

# MODELO EMPÍRICO PARA ESTIMATIVA DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA UTILIZANDO DADOS GRANULOMÉTRICOS

Empirical model to determine hydraulic conductivity using grain-size data

Elias Hideo Teramoto\*

Miguel Angel Alfaro Soto\*\*

Chang Hung Kiang\*\*

Marco Aurélio Zequim Pedé\*\*

Eliana Pereira Martins\*\*

**RESUMO** – Diversos modelos foram propostos para estimar valores de condutividade hidráulica por meio da distribuição granulométrica de sedimentos/solos. No entanto, estas relações são aplicáveis a amostras com atributos específicos. Este trabalho demonstra a aplicabilidade da regressão múltipla para estabelecer relações empíricas entre o tamanho dos grãos e a condutividade hidráulica (mensurada por meio dos testes de *slug*) de sedimentos, em um aquífero litologicamente heterogêneo. Os sedimentos estudados, oriundos da área industrial de Paulínia (SP) são correlacionáveis à Formação Rio Claro (Cenozóico). A relação encontrada no presente estudo mostrou elevada aderência aos dados experimentais, com coeficiente de determinação de 0,98. Esses resultados evidenciam que é possível a caracterização hidráulica indireta de sedimentos utilizando o método de regressão múltipla para elaboração de um modelo empírico que estima os valores de condutividade hidráulica para a área estudada.

**SYNOPSIS** – A great number of models have been proposed for estimating hydraulic conductivity as a function of grain size distribution of soil/sediment. However these relationships are applicable to specific sample attributes. The present work demonstrates the use of multiple regression analysis to define empirical relationship between grain size and hydraulic conductivity (as determined from slug test) of unconsolidated sediments of a lithologically heterogeneous aquifer. The sediments located in an industrial area of Paulínia (SP) are correlated to Rio Claro Formation (Cenozoic). The excellent correlation is confirmed by a determination coefficient of 0.98. These results show that indirect hydraulic characterization of sediments is possible using multiple regression method for estimating hydraulic conductivity values in the studied area.

**PALAVRAS CHAVE** – Condutividade hidráulica, curvas granulométricas, Formação Rio Claro, modelos empíricos.

## 1 – INTRODUÇÃO

A determinação precisa dos valores de condutividade hidráulica na porção saturada do aquífero é necessária para estimar a velocidade de fluxo da água subterrânea, para o cálculo das taxas

---

\* UNESP – Campus de Rio Claro/SP

Av. 24A, nº 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, Brasil CEP: 15506-900 – E-mail: eh\_teramoto@yahoo.com.br

\*\* UNESP – Campus de Rio Claro/SP

Av. 24A, nº 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, Brasil CEP: 15506-900

de transporte dos contaminantes, para a análise de risco de áreas impactadas, para o esboço de métodos de remediação, entre outros. Diversos métodos podem ser empregados para estimar os valores de condutividade hidráulica (K), como técnicas laboratoriais com emprego de permeâmetros de carga constante e variável, testes *in situ* tais como testes de bombeamento, de *slug* ou aqueles que utilizam traçadores, e métodos indiretos que empregam modelos empíricos para estimativas dos valores de K a partir das propriedades do meio.

Entretanto, todos esses métodos possuem alguma limitação. A utilização de permeâmetros é prejudicada pela impossibilidade de extração de amostras indeformadas a grandes profundidades. Os testes de bombeamento têm como grande empecilho a extração de água contaminada (em alguns casos volumes significativos) e o estímulo à migração de plumas de contaminação em longos períodos de execução do teste.

Diante deste cenário, os testes de *slug* ganham proeminência por representarem testes operacionalmente simples, rápidos e que não promovem a extração de água contaminada. Contudo, em inúmeras circunstâncias, a determinação dos valores de K por meio dos testes de *slug* é impedida pela presença de fase livre residual (proveniente de hidrocarbonetos) nos interstícios porosos do aquífero, promovendo a redução da sua permeabilidade natural, ou devido às amostras de sondagens estarem presentes em locais onde não são instalados poços de monitoramento.

Essas limitações todas podem ser sanadas com a utilização de métodos indiretos que consistem em formulações de modelos empíricos para áreas específicas, auxiliando na estimativa de K em locais onde não é possível sua mensuração *in situ*. Os modelos empíricos geralmente relacionam valores de K a partir de curvas granulométricas, permitindo incrementar o número de determinações dos valores de K, com vistas ao planejamento de sistemas de remediação ou seu emprego em modelos matemáticos de fluxo de água subterrânea e transporte de contaminantes.

## **2 – OBJETIVO**

Com o objetivo de fornecer uma ferramenta adicional para estimativa dos valores de condutividade hidráulica na área estudada, o presente trabalho apresenta a formulação de uma relação empírica entre os valores de condutividade hidráulica e parâmetros extraídos de curvas granulométricas.

## **3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

A área de estudo está localizada na região de Campinas na porção nordeste do município de Paulínia, a 128 Km da cidade de São Paulo (Figura 1).

Regionalmente, coexistem na área de estudo duas grandes unidades geológicas: Embasamento Cristalino e Bacia do Paraná.

Geologicamente, a área de estudo está situada na borda da Bacia Sedimentar do Paraná, adjacente ao Embasamento Cristalino. Quatro grandes unidades litoestratigráficas são encontradas na região (Figura 2).

O Embasamento Cristalino é representado por granulitos, migmatitos gnáissicos, ortognaisses e granitóides pré-cambrianos, pertencentes ao Grupo Amparo-Socorro.

O Subgrupo Itararé, de idade permo-carbonífera, é representado na área majoritariamente por rochas pelíticas de origem glácio-marinha, tais como siltitos, ritmitos, lamitos e diamictitos

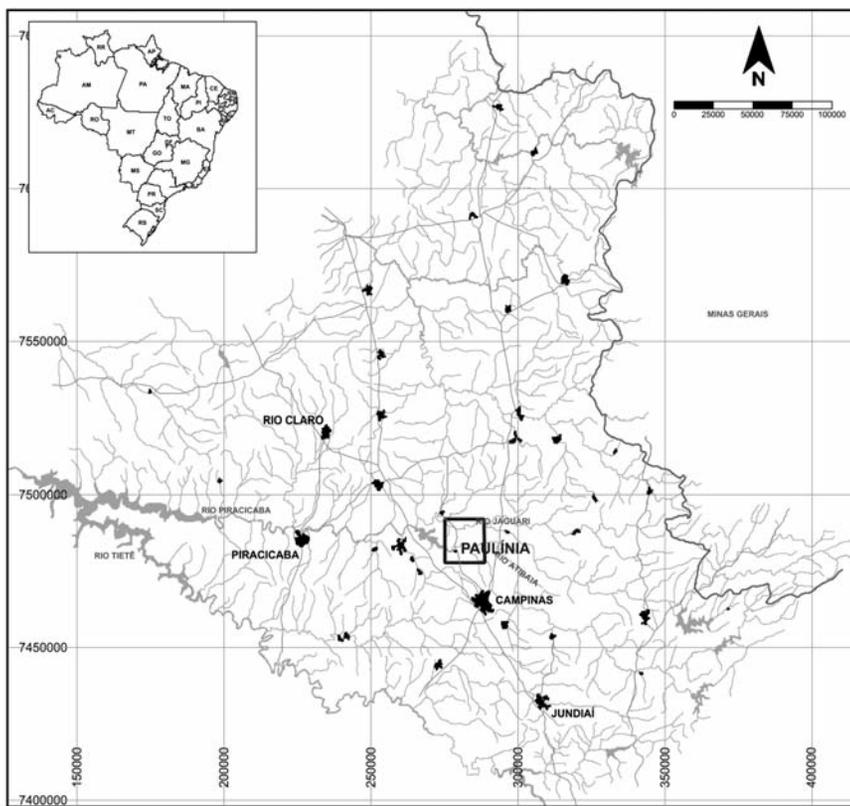


Fig. 1 – Localização do município de Paulínia, onde se encontra a área estudada.

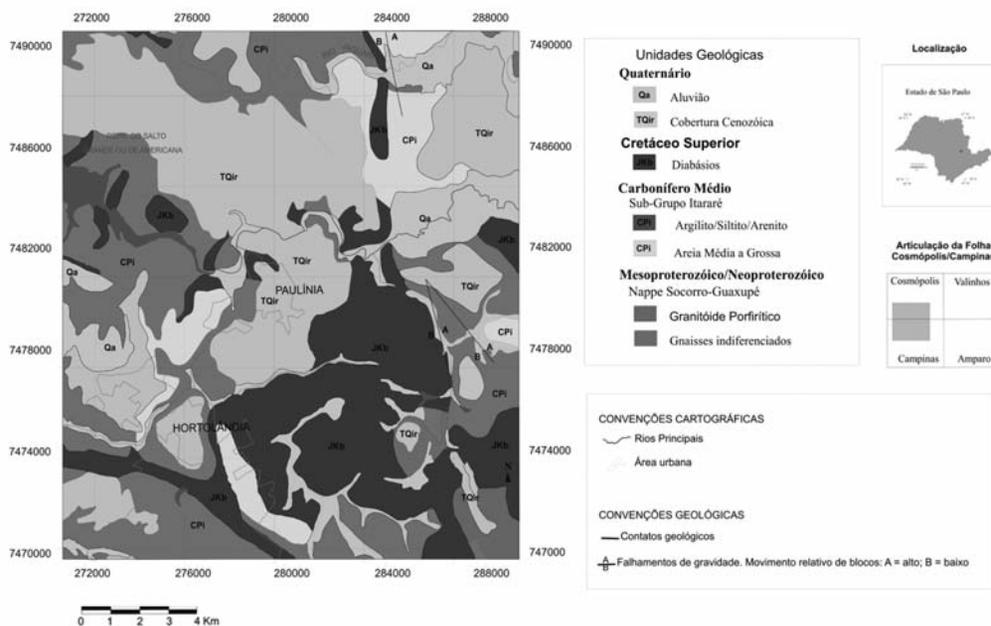


Fig. 2 – Mapa Geológico Regional (modificado de Fernandes, 1997).

associados a lentes de areia de espessuras variáveis, assentados sobre rochas do Embasamento Cristalino, em contato erosivo e discordante, ostentando mergulhos regionais para oeste.

Rochas intrusivas básicas, geneticamente relacionadas à Formação Serra Geral, de idade cretácea, ocorrem na forma de grandes soleiras e diques, alojadas nas rochas do Subgrupo Itararé. As espessuras ostentadas por estas rochas variam de poucos metros a mais de 200 m.

Segundo Fernandes (1997), os Depósitos Cenozóicos presentes na área de estudo são correlacionáveis à Formação Rio Claro. Para a referida autora, na região do município de Paulínia estes depósitos podem ser segmentados em 8 fácies, constituindo predominantemente depósitos de origem fluvial.

Depósitos cenozóicos mais recentes, holocênicos, formam extensos terraços aluviais quaternários, distribuídos ao longo dos rios Atibaia e Jaguari.

#### 4 – MODELOS EMPÍRICOS PARA ESTIMATIVAS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

A condutividade hidráulica constitui a mais importante propriedade que governa o movimento de água no aquífero, e pode ser definida como a maior ou menor facilidade com que a água flui através dos interstícios dos poros. Os fatores que definem os valores de condutividade hidráulica de um determinado material geológico estão relacionados às características do fluido (peso específico e viscosidade) e ao material poroso (tamanho das partículas, índice de vazios, grau de saturação e estrutura).

Conhecidas as características do fluido, é possível ainda relacionar a condutividade hidráulica à permeabilidade intrínseca da rocha ( $k [L^2]$ ), pela expressão:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (1)$$

onde  $\mu [M/LT]$  é a viscosidade,  $\rho [M/L^3]$  a densidade do fluido que ocupa o interstício poroso da rocha, e  $g [L/T^2]$  é a aceleração gravitacional.

Shepherd (1989), empiricamente concluiu que a permeabilidade intrínseca se relaciona ao diâmetro efetivo das partículas da amostra segundo uma função potência do tipo:

$$y = ax^b \quad (2)$$

Na Equação 2,  $y$  representa a permeabilidade intrínseca,  $a$  é uma constante que engloba todos os fatores que controlam a permeabilidade, exceto tamanho dos grãos, e  $b$  representa a inclinação da reta que expressa a relação de incremento dos valores de permeabilidade intrínseca ( $k$ ) em relação à elevação do diâmetro efetivo das partículas da amostra. Tendo em vista que a variável permeabilidade intrínseca é em grande parte, controlada pela dimensão dos grãos que constituem o material geológico, Shepherd (1989), propôs a seguinte equação:

$$k = Cd^2 \quad (3)$$

onde  $C$  representa uma constante adimensional e  $d$  o diâmetro dos grãos. Pela Equação 3, o diâmetro dos grãos exerce fundamental importância na determinação dos valores de permeabilidade in-

trínseca e, conseqüentemente, nos valores de K. A constante C é uma variável estabelecida experimentalmente que agrega propriedades como tortuosidade, grau de seleção, geometria dos grãos e porosidade.

Diversos modelos foram propostos para estimar valores de K por meio de modificações nos parâmetros estabelecidos na Equação 3, bem como pelo acréscimo de parâmetros. O Quadro 1 ilustra alguns dos diversos modelos propostos para estimar K com base em índices granulométricos.

**Quadro 1** – Equações empíricas para estimativa de condutividade hidráulica, utilizando parâmetros extraídos de curvas granulométricas.

Equação		Autores
$K = Cd_{10}^2$	(4)	Hazen (1892)
$K = \frac{g}{v} \times 8,3 \times 10^{-3} \left[ \frac{n^3}{(1-n)^2} \right] d_{10}^2$	(5)	Kozeny (1927) modificado por Carman (1937) e Carman (1956)
$K = \frac{g}{v} \times C_t \left( \frac{n-0,13}{\sqrt[3]{1-n}} \right)^2 d_{10}^2$	(6)	Terzaghi e Peck (1964)
$K = Cd_{50}^j$	(7)	Shepherd (1989) modificado por Fetter (1994)
$K = \frac{g}{v} C \cdot f(n) \cdot d_c^2$	(8)	Vukovic e Soro (1992)
$K = 1300 [I_o + 0,025(d_{50} - d_{10})]^2$	(9)	Alyamani e Sen (1993)

*n*: porosidade; *v*: viscosidade cinemática; *j*: expoente proposto por Shepherd (1989) que depende do grau de maturidade da amostra; *d<sub>c</sub>*: diâmetro efetivo dos grãos; *C*: constante empírica; *f(n)*: função da porosidade; *C<sub>t</sub>*: coeficiente de seleção correspondendo a uma faixa situada entre  $6,1 \times 10^{-3}$  e  $10,7 \times 10^{-3}$ ; *I<sub>o</sub>*: intercepto do gráfico, correspondendo ao valor onde a reta tangente da curva granulométrica cruza o eixo correspondente ao diâmetro das partículas.

Embora sejam vários os modelos propostos, estes foram formulados utilizando um universo bastante limitado de amostras, congregando apenas materiais geológicos com características específicas (grau de seleção, intervalo do tamanho das partículas da amostra, grupos litológicos contemplados pelo modelo). Deste modo, tais modelos ostentam várias restrições para aplicação, adequando-se a um grupo limitado de amostras.

## 5 – MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram empregados dados provenientes de análises granulométricas de sedimentos cenozóicos correlacionáveis à Formação Rio Claro, coletados durante a perfuração de poços de monitoramento, e de testes de *slug* realizados para determinar os valores de condutividade hidráulica da porção saturada desses sedimentos. Os testes de *slug*, cujos aspectos teóricos podem ser conferidos em Bluter (1996), foram executados conforme descrito no trabalho de Pede (2004). Os ensaios granulométricos realizados seguiram os procedimentos definidos pela ABNT (1984), através da norma NBR-7181/84.

Com o intuito de obter maior abrangência para os resultados do presente trabalho, foi selecionado um conjunto de amostras representativas dos principais tipos litológicos presentes na área de estudo, que engloba desde areias grossas até siltes argilosos (Figura 3).

Esta ampla variação litológica reflete o elevado grau de variação dos valores de condutividade hidráulica. Os valores de K empregados neste trabalho variam de  $6,66 \times 10^{-8}$  a  $2,15 \times 10^{-4}$  m/s.

Dentre as amostras coletadas para ensaio granulométrico, foram selecionadas aquelas situadas em profundidades correspondentes à posição da porção filtrante do poço de monitoramento (Figura 4). Com isto, buscou-se assegurar que as curvas granulométricas (Figura 5) correspondessem ao trecho onde os valores de K foram mensurados por meio dos testes de *slug*. Para uma associação fidedigna entre os valores de K estimados pelo teste de *slug* e curvas granulométricas, foram excluídos deste trabalho poços onde as sondagens apontaram grandes variações verticais de litologia, na porção filtrante.

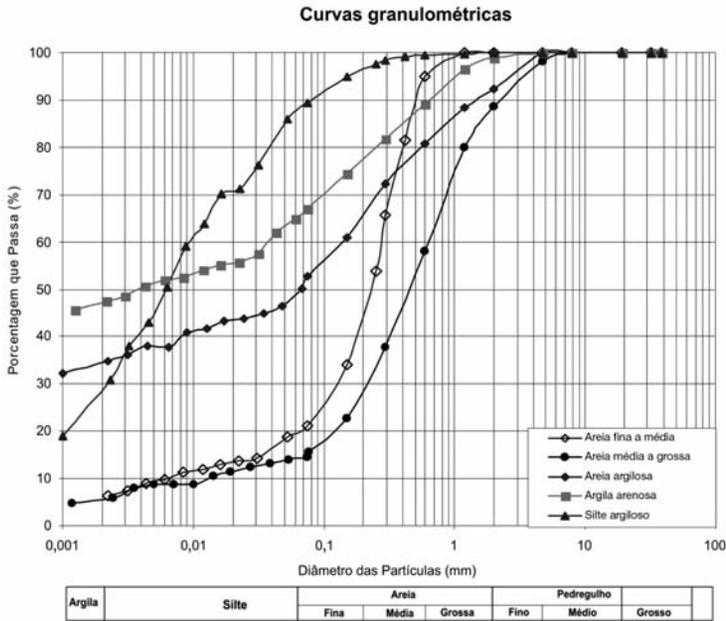


Fig. 3 – Curvas granulométricas com os principais tipos litológicos identificados na área de estudo.

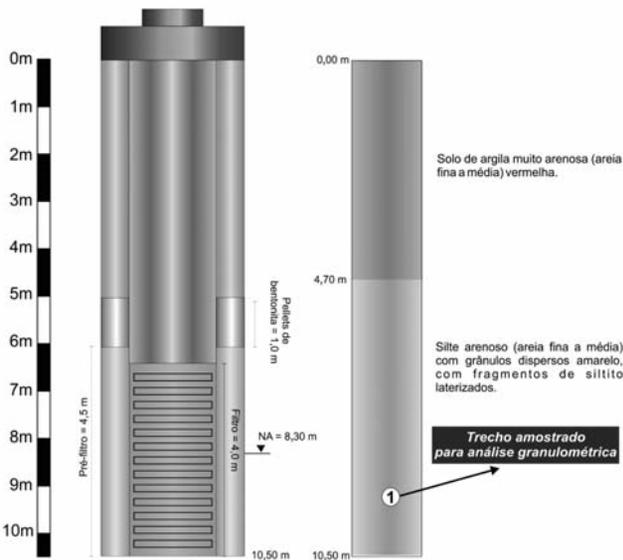
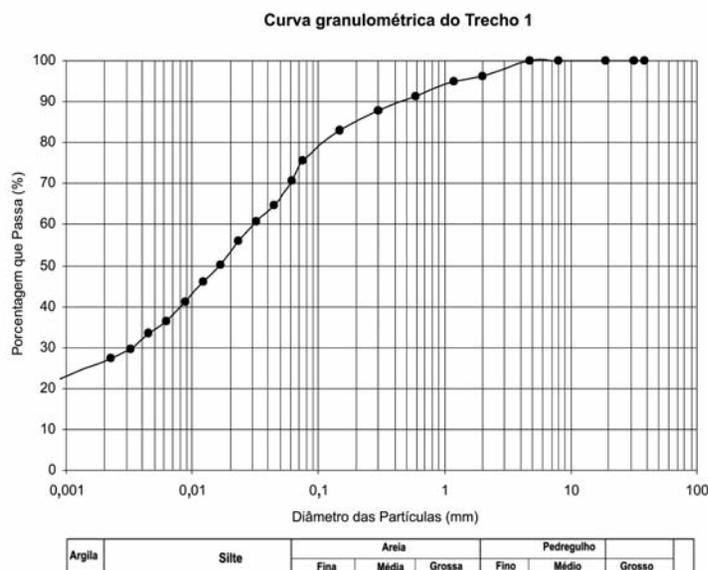


Fig. 4 – Ilustração do perfil construtivo e litológico de um poço de monitoramento empregados no estudo.



**Fig. 5** – Curva granulométrica de amostra de silte areno-argiloso da porção (1) indicada na Figura 4.

Para a regressão múltipla, cujos aspectos teóricos podem ser encontrados em Davis (1973), adotaram-se os valores de K como variáveis dependentes e diversos parâmetros extraídos da curva granulométrica como variáveis independentes. Estes parâmetros foram testados individualmente e posteriormente em combinações diversas, de modo a se verificar quais conjuntos de informações apresentavam melhor relação com os valores de condutividade hidráulica.

## 6 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para o tratamento dos dados pela estatística paramétrica, é necessário que os dados obedeçam a uma distribuição normal. No entanto, constatou-se que os valores de condutividade hidráulica, mensurados por meio dos testes de *slug*, seguem uma distribuição log-normal. A fim de promover uma linearização destes valores, adotou-se técnica estatística comumente empregada, com o cálculo dos valores logarítmicos naturais destes dados.

De posse dos dados transformados, aplicou-se o teste de Kolmogorov-Smirnov para a verificação da hipótese nula, segundo a qual os dados transformados seguem uma distribuição normal. Os resultados são mostrados na Figura 6, onde é possível observar que a hipótese nula é aceita, inclusive para um nível de significância maior que 5% (valor  $P > 15\%$ ).

Sendo possível a manipulação estatística dos dados do ponto de vista paramétrico, optou-se por estabelecer a relação entre o tamanho dos grãos e a proporção dos diferentes grupos texturais como parâmetros independentes e  $\ln(K)$  como parâmetro dependente. Deste modo, foram testados diversos índices ( $d_{30}$ ,  $d_{50}$ ,  $d_{60}$ /porcentagem das diversas classes texturais) das curvas granulométricas e, posteriormente, em conjunto com a condutividade hidráulica mediante regressões lineares simples. Neste processo, verificou-se que o diâmetro correspondente ao  $\ln(d_{60})$  tem maior influência na estimativa direta dos valores de  $\ln(K)$ , obtendo-se um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,95.

A partir da relação entre K e o diâmetro efetivo dos grãos, proposta por Shepherd (1989), foi realizado o ajuste de uma função potência aos dados de K em relação ao parâmetro  $d_{60}$  (Figura 7;

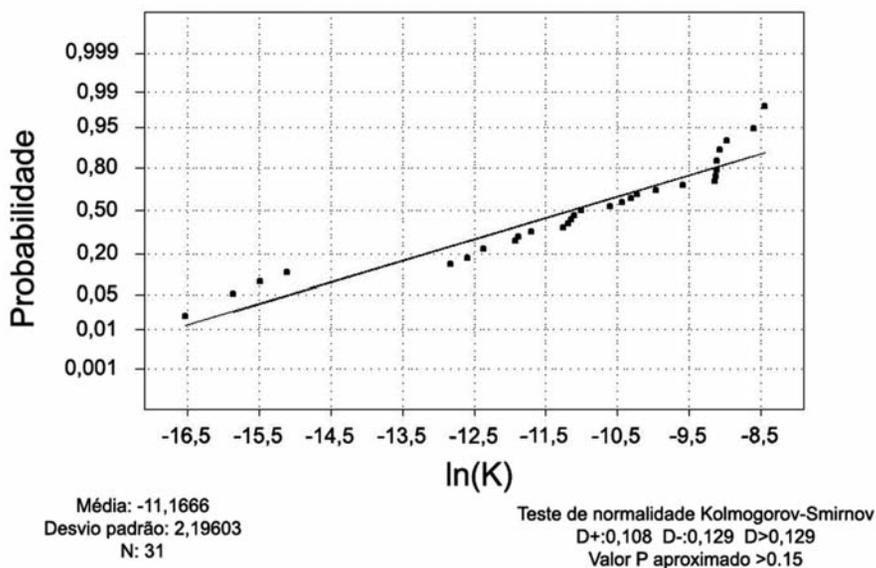


Fig. 6 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para verificação da distribuição normal dos dados de condutividade hidráulica transformados.

Equação 7; Quadro 1). Por meio desta regressão foi estabelecida a Equação 10, aqui denominada Modelo Empírico 1 (ME-1). Optou-se pela utilização do diâmetro  $d_{60}$  por possuir um coeficiente de correlação mais elevado que o  $d_{50}$ , de forma que, estatisticamente, explica com maior fidelidade as variações nos valores de condutividade hidráulica.

$$K(m/s) = 0,00023(d_{60})^{0,983} \quad (10)$$

Verificou-se um coeficiente de determinação  $R^2$  de 0,96 entre os valores reais de K e aqueles estimados pela Equação 10.

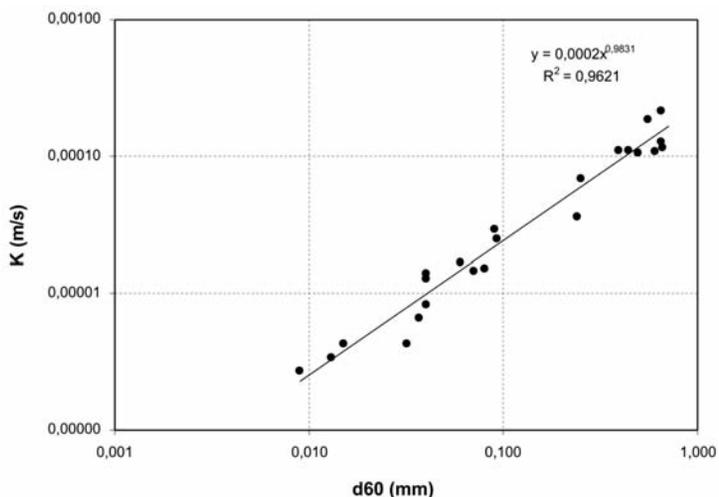


Fig. 7 – Gráfico bi-logarítmico de dispersão dos valores de K(m/s) estimados e os valores de  $d_{60}$  (mm), com o ajuste de uma função potência.

Apesar do elevado coeficiente de determinação (0,96), o ME-1 é válido apenas para amostras inconsolidadas e a inclusão de amostras litificadas provoca um viés neste modelo. No entanto, uma diferenciação pode ser introduzida ao empregar uma expressão matemática que inclua duas diferentes populações de amostras, isto é, uma população com valores de K evidentemente menores devido à maior compactação do meio poroso, e uma outra com K maior devido à ausência de compactação. Para tornar isto possível, foi introduzida uma variável denominada “fator de compactação” (fcp) que atribui valor 0 para amostras friáveis e 1 para amostras compactas, permitindo assim, a distinção da populações de amostras inconsolidadas e amostras litificadas. Esta hipótese é válida se for considerado que, apesar dos dois grupos de materiais (inconsolidados e litificados) apresentarem características granulométricas similares, estes mostram valores de K bastante distintos. O valor médio do ln(K) das amostras litificadas foi 1,5 vezes menor que o das amostras inconsolidadas.

Com o intuito de empregar duas variáveis simultaneamente, foram realizadas análises de regressão linear múltipla, adotando-se os valores logarítmicos naturais de K como variáveis dependentes, os valores logarítmicos naturais de  $d_{60}$  e o fator de compactação como variáveis independentes, apresentados no Quadro 2.

**Quadro 2** – Valores dos coeficientes calculados na regressão linear múltipla.

Variáveis	Coefficientes	Erro padrão	T*	p**
Interseção	-8,4197	0,151	-55,305	$9,38 \times 10^{-32}$
$d_{60}$	0,9422	0,057	17,608	$2,30 \times 10^{-17}$
fcp	-3,7011	0,241	-14,623	$3,40 \times 10^{-15}$

\* avalia a significância da variável independente para o modelo

\*\* valor de referência para rejeição ou aceitação da hipótese nula

Deste modo, a partir destes coeficientes, é obtida a Equação 11, aqui denominada de Modelo Empírico 2 (ME-2).

$$\ln(K) = 0,9422 \ln(d_{60}) - 3,7011 fcp - 8,4197 \quad (11)$$

Pelas propriedades dos logaritmos, a Equação 11 pode ser também assim expressa:

$$K(m/s) = e^{(0,9422 \ln(d_{60}) - 3,7011 fcp - 8,4197)} \quad (12)$$

Para amostras inconsolidadas, o fator de compactação é nulo, de modo que a equação pode ser reduzida para:

$$K(m/s) = e^{(0,9422 \ln(d_{60}) - 8,4197)} \quad (13)$$

Para rochas, a variável fcp tem valor 1, de modo que a Equação 13 se reduz para:

$$K(m/s) = e^{(0,9422 \ln(d_{60}) - 12,1208)} \quad (14)$$

O Quadro 3 mostra os valores de K reais, as variáveis independentes ( $d_{60}$  e o fator de compactação) e o K previsto pelo ME-1, proposto neste trabalho. A Figura 8 ilustra a dispersão entre os valores logarítmicos de K medidos pelos testes de *slug* e estimados pela Equação 12.

**Quadro 3** – Valores de K reais, parâmetros empregados na regressão linear múltipla e os valores estimados de K.

Amostra	K real (m/s)	$d_{60}$	Fator de compactação	K estimado (m/s)
Am 01	$1,15 \times 10^{-4}$	0,660	0	$1,49 \times 10^{-4}$
Am 02	$4,24 \times 10^{-6}$	0,015	0	$4,22 \times 10^{-6}$
Am 03	$2,48 \times 10^{-5}$	0,092	0	$2,33 \times 10^{-5}$
Am 04	$1,07 \times 10^{-4}$	0,490	0	$1,13 \times 10^{-4}$
Am 05	$1,11 \times 10^{-4}$	0,390	0	$9,08 \times 10^{-5}$
Am 06	$2,15 \times 10^{-4}$	0,650	0	$1,47 \times 10^{-4}$
Am 07	$1,08 \times 10^{-4}$	0,600	0	$1,36 \times 10^{-4}$
Am 08	$3,38 \times 10^{-6}$	0,013	0	$3,68 \times 10^{-6}$
Am 09	$2,68 \times 10^{-6}$	0,009	0	$2,61 \times 10^{-6}$
Am 10	$6,66 \times 10^{-8}$	0,013	1	$9,10 \times 10^{-8}$
Am 11	$1,85 \times 10^{-4}$	0,550	0	$1,26 \times 10^{-4}$
Am 12	$1,11 \times 10^{-4}$	0,390	0	$9,08 \times 10^{-5}$
Am 13	$8,30 \times 10^{-6}$	0,040	0	$1,06 \times 10^{-5}$
Am 14	$1,27 \times 10^{-4}$	0,650	0	$1,47 \times 10^{-4}$
Am 15	$2,73 \times 10^{-7}$	0,053	1	$3,42 \times 10^{-7}$
Am 16	$1,38 \times 10^{-5}$	0,040	0	$1,06 \times 10^{-5}$
Am 17	$1,67 \times 10^{-5}$	0,060	0	$1,56 \times 10^{-5}$
Am 18	$1,29 \times 10^{-5}$	0,040	0	$1,06 \times 10^{-5}$
Am 19	$1,29 \times 10^{-7}$	0,013	1	$9,10 \times 10^{-8}$
Am 20	$1,10 \times 10^{-4}$	0,440	0	$1,02 \times 10^{-4}$
Am 21	$4,24 \times 10^{-6}$	0,032	0	$8,61 \times 10^{-6}$
Am 22	$2,94 \times 10^{-5}$	0,090	0	$2,28 \times 10^{-5}$
Am 23	$6,64 \times 10^{-6}$	0,037	0	$9,87 \times 10^{-6}$
Am 24	$1,45 \times 10^{-5}$	0,070	0	$1,80 \times 10^{-5}$
Am 25	$3,61 \times 10^{-5}$	0,240	0	$5,75 \times 10^{-5}$
Am 26	$6,89 \times 10^{-5}$	0,250	0	$5,97 \times 10^{-5}$
Am 27	$1,50 \times 10^{-5}$	0,080	0	$2,04 \times 10^{-5}$
Am 28	$1,89 \times 10^{-7}$	0,025	1	$1,68 \times 10^{-7}$
Am 29	$3,34 \times 10^{-5}$	0,150	0	$3,69 \times 10^{-5}$
Am 30	$6,91 \times 10^{-6}$	0,012	0	$3,42 \times 10^{-6}$
Am 31	$4,70 \times 10^{-5}$	0,150	0	$3,69 \times 10^{-5}$

O gráfico da Figura 8 ilustra o excelente grau de ajuste entre os valores reais e os estimados pela Equação 12, obtendo-se um melhor coeficiente de determinação (0,98) em relação ao calculado pela Equação 10, que leva em consideração apenas os materiais inconsolidados.

Com o objetivo de testar a aplicabilidade do modelo proposto neste trabalho, foram efetuadas comparações com alguns dos diversos modelos tradicionalmente empregados, utilizando-se uma amostra de cada um dos principais tipos litológicos presentes na área de estudo.

De acordo com os resultados, o método de Hazen (1892) se mostrou inadequado às amostras utilizadas neste estudo, pois sua utilização exige um valor de  $d_{10}$  situado entre 0,1 e 3,0 mm e coeficiente de uniformidade menor que 5, enquanto as amostras presentes na área de estudo possuem valores de  $d_{10}$  inferiores a 0,1 mm e coeficientes de uniformidade superiores a 20.

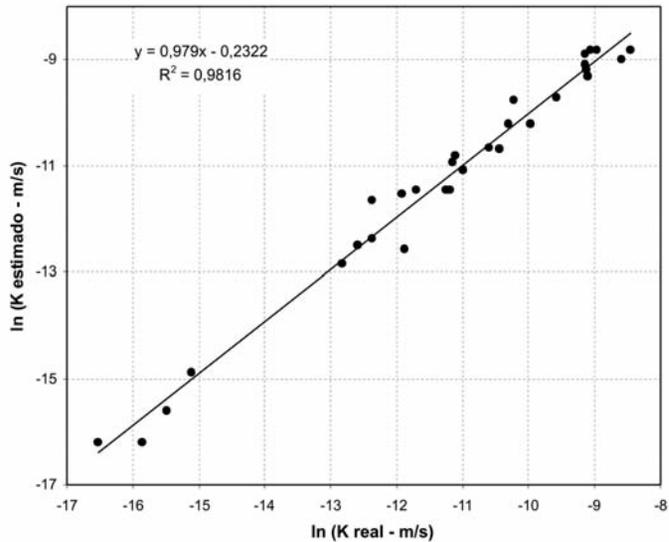


Fig. 8 – Gráfico de dispersão dos valores logarítmicos naturais de K(m/s) estimados e reais.

Os métodos de Kozeny-Carman (1956), Terzaghi e Peck (1964), Vucovik e Soro (1992) entre outros, exigem o valor de porosidade da amostra para o cálculo de K. Como os valores referentes a este parâmetro não estão disponíveis (o que é comum neste tipo de estudos devido à dificuldade de amostragem indeformada em profundidade), não foi possível o cálculo de K pelos referidos métodos.

Os parâmetros exigidos (intercepto da curva e  $d_{10}$ ) pelo método de Alyamani e Sen (1993) não podem ser extraídos graficamente das curvas granulométricas das amostras aqui estudadas, dadas as características das mesmas. Deste modo, o emprego do método também não é aplicável para este caso.

Dentre os modelos mais empregados na literatura, o método proposto por Fetter (1994), que modifica a Equação de Shepherd (1989), foi o que mostrou maior aplicabilidade às amostras da área de estudo, envolvendo, porém, algum grau de subjetividade em sua utilização. Os sedimentos presentes na área de estudo correspondem a depósitos fluviais e, deste modo, adotando-se os critérios propostos por Fetter (1994) os valores utilizados para o cálculo de K (em ft/dia) foram: 450 para C e 1,65 para j.

O Quadro 4 apresenta os valores de K mensurados pelos testes de *slug*, estimados pelo método de Fetter (1994), a partir da modificação da relação estabelecida por Shepherd (1989) e pelos modelos empíricos ME-1 e ME-2. Analisando estes resultados é possível verificar que o método de Shepherd (1989), modificado por Fetter (1994), fornece boas estimativas para amostras predominantemente arenosas (Am 04 e Am 26), enquanto para as demais amostras o método forneceu discrepâncias de cerca de uma ordem de grandeza em relação aos valores mensurados pelos testes de *slug*. O ME-1 fornece boas estimativas para todas as amostras inconsolidadas, mostrando-se inadequado para a amostra litificada (Am 28). O ME-2 forneceu boas estimativas para todas as amostras estudadas, o que demonstra a viabilidade de sua utilização para os diferentes tipos litológicos presentes na área de estudo.

**Quadro 4** – Valores de K reais, calculados pelo método de Shepherd (1989), e pelos modelos propostos neste trabalho.

Amostra	K <i>slug</i> (m/s)	d <sub>50</sub> (mm)	d <sub>60</sub> (mm)	Shepherd (m/s)	Modelo 1 (m/s)	Modelo 2 (m/s)	Material
Am 04	$1,070 \times 10^{-04}$	0,500	0,660	$2,358 \times 10^{-04}$	$1,528 \times 10^{-04}$	$1,126 \times 10^{-04}$	areia média a grossa
Am 17	$1,670 \times 10^{-05}$	0,008	0,060	$1,164 \times 10^{-06}$	$1,444 \times 10^{-05}$	$1,556 \times 10^{-05}$	argila arenosa
Am 26	$6,890 \times 10^{-05}$	0,250	0,12	$5,932 \times 10^{-05}$	$2,855 \times 10^{-05}$	$5,972 \times 10^{-05}$	areia média a grossa argilosa
Am 02	$4,240 \times 10^{-06}$	0,003	0,015	$8,614 \times 10^{-07}$	$3,690 \times 10^{-06}$	$4,216 \times 10^{-06}$	siltite argiloso
Am 28	$1,890 \times 10^{-07}$	0,015	0,025	$1,682 \times 10^{-06}$	$6,100 \times 10^{-06}$	$1,929 \times 10^{-07}$	siltito argiloso

## 7 – CONCLUSÕES

O uso de regressões lineares múltiplas permitiu a inclusão de parâmetros que possibilitaram a distinção numérica de amostras inconsolidadas e litificadas, o que resultou em um modelo que forneceu estimativas seguras de K para todos os tipos litológicos identificados na área estudada, sejam estes de natureza inconsolidada ou litificada. Ressalta-se ainda que a regressão múltipla permite a inclusão de vários parâmetros que, conjuntamente, possibilitam estimativas de K, tais como coeficiente de uniformidade, massa específica, porcentagem de argila, etc.

Dentre os problemas verificados para utilização deste método estão: a) necessidade de um número grande de observações para uma análise estatisticamente representativa; b) pressuposição de homogeneidade litológica nos intervalos dos poços onde são executados os testes de *slug*.

Em contraste com trabalhos anteriores como Hazen (1892), Carman (1956), Alyamani e Sen (1993), entre outros, que empregaram valores de K mensurados laboratorialmente, esse trabalho empregou dados mensurados *in situ*, por meio de testes de *slug*. Este fato permitiu a mensuração dos valores de K sem as limitações de representatividade impostas por testes laboratoriais, com a utilização de amostras deformadas.

O modelo empírico ME-2, resultante da análise de regressão linear múltipla, forneceu um método adicional para estimar valores de K onde estes não podem ser mensurados *in situ*, permitindo estimativas deste parâmetro para todos os tipos litológicos presentes na área de estudo.

A elaboração de modelos empíricos específicos para as áreas estudadas, por meio de regressões lineares múltiplas, permite que as características particulares das litologias presentes sejam implicitamente incluídas nestas equações, além de possibilitar a escolha de variáveis que, experimentalmente, mostrem-se mais adequadas à estimativa de K na área. Ressalta-se, entretanto, que esta técnica permite estimar valores locais de K, válidos exclusivamente para amostras de cada área em estudo.

## 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALYAMANI, M. S.; SEN, Z. (1993). *Determination of Hydraulic Conductivity from Complete Grain-Size Distribution Curves*. Ground Water. Vol. 31, n. 16, pp. 551-555.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (1984). NBR 7181 - Solo: Análise granulométrica. Rio de Janeiro.

- BLUTER, J. J. Jr. (1996). *Slug tests in site characterization: Some Practical Considerations*. Environmental Geosciences, v.3, n. 3.
- CARMAN, P. C. (1937). *Fluid Flow through Granular Beds*. Trans. Inst. Chem. Eng., v. 15, n. 150.
- CARMAN, P. C. (1956). *Flow of Gases through Porous Media*. Butterworths. Scientific Publications, London, 1.
- DAVIS, J. C. (1973). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons.
- FERNANDES, A. J. (1997). *Tectônica cenozóica na porção media da bacia do Rio Piracicaba e sua aplicação a hidrogeologia de meios fraturados*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Sao Paulo, Tese de Doutorado, 244 p.
- FETTER, C. W. (1994). *Applied Hydrogeology*. New York : Macmillan Publishing Company, 3<sup>o</sup> ed., 314 p.
- HAZEN, A. (1892). *Some physical properties of sands and gravels, with special reference to their use in filtration*. 24th Annual Rep., Massachusetts State Board of Health, Pub. Doc. No. 34, pp. 539-556.
- KOZENY, J. (1927). Ueber kapillare Leitung des Wassers im Boden. Wien, Akad. Wiss., v. 136, n. 2a, p. 271.
- PEDE, M. A. Z. (2004). *Caracterização da condutividade hidráulica do embasamento cristalino alterado saturado na região metropolitana de São Paulo*. 95 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- SHEPHERD, R. G. (1989). *Correlations of Permeability and Grain Size*. Groundwater, v. 5, n. 27, pp. 633-638.
- TERZAGHI, K.; PECK, R. B. (1964). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. Wiley, New York.
- VUKOVIC, M.; SORO, A. (1992). *Determination of Hydraulic Conductivity of Porous Media from Grain-Size Composition*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.