avaliação aqui apresentada estabelece considerações simplificadoras, sem as quais seria impossível chegar-se a qualquer avaliação quantitativa da recarga direta para toda a área de estudo.

No que se refere à “transmissividade”, sabe-se que a regionalização por um simples fator de escala pode se distanciar da realidade. Apesar da constatação de variações dentro do sistema, as informações relativas a este parâmetro não são suficientes para efetuar um zoneamento de regiões diferenciadas. Optou-se, então, pelo estabelecimento de um único valor para toda a área.

O valor adotado é resultante da análise de ensaios de bombeamentos realizados em três baterias de poços localizadas em diferentes posições na área de observação. A Figura 3 apresenta os histogramas de Transmissividade resultantes da análise dos ensaios de bombeamento, onde foi utilizado o método da recuperação de Theis/Jacob. O valor adotado foi o valor médio da classe de maior frequência, 0,0028 m<sup>2</sup>/s. Este é um valor, talvez, demasiadamente prudente, pois desconsidera completamente os valores de alta transmissividade verificados especialmente na área 1, no entanto, consideramos que este é o valor representativo.

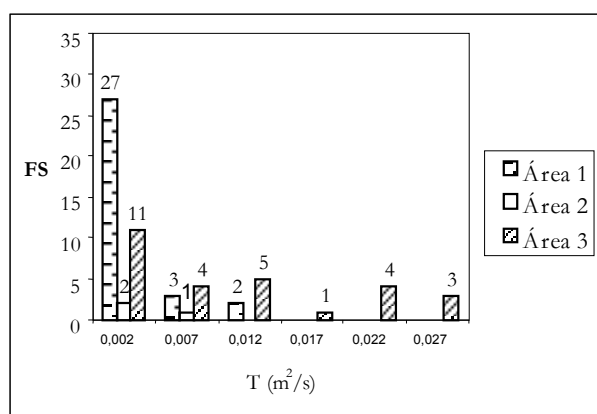


Figura 3 – Histograma de frequência simples (FS) de transmissividades determinadas na área.

Com relação ao potencial hidráulico, foi gerado um mapa potenciométrico através de procedimento de interpolação por krigagem, usando potenciais observados em 114 poços distribuídos na área de estudo. No mapa potenciométrico (Figura 4) observam-se duas regiões bem distintas: uma mo-

nótona, com potenciais variando entre 0 e 10 metros e outra, correspondente a um cordão de dunas paralelo ao litoral, com potenciais variando entre 10 e 45 metros. Esta área, potencialmente mais favorável à assimilação de recarga, foi avaliada em 5 km<sup>2</sup>.

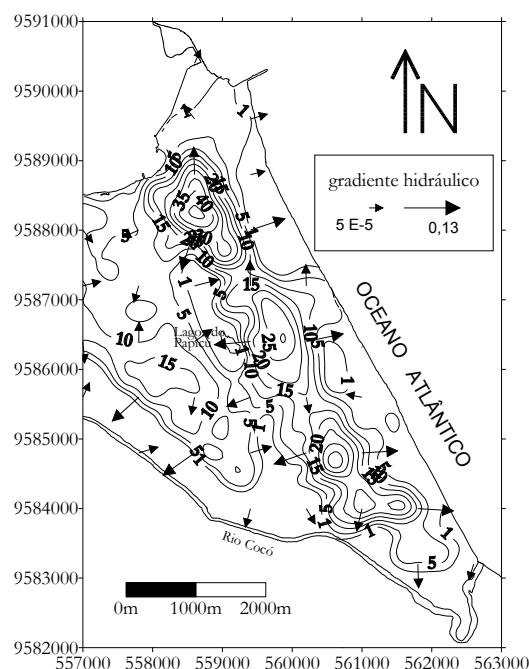


Figura 4 – Mapa de linhas isotenciais com vetores indicando direção e sentido do fluxo subterrâneo.

Para efeito de avaliação da recarga total, de toda a área considerada, precisamente 20,94 km<sup>2</sup>, foram subtraídas as áreas com potenciais inferiores a zero que totalizam uma extensão de 4,17 km<sup>2</sup>, restando 16,77 km<sup>2</sup>. No cálculo, foram consideradas três classes de áreas correspondentes aos potenciais entre 0 e 10 m, entre 10 e 20 m e superiores a 20 m (Figura 5). Para a primeira área foi utilizado o potencial de 5 m, onde foram considerados os valores de recarga calculados a partir da diferença de potencial média registrada nos poços de observação. Para a segunda área foi considerado o valor de 15 m e para a terceira o valor de 25 m.

Desta forma, usando o critério L para avaliação de recarga, pôde-se estimar a recarga em cada uma destas regiões, para uma área unitária de 1m<sup>2</sup>, através da equação 12 utilizando para T<sub>1</sub> o valor médio da classe de maior frequência (Figura 3) e para T o valor médio obtido para a área 3: 0,00627 m<sup>2</sup>/s, onde estão situados poços observados, sobre a linha de potencial hidráulico de 1 m:

$$q_1 = \frac{0,0028}{0,00627} \frac{A}{A_1} \frac{h_1}{1} q \quad (16)$$

A tabela 2 mostra os valores da recarga  $q$  calculada por uma área unitária, a variação de potencial  $\Delta h$  prevista, considerando a porosidade efetiva da área 3 (19,5 %) e a recarga total  $q_T$  nas áreas diferenciadas. Desta forma, chega-se a uma estimativa da recarga total para toda a área de estudo em cada um dos três anos de observação.

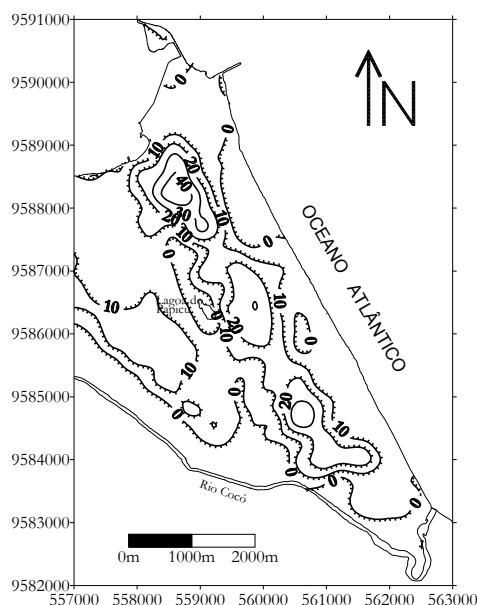


Figura 5 – Mapa mostrando o zoneamento das áreas diferenciadas pelo potencial hidráulico.

## CONCLUSÕES

A compreensão do processo de recarga de água subterrânea assume uma importância crítica para o gerenciamento de sistemas subterrâneos. A literatura registra os enormes esforços que têm sido aplicados no sentido de compreender, em sua totalidade, o processo de recarga por infiltração direta para estimar a quantidade de recarga a partir de dados de precipitação. No entanto, a determinação exata da recarga direta, certamente, ainda deverá ser tema de futuras pesquisas a serem desenvolvidas. Um requisito básico para investigação é o monitoramento contínuo durante um período de tempo suficientemente longo para detectar o nível de influência das inúmeras variáveis envolvidas.

Ao nível do conhecimento atual, a proposta de definir um modelo para estimativa da recarga subterrânea exequível com baixa disponibilidade de

dados se constitui numa contribuição à gestão dos recursos hídricos.

Tabela 2 – Valores estimados para a recarga direta  $q$ , e valores de variação potenciométrica  $\Delta h$  previstos para as regiões de potenciais hidráulicos: 5, 15 e 25 m.

### a) 1996

h(m)	q(mm)	$\Delta h$ (m)	Área (km <sup>2</sup> )	$q_T$ (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
1	85,80	0,44		
5	191,58	0,98	10,24	1,96
15	574,74	2,95	4,21	2,41
25	957,89	4,91	2,32	2,22
Total			16,77	6,59

### b) 1997

h(m)	q(mm)	$\Delta h$ (m)	Área (km <sup>2</sup> )	$q_T$ (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
1	52,65	0,27		
5	117,56	0,60	10,24	1,20
15	352,68	1,81	4,21	1,48
25	587,80	3,01	2,32	1,36
Total			16,77	4,04

### c) 1998

h(m)	q(mm)	$\Delta h$ (m)	Área (km <sup>2</sup> )	$q_T$ (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
1	15,60	0,08		
5	34,83	0,18	10,24	0,35
15	104,50	0,53	4,21	0,45
25	174,16	0,89	2,32	0,40
Total			16,77	1,20

Neste sentido, serão destacados alguns aspectos considerados de maior importância para abordagem do tema estimativa da recarga de aquíferos livres, aspectos estes, conseqüentes das observações realizadas no sistema dunas/paleodunas do município de Fortaleza-CE, e da análise apresentada neste trabalho com relação à regionalização da recarga.

A variação espacial da recarga subterrânea está associada a transmissividade do aquífero e à carga hidráulica, e a variação temporal está associada à disponibilidade de água.

As transmissividades dos aquíferos são espacialmente variáveis e, é claro que a condição de que a função transmissividade na versão escalada da área de recarga seja simplesmente um múltiplo da transmissividade em escala menor, é bastante irreal. A idéia era verificar a variação espacial da transmissividade do aquífero, porém a distribuição espacial de valores conhecidos para a transmissividade não

permitiu o traçado de isolinhas, como foi feito para a carga hidráulica.

No entanto, considera-se que o critério L possibilita a avaliação da variabilidade espacial da recarga. O cálculo da recarga total aqui apresentado poderia melhorar sua precisão com o aumento da densidade de pontos de observação da carga hidráulica e determinação da transmissividade do meio aquífero, o que reduziria as simplificações aqui adotadas, no que se refere à variabilidade espacial destes parâmetros.

No que se refere à gestão de água, para a determinação de recursos hídricos subterrâneos disponíveis o interesse está, geralmente, na quantidade de recarga total (recarga como sendo a reserva renovável ou reguladora) e sua variabilidade espacial e temporal, porque a otimização de uso do recurso depende da distribuição tanto espacial quanto temporal. Porém, a estimativa desta recarga para fins de tomada de decisão no que se refere à gestão dos recursos hídricos, além da dificuldade inerente à complexidade intrínseca do próprio processo, passa pela dificuldade da escassez e/ou do grau de confiabilidade dos dados, de modo que uma estimativa plenamente confiável ainda é uma utopia.

Este procedimento de regionalização da recarga usando a teoria de escala permite uma estimativa facilmente aplicável. Esta vantagem supera as considerações de simplificação.

## REFERÊNCIAS

- ALLISON, H., 1988. *The principles of inverse modelling for estimation of recharge from hydraulic head*, In: Simmers, I. *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, Dordrecht: D. Reidel. p. 271-282.
- ALLISON, H.J., PECK, A.J., 1989. *Hydraulic scaling theory in recharge estimation*, In: *Symposium on Groundwater Recharge*, Mandurah, Proceedings ...: Sharma, M.L., A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, p. 57-67.
- ALVAREZ, R.H., NIEDZIELSKI, H., 1996. *Estimacion de la recarga en la subcuenca Rio de las Avenidas Pachuca Hidalgo México*. In: *Congresso Latino-americano de Hid. Sub.*, 3, México, 1996. *Anais do 3o Congresso Latino-americano de Hid. Sub.*, México: ALHSUD. p. 35-46.
- BUTKOV, E., 1978. *Física matemática*. Rio de Janeiro: Guanabara, 725 p.
- JOHANSSON, P.-O., 1987. *Estimation of Groundwater Recharge in Sandy Till with two Different Methods Using Groundwater Level Fluctuations*, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 90, p. 183-98.

- LERNER, D.N., ISSAR, A.S., SIMMERS, I., 1990. *Groundwater recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. Hannover, Germany: Heire (International Contributions to Hydrogeology, v. 8), 326 p.
- MILLER, E.E., MILLER, R.D., 1955a. *Theory of capillary flow, I, Practical implication*, *Soil Sci Soc. Amer. Proc.*, v. 19, p. 267-271.
- MILLER, R.D., MILLER, E.E., 1955b. *Theory of capillary flow, II, Experimental information*, *Soil Sci Soc. Amer. Proc.*, v. 19, p. 271-275.
- PAZDRO, Z., 1983. *Hydrogeologia Ogólna*, W.G. Warszawa, p. 575.
- PECK, A.J., LUXMOORE, R.J., STOLZY, J.L., 1977. *Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modelling*. *Water Resources Research*, v. 13, p. 348-354.
- TODD, D.K., 1959. *Hidrologia de Águas Subterrâneas*, New York: Copyright John Wiley & Sons, São Paulo, Editora Edgard Blücher LTDA, 319p.
- VASCONCELOS, S.M.S., *Recarga do Aquífero Dunas/paleodunas, Fortaleza-CE*. Tese de Doutorado, IGC, USP, São Paulo, 1999.
- WARRICK, A.W., MULLEN, G.J., NIELSEN, D.R., 1977. *Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept*, *Water Resources Research*, v. 13, n. 2, p. 355-362.

*Evaluation of groundwater recharge through potentiometric level variation of the dunas/paleodunas aquifer, Fortaleza, Ceará*

## ABSTRACT

*There are no methods to evaluate recharge that can be generally applied to different areas because we must consider the characteristics of each area. Moreover, meaningful practical implications lead to uncertainty as to the results obtained in each procedure, if they cover a larger area than the one observed. The method used in this study was the direct measurement of the potentiometric level variation by monitoring the static level in six observation wells. The recharge calculated at the monitoring point was regionalized using criterion L to calculate total recharge, considering the zoning of the potentiometric surface. The area studied is located on the northeastern side of the municipality of Fortaleza, state of Ceará, Brazil. The climatic conditions are a dry period from July to December and humid from January to June. The average annual precipitation is about 1500mm with monthly average temperatures ranging from 26.1 to 27.5°C. Quaternary sediments form the aquifer system: dunes, paleo-dunes and alluvium, considered a unique system for the purpose of*



*regionalizing the recharge estimations. The results led to the volumes of 6590000 m<sup>3</sup>, 4040000 m<sup>3</sup> and 1200000 m<sup>3</sup> for the years 1996, 1997 and 1998 respectively, in a 16.77Km<sup>2</sup> area.*

*Key-words: groundwater recharge; potentiometric level.*