

ESTIMATIVA DAS POROSIDADES EFETIVA E TOTAL EM SOLOS BRASILEIROS

Estimate of the effective and total porosity for Brazilian soils

Miguel A. Alfaro Soto*

Chang Hung Kiang**

RESUMO – Este trabalho trata das relações entre as porosidades efetiva e total e algumas características físicas e hídricas de solos brasileiros. A obtenção indireta das porosidades valeu-se de diversas propriedades do solo, tais como textura, índices físicos e inclusive da condutividade hidráulica. Estes dados foram determinados para este estudo ou obtidos da literatura especializada. As relações são dadas por equações obtidas por regressão não-linear múltipla, em que os valores previstos foram confrontados com os medidos, para verificação de sua adequabilidade mediante métodos estatísticos. Testes como coeficiente de determinação, teste t, erros padrão da estimativa e médio permitiram observar que, apesar da dispersão de resultados pela medição da permeabilidade do solo ou da não utilização de outros parâmetros para previsão, tais como a matéria orgânica, podem ser obtidas previsões de porosidades total e efetiva muito significativas em relação às encontradas por outros autores, isto para uma ampla faixa de texturas e condutividades hidráulicas.

SYNOPSIS – This work shows the relations between the total and effective porosity and some physical and hydraulical characteristics from Brazilian soils. The indirect determination of the porosities was determined using different soils properties as texture, physical index and hydraulical conductivity. These data had been determined for this study or gotten of the specialized literature. The relations are given by equations gotten for multiple nonlinear regressions, where the predicted and experimental values were confronted, for verification of their adequateness through statistical methods. Tests for the determination coefficient, as the test t, standard error of estimate and average had allowed to observe that, although the dispersion of results for the measurement of the soil permeability or not the use of other parameters for forecasting, such as the organic substance, could be gotten forecasts of total and effective porosities in relation to the results obtained for other authors, considering an ample variety of values of textures and hydraulical conductivities.

PALAVRAS CHAVE – Previsão, porosidade efetiva, porosidade total, regressão não-linear.

1 – INTRODUÇÃO

A porosidade efetiva ou drenável constitui uma das mais relevantes propriedades físico-hídricas no estudo de fluxos hidráulicos, tais como modelagem da contaminação do lençol freático ou da drenagem (Mello *et al.*, 2002). É definida como a fração da porosidade total, onde a água se movimenta livremente, e pode ser expressa por:

$$n_e = \frac{V_e}{V} \quad (1)$$

* Pós Graduando, Laboratório de Estudo de Bacias, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, LEBAC/DGA/UNESP. E-mail: alfaro@rc.unesp.br.

** Dr. Professor Adjunto, Laboratório de Estudo de Bacias, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, LEBAC/DGA/UNESP. E-mail: chang@rc.unesp.br.

onde n_e representa a porosidade efetiva, V_e o volume de água drenável e V o volume total do meio poroso (solo ou rocha) considerado. Na prática costuma-se expressar este parâmetro a partir da equação:

$$n_e = \theta_e = \theta_s - \theta_{cc} \quad (2)$$

onde θ_s representa a umidade volumétrica de saturação e θ_{cc} a umidade volumétrica correspondente à capacidade de campo.

A capacidade de campo (CC), de Veihmeyer e Hendrickson (1931), corresponde à quantidade de água retida pelo solo (isto é, umidade), após drenagem do excesso, e que geralmente ocorre após dois a três dias de chuva ou irrigação em solos permeáveis, de estrutura e textura uniformes. Isto porque o fluxo e a velocidade das variações de umidade decrescem com o tempo, até praticamente cessar após o processo de infiltração.

Segundo Reichardt (1985), esta definição é considerada arbitrária, pois o processo de redistribuição da água é dinâmico e sua velocidade poderá diminuir, porém não será estacionária e sim contínua, principalmente em solos de textura média e fina. No entanto, esse conceito é amplamente utilizado devido à sua praticidade de aplicação para identificar o limite superior de retenção de água num solo.

Diversos métodos foram propostos para determinação da porosidade efetiva. No entanto, a complicação para sua obtenção reside na quantificação da porosidade na capacidade de campo, quer pelas dificuldades acima citadas em relação a sua teorização, quer pelas limitações que os processos experimentais apresentam e que devem ser levadas em conta para sua utilização. Dentre os procedimentos de medição da CC diversos pesquisadores (Reichardt, 1996; Van Lier, 2000, entre outros) têm recomendado os métodos de campo. Estas técnicas, contudo, demandam muito tempo e são laboriosas. Assim, têm-se desenvolvido técnicas de laboratório que facilitam a determinação, embora aproximada, desse parâmetro.

Uma das técnicas de laboratório se vale da curva de retenção de água no solo, que relaciona a umidade com o potencial matricial ou total (ou sucção matricial ou total em termos de pressão) do solo. A partir dessa relação, alguns pesquisadores (Ferreira e Marcos, 1983; Van Lier, 2000) assumiram que a CC corresponde aproximadamente à umidade para um determinado valor de sucção (6, 10 ou 33kPa). Porém, ainda é questionável a fixação do valor adequado de sucção para obtenção da CC, em diferentes tipos de solos. Adicionalmente, Ferreira e Marcos (1983) têm sugerido que a CC pode ser melhor caracterizada pelo ponto de inflexão da curva de retenção, ou seja, na interface entre a dessaturação acentuada, em que ocorrem grandes mudanças de umidade com pequenas variações de sucção, e a dessaturação residual, em que ocorrem pequenas mudanças de umidade com grandes variações da sucção. Esta inflexão é obtida ao igualar a zero a segunda derivada da equação de ajuste aos dados experimentais da curva de retenção, sendo que o ajuste deverá ser uma equação polinomial de terceiro grau. Segundo esses pesquisadores, este método tem fornecido uma boa estimativa da CC, quando comparada com resultados medidos *in situ*.

Este método de laboratório apresenta vantagens pela praticidade da sua determinação, embora as medidas de sucção ou sua imposição esbarrem numa série de dificuldades experimentais. Assim, comumente deve-se recorrer a diferentes técnicas de ensaio, com intuito de conhecer-se a sucção na capacidade de campo ou dentro de uma faixa ampla o suficiente para utilização prática. Adicionalmente, o prolongado tempo requerido nas técnicas de campo, as dificuldades operacionais (ensaios não rotineiros) e os custos para execução dos ensaios têm inviabilizado as medições diretas, favorecendo a determinação indireta da capacidade de campo, e inclusive das porosidades total

e efetiva, ao relacioná-las com algumas outras propriedades dos solos (Saxton et al., 1986; Macedo, 1991; entre outras).

Assim, o presente trabalho pretende fornecer subsídios para determinação das porosidades total, efetiva e, conseqüentemente, da capacidade de campo a partir de métodos indiretos, visando sua aplicação para solos brasileiros com características (mecânicas, hidráulicas, físicas, entre outros) diferenciadas devido à sua natureza tropical.

2 – MATERIAIS E MÉTODOS

No presente estudo, foram empregados dados obtidos da literatura especializada (Fabian e Ottoni Filho, 2000; Alfaro Soto, 1999 e 2004; Cirino e Guerra 1994), bem como os gerados neste trabalho. A escolha desses dados deve-se à ampla faixa de variação de suas características físicas e hidráulicas, fato de interesse para sua análise.

A Tabela 1 reúne as características das 39 amostras utilizadas neste estudo. Nesta tabela são mostrados os resultados de porosidade total (θ_s), de capacidade de campo (θ_{cc}), porosidade efetiva (θ_e), condutividade hidráulica do solo saturado (K), porcentagens de areia, silte, argila, massas específicas dos sólidos (ρ_s) e do solo seco (ρ_d), índice de vazios (e) e a classificação textural obtidos para esses materiais.

Os solos de 1 a 6, 7 a 8, 9 a 20, 21 a 30 e 31 a 33 correspondem aos materiais sedimentares das formações Rio Claro e Corumbataí, do Subgrupo Itararé, de Sedimentos recentes e da Formação Adamantina, retirados nas cidades de Rio Claro, Santa Gertrudes, Paulínia, Caraguatatuba e São Carlos (Alfaro Soto, 1999 e 2004) respectivamente, todas dentro do estado de São Paulo. Já as amostras de 34 a 38 e 39 pertencem aos solos Podzólicos Vermelho-Amarelos (Fabian e Ottoni Filho, 2000), arenosos (Cirino e Guerra, 1994), das cidades de Itaguaí-RJ e Campina Grande-PB, respectivamente.

Como pode ser observado na Tabela 1 os solos estudados são heterogêneos, fato interessante pois permite a obtenção de estimativas das porosidades total e efetiva numa ampla faixa de variação. Assim, ocorrem valores de porosidade total entre 31,1 e 63,3, efetiva entre 10,1 e 48,6, capacidade de campo entre 3,8 e 27,9, e condutividade hidráulica entre 10^{-6} e 10^{-2} cm/s, em solos desde texturas arenosas até argilo-siltosas.

Os solos empregados neste trabalho são todos indeformados (com exceção do solo compactado 10). Para sua caracterização, foram realizados ensaios de granulometria (NBR-7181/84 – ABNT, 1984 b), massa específica dos sólidos (NBR-6508/84 – ABNT, 1984 a), massa específica do solo seco (Nogueira, 2001) e de permeabilidade (NBR-13292 – ABNT, 1995). Cabe ressaltar, que a maioria dos ensaios de permeabilidade foi realizada in situ, pelo método do permeômetro Guelph (Reynolds e Elrick, 1985).

Para determinação da curva de retenção foi empregado, em alguns casos, o método da câmara de pressão (Richards, 1941) e, em outros, o método do papel filtro (Marinho, 1994). Em ambos os métodos utilizou-se o processo de secagem a partir da condição de saturação, que consistiu em colocar os corpos de prova assentes em placas porosas e imersos parcialmente em água destilada. Após saturação, três das amostras foram reservadas para determinação do teor de umidade volumétrica de saturação ou porosidade total. Quanto às amostras restantes, a sucção matricial foi imposta (método da câmara de pressão) para diferentes estágios ou medida indiretamente (papel filtro) para diferentes graus de saturação, segundo os procedimentos sugeridos pelos autores supracitados. Logo, as sucções, quer impostas ou medidas, foram relacionadas com suas respectivas umidades para obtenção das curvas de retenção e da umidade volumétrica de saturação (sucção matricial nula).

Tabela 1 – Características dos solos ensaiados.

Nº	θ_s (%)	θ_{cc} (%)	θ_e (%)	K (cm/s)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	ρ_s (gcm ⁻³)	ρ_d (gcm ⁻³)	e	Classificação ABNT
1	41,8	24,0	17,8	6,1E-04	67,3	24,1	8,7	2,58	1,50	0,72	Areia siltosa
2	49,8	28,7	21,0	3,2E-03	65,7	23,7	10,5	2,60	1,31	0,98	Areia siltosa
3	46,1	28,4	17,7	4,4E-03	64,4	23,3	12,3	2,61	1,41	0,85	Areia siltosa
4	47,0	29,7	17,3	5,1E-03	60,6	25,1	14,3	2,49	1,32	0,89	Areia siltosa
5	48,5	30,6	17,9	5,8E-04	61,1	20,8	18,0	2,62	1,35	0,94	Areia siltosa
6	48,0	30,5	17,5	1,2E-03	60,7	20,9	18,5	2,62	1,36	0,93	Areia siltosa
7	43,4	33,6	9,8	9,7E-04	7,8	16,0	76,0	2,71	1,56	0,74	Argila siltosa
8	50,0	44,0	6,0	9,1E-05	6,8	21,0	69,0	2,74	1,22	1,25	Argila siltosa
9	31,1	20,3	10,8	8,4E-04	40,0	9,0	51,0	2,58	1,22	1,12	Argila arenosa
10	37,6	33,8	3,8	3,5E-05	36,0	10,5	53,5	2,58	1,52	0,70	Argila arenosa
11	44,4	34,1	10,4	2,5E-03	34,0	9,0	57,0	2,58	1,20	1,15	Argila arenosa
12	43,6	35,0	8,6	NC	34,0	16,0	50,0	2,75	1,38	1,00	Argila arenosa
13	45,9	40,1	5,9	NC	34,0	29,0	37,0	2,73	1,44	0,90	Arg. silto-arenosa
14	41,2	25,0	16,2	NC	60,0	10,0	30,0	2,71	1,42	0,90	Argila arenosa
15	58,0	39,5	18,5	NC	46,0	26,0	28,0	2,67	1,18	1,26	Areia arg-siltosa
16	40,1	31,4	8,7	NC	38,0	15,0	47,0	2,63	1,43	0,84	Arg. areno-siltosa
17	43,7	35,7	8,0	NC	38,0	9,5	52,5	2,63	1,31	1,01	Argila-arenosa
18	45,4	33,9	11,5	NC	38,0	12,0	50,0	2,65	1,29	1,05	Arg. areno-siltosa
19	41,5	28,6	12,9	NC	40,0	12,0	48,0	2,71	1,22	1,22	Arg. areno-siltosa
20	41,5	34,8	6,7	NC	30,0	19,0	51,0	2,63	1,30	1,02	Arg. silto-arenosa
21	53,8	32,5	21,3	4,4E-04	57,0	27,0	16,0	2,67	1,23	1,17	Areia siltosa
22	54,3	39,3	15,0	3,7E-05	45,0	33,0	22,0	2,65	1,21	1,19	Areia siltosa
23	54,8	33,4	21,4	1,3E-04	60,0	34,0	6,0	2,66	1,20	1,21	Areia siltosa
24	51,9	34,7	17,2	2,5E-05	51,0	35,0	14,0	2,62	1,26	1,08	Areia siltosa
25	51,4	35,7	15,7	6,9E-03	52,0	40,0	8,0	2,61	1,27	1,06	Areia siltosa
26	47,8	28,6	19,2	2,2E-03	69,0	25,0	6,0	2,63	1,37	0,92	Areia siltosa
27	57,3	36,2	21,0	3,2E-03	54,0	40,0	6,0	2,57	1,10	1,34	Areia siltosa
28	63,3	45,3	17,9	1,1E-02	31,9	46,0	22,0	2,62	0,96	1,72	Silte arenoso
29	63,1	48,6	14,6	4,3E-06	27,0	48,0	25,0	2,58	0,95	1,71	Silte areno-argiloso
30	55,2	37,0	18,2	2,7E-05	55,0	40,0	5,0	2,66	1,19	1,23	Areia siltosa
31	59,2	39,3	19,9	1,6E-03	12,0	29,0	59,0	2,86	1,20	1,38	Argila siltosa
32	43,9	25,5	18,4	1,9E-03	66,5	7,5	26,0	2,72	1,56	0,74	Areia fina arg.
33	49,5	28,8	20,7	NC	65,0	5,0	30,0	2,75	1,44	0,91	Areia média a fina arg.
34	35,0	16,0	19,0	NC	80,0	6,0	14,0	2,63	1,70	0,55	Areia grossa argilosa
35	33,0	19,0	14,0	NC	78,0	5,0	17,0	2,65	1,77	0,50	Areia grossa argilosa
36	34,0	23,0	11,0	NC	68,0	6,0	26,0	2,66	1,74	0,53	Areia grossa argilosa
37	35,0	26,0	9,0	NC	57,0	6,0	37,0	2,65	1,71	0,55	Areia grossa argilosa
38	34,0	21,0	13,0	NC	71,0	6,0	24,0	2,65	1,73	0,53	Areia grossa argilosa
39	38,0	10,1	27,9	4,7E-03	89,6	4,0	6,4	2,65	1,49	0,78	Areia

NC: Não consta;

Solos 1 a 6: Formação Rio Claro;

Solos 7 a 8: Formação Corumbataí;

Solos 9 a 20: Subgrupo Itararé;

Solos 21 a 30: Sedimentos recentes;

Solos 31 a 33: Formação Adamantina (Alfaro Soto, 1999 e 2004);

Solos 34 e 38: Solos Podzólicos Vermelho-Amarelos (Fabian e Ottoni Filho, 2000);

Solo 39: Solos arenosos (Cirino e Guerra, 1994).

Obtidas as curvas de retenção para cada solo, os dados experimentais foram ajustados por regressão não-linear pelo modelo de Van Genuchten (1980). Pelo ajuste foi possível determinar a umidade volumétrica que corresponde à capacidade de campo e que, juntamente com o valor da umidade de saturação, possibilitou a obtenção da porosidade efetiva pela equação (2).

De posse dos resultados dos solos amostrados, procedeu-se ao teste de expressões matemáticas que relacionassem as porosidades total e efetiva com a textura do solo e/ou com índices físicos ou parâmetros hidráulicos medidos. Para esse objetivo, foram empregados diferentes modelos não-lineares, em que o ajuste foi realizado por regressão, com auxílio do programa Datafit v.8.1 da Oakdale Engineering.

A qualidade dos resultados (θ_s , θ_e) calculados por cada modelo foi avaliada estatisticamente. A avaliação consistiu na obtenção do coeficiente de determinação da regressão (R^2), do erro padrão da estimativa (EP), em confrontar os dados previstos e medidos mediante o teste *t student*, que verifica a hipótese de igualdade dos valores médios desses resultados (para um nível de significância de 5%), e finalmente a obtenção do erro médio (EM). EP e EM são dados pelas expressões seguintes:

$$EP = \sqrt{\frac{SQR}{n - p}} \quad e \quad (3)$$

$$EP = \sqrt{\frac{SQR}{n - p}} \quad (4)$$

onde SQR representa a somatória dos quadrados do resíduo ($\theta_{mi} - \theta_{ci}$), θ_{mi} e θ_{ci} correspondem às porosidades efetiva ou de saturação medida e calculada pelo modelo, respectivamente, para um determinado solo i . O valor n representa o número total de amostras ou solos empregados na análise e p , o número de parâmetros ou variáveis do modelo.

3 – RESULTADOS E ANÁLISES

A partir dos dados da Tabela 1, foram estabelecidas as variáveis a serem empregadas na geração das equações por regressão. As variáveis dependentes são θ_s e θ_e , e as independentes os parâmetros restantes (K, % areia, % silte, % argila, ρ_s , ρ_d , e), exceto θ_{cc} . No entanto, em alguns casos, as variáveis independentes são resultado de relações matemáticas entre dois e até três parâmetros entre si, como será visto posteriormente.

Diversos modelos lineares e não-lineares foram testados para previsão de θ_s e θ_e . As Tabelas 2 e 3 mostram os modelos que melhor reproduziram os dados observados. Nestas tabelas também são apresentadas as diferentes variáveis independentes utilizadas em cada modelo. Já nas Tabelas 4 e 5 são mostrados os parâmetros de ajuste por regressão, os coeficientes R^2 , e os erros EP e EM relativos a cada modelo.

Os indicadores da excelência do ajuste (R^2 , EP e EM) evidenciam a aderência dos dados previstos aos medidos. Porém, visto que utilizam um valor representativo na sua determinação, optou-se por observar a qualidade da previsão ao longo da faixa de variação das porosidades θ_s e θ_e . Assim, a Figura 1 mostra as porcentagens de erro determinadas para todos valores de θ_e , nos modelos *a* e *b* (modelos com maior R^2 dentre aqueles que possuem variáveis independentes, sem inclusão do K), e a Figura 2 para os modelos *d* e *e* (modelos com maior R^2 dentre aqueles que possuem variáveis independentes, inclusive K).

Tabela 2 – Modelos utilizados para previsão da porosidade efetiva (θ_e) e suas respectivas variáveis independentes.

Nº	Modelo para a variável dependente θ_e	Variável independente x_i (i=1,2,3,...)
a	$\theta_e = a + b \cdot \log(x_1) + c \cdot \log(x_1)^2 + d \cdot \log(x_1)^3 + e \cdot \log(x_1)^4 + f \cdot \log(x_1)^5 + g \cdot x_2 + h \cdot x_2^2 + i \cdot x_2^3 + j \cdot x_2^4 + k \cdot x_2^5$	areia/(silte+arg), Ln(e/(silte+arg))
b	$\theta_e = a + b \cdot \ln(x_1) + c/x_2 + d \cdot \ln(x_1)^2 + e/x_2^2 + f \cdot \ln(x_1)/x_2 + g \cdot \ln(x_1)^3 + h/x_2^3 + i \cdot \ln(x_1)/x_2^2 + j \cdot \ln(x_1)^2/x_2$	areia/ ρ_d , 1/(silte+arg)
c	$\theta_e = \exp(a \cdot x_1 + b \cdot x_2 + c \cdot x_3 + d \cdot x_4 + e)$	Areia, silte, argila, e
d	$\theta_e = a + b/x_1 + c \cdot \log(x_2) + d/x_1^2 + e \cdot \log(x_2)^2 + f \cdot \log(x_2)/x_1 + g/x_1^3 + h \cdot \log(x_2)^3 + i \cdot \log(x_2)^2/x_1 + j \cdot \log(x_2)/x_1^2$	areia / ρ_d , silte.arg.K
e	$\theta_e = a + b/x_1 + c/x_1^2 + d/x_1^3 + e/x_1^4 + f/x_1^5 + g/x_2 + h/x_2^2 + i/x_2^3 + j/x_2^4 + k/x_2^5$	areia.e, silte.arg.Ln(K)
f	$\theta_e = a + b \cdot x_1 + c \cdot x_1^2 + d \cdot x_1^3 + e \cdot x_1^4 + f \cdot x_1^5 + g \cdot x_2 + h \cdot x_2^2 + i \cdot x_2^3 + j \cdot x_2^4 + k \cdot x_2^5$	areia, silte. arg. K
g	$\theta_e = a + b/x_1 + c/x_1^2 + d/x_1^3 + e/x_1^4 + f/x_1^5 + g/x_2 + h/x_2^2 + i/x_2^3 + j/x_2^4 + k/x_2^5$	e/(silte+arg), K/(silte+arg)

Tabela 3 – Modelos utilizados para previsão da porosidade total (θ_s) e suas respectivas variáveis independentes.

Nº	Modelo para a variável dependente θ_s	Variável independente x_i (i=1,2,3,...)
i	$\theta_s = a + b \cdot \log(x_1) + c \cdot \log(x_1)^2 + d \cdot \log(x_1)^3 + e \cdot \log(x_1)^4 + f \cdot \log(x_1)^5 + g/x_2 + h/x_2^2 + i/x_2^3 + j/x_2^4 + k/x_2^5$	Areia/(silte+argila) Ln(e/(silte+argila))
j	$\theta_s = a + b \cdot \log(x_1) + c \cdot \log(x_1)^2 + d \cdot \log(x_1)^3 + e \cdot \log(x_1)^4 + f \cdot \log(x_1)^5 + g \cdot x_2 + h \cdot x_2^2 + i \cdot x_2^3 + j \cdot x_2^4 + k \cdot x_2^5$	Areia/(silte+argila) Argila
k	$\theta_s = a \cdot x_1 + b \cdot x_2 + c \cdot x_3 + d \cdot x_4 + e$	Areia, silte, argila, e
l	$\theta_s = a + b \cdot x_1 + c \cdot x_1^2 + d \cdot x_1^3 + e \cdot x_1^4 + f \cdot x_1^5 + g \cdot x_2 + h \cdot x_2^2 + i \cdot x_2^3 + j \cdot x_2^4 + k \cdot x_2^5$	Areia, K
m	$\theta_s = a \cdot x_1 + b \cdot x_2 + c \cdot x_3 + d \cdot x_4 + e \cdot x_5 + f$	Areia, silte, argila, K, e
n	$\theta_s = a + b \cdot x_1 + c \cdot x_1^2 + d \cdot x_1^3 + e \cdot x_1^4 + f \cdot x_1^5 + g \cdot x_2 + h \cdot x_2^2 + i \cdot x_2^3 + j \cdot x_2^4 + k \cdot x_2^5$	areia, K/ ρ_d

Os indicadores da excelência do ajuste (R^2 , EP e EM) evidenciam a aderência dos dados previstos aos medidos. Porém, visto que utilizam um valor representativo na sua determinação, optou-se por observar a qualidade da previsão ao longo da faixa de variação das porosidades θ_s e θ_e . Assim, a Figura 1 mostra as porcentagens de erro determinadas para todos valores de θ_e , nos modelos *a* e *b* (modelos com maior R^2 dentre aqueles que possuem variáveis independentes, sem inclusão do K), e a Figura 2 para os modelos *d* e *e* (modelos com maior R^2 dentre aqueles que possuem variáveis independentes, inclusive K).

A Figura 1 mostra que, nos modelos em que as variáveis independentes não incluem K, o erro (seja sub ou super-estimado) tende a diminuir com o acréscimo do valor de θ_e . No entanto, na Figura 2, para os modelos em que K participa, nota-se uma maior variabilidade do erro, sem qualquer

Tabela 4 – Parâmetros de regressão, coeficientes de determinação (R^2), erros padrão da estimativa (EP) e médio (EM) dos modelos, para previsão da porosidade efetiva (θ_e).

Parâmetro	Equação						
	a	b	c	d	e	f	g
a	-3,3722E+03	-8,63096E+03	1,7682E-02	3,9107E+01	1,3435E+01	-4,5028E+01	4,2968E+00
b	3,8663E+00	5,32643E+03	-5,3821E-03	-1,1376E+03	2,0727E+03	1,1420E+01	3,6661E+00
c	-2,9658E+00	1,28919E+02	-5,2435E-03	-1,0492E+01	-1,6445E+05	-6,9686E-01	-1,8778E-01
d	-4,7039E+00	-1,07479E+03	1,0042E+00	8,7191E+03	3,7804E+06	1,8016E-02	3,7915E-03
e	1,6404E+00	-5,64363E-01	1,0237E+00	-2,1850E+00	-3,1736E+07	-2,0629E-04	-3,3788E-05
f	1,1037E+00	-5,60275E+01	-	4,4739E+02	8,6575E+07	8,6254E-07	1,0892E-07
g	-3,9243E+03	7,08802E+01	-	-1,9362E+04	-1,6663E+04	8,4697E-01	1,7466E-05
h	-1,8187E+03	7,96787E-04	-	-1,8940E-02	-8,8655E+07	4,7632E+00	-7,1538E-11
i	-4,2599E+02	1,25483E-01	-	8,4039E+01	-1,6400E+11	-6,7684E+00	6,5568E-17
j	-5,0879E+01	6,03824E+00	-	-1,3779E+03	-9,9708E+13	2,2462E+00	-1,8865E-23
k	-2,4889E+00	-	-	-	-1,0807E+16	-1,5374E-01	9,0047E-31
R^2	0,967	0,956	0,768	0,971	0,958	0,885	0,873
EP	1,2	1,3	2,8	1,1	1,4	2,4	2,5
EM	6	7	16	4	5	12	8

Tabela 5 – Parâmetros de regressão, coeficientes de determinação (R^2), erros padrão da estimativa (EP) e médio (EM) dos modelos, para previsão da porosidade total (θ_t).

Parâmetro	Equação					
	i	j	k	l	m	n
a	-9,7434E+04	7,3001E+01	-6,7342E-01	-3,9140E+01	-4,5459E-01	-3,6929E+01
b	-6,5680E+00	-1,1919E+01	-3,7473E-01	2,0483E+01	-4,7262E-02	1,9915E+01
c	-5,0537E-01	-2,5268E+00	-7,1476E-01	-1,2638E+00	-4,5904E-01	-1,2294E+00
d	-4,1098E+00	-2,1647E+00	1,4263E+01	3,2387E-02	-3,4827E+01	3,1506E-02
e	-5,9401E-01	5,5426E-01	9,4563E+01	-3,6657E-04	9,1512E+00	-3,5633E-04
f	3,8379E-01	5,9689E-01	-	1,5116E-06	7,4595E+01	1,4667E-06
g	-1854296,55	-4,1046E+00	-	-3,5632E+04	-	-42746,1
h	-13982715	3,3502E-01	-	2,9678E+07	-	44237525,1
i	-52186191,3	-1,2231E-02	-	-8,9465E+09	-	-16299364827,3
j	-96284589,7	1,8760E-04	-	1,0913E+12	-	2,35E+12
k	-70167354,7	-1,0076E-06	-	-4,5255E+13	-	-1,09E+14
R^2	0,841	0,829	0,827	0,836	0,817	0,808
EP	4	4	4	4	4	5
EM	5	6	5	5	5	5

tendência relacionada ao acréscimo de θ_e . Este comportamento foi provavelmente influenciado pela variabilidade dos valores de K, pois, como é sabido, a determinação deste parâmetro fornece maior coeficiente de variação em relação a outros ensaios geotécnicos (Lee *et al.*, 1983).

As Figuras 3 e 4 mostram as porcentagens de erro determinadas para todos os valores de θ_e , nos modelos *i* e *j* (modelos com maior R^2 e variáveis independentes, sem inclusão do K) e modelos *l* e *m* (modelos com maior R^2 e variáveis independentes, inclusive K), respectivamente. As figuras

mostram que não existem tendências evidentes do erro com o acréscimo da θ_s . No entanto, em ambos casos os maiores erros foram identificados na estimativa de valores menores de θ_s , fato que entre outros, deve ter influenciado na obtenção de ajustes menos precisos em relação aos obtidos na previsão de θ_s . Esta tendência foi observada para distintos modelos empregados e sugere principalmente a possibilidade de erro de medição ou a necessidade de emprego de uma variável adicional que seja capaz de descrever o fenômeno. A esse respeito, Saxton *et al.* (1986) sugerem que a inclusão da variável matéria orgânica (MO), na previsão de q_s , poderia melhorar a aderência dos dados medidos aos calculados.

Conhecida a variabilidade (diferença entre valores medidos e previstos) produzida pela previsão dentro dos intervalos de θ_e e θ_s considerados, verificou-se se esse fato permitiria ainda valores médios ($\bar{\theta}_e$ e $\bar{\theta}_s$) calculados iguais aos valores médios medidos (hipótese nula H_0). Assim, a hipótese foi testada para um nível de significância de 5%, para o teste *t student*, tendo sido aceita para todos os modelos avaliados.

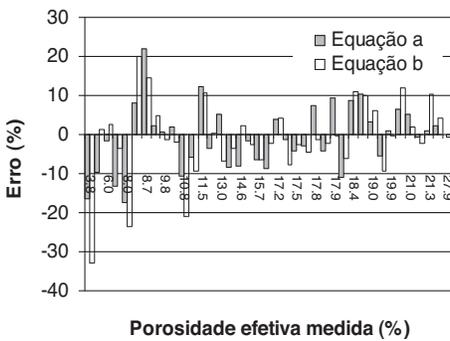


Fig. 1 – Porcentagem de erro determinada para os modelos *a* e *b*, utilizando todos valores de θ_s .

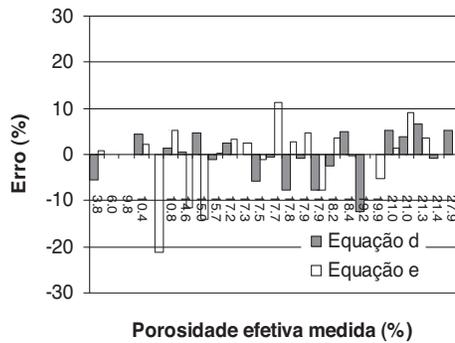


Fig. 2 – Porcentagem de erro determinada para os modelos *d* e *e*, utilizando todos valores de θ_s .

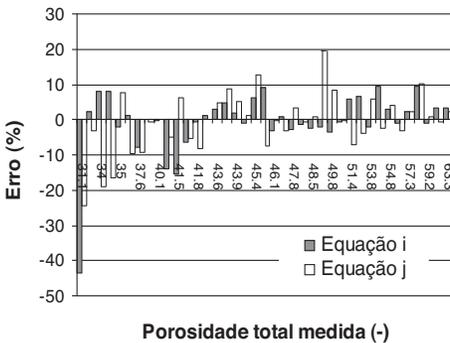


Fig. 3 – Porcentagem de erro determinada para os modelos *i* e *j*, utilizando todos valores de θ_e .

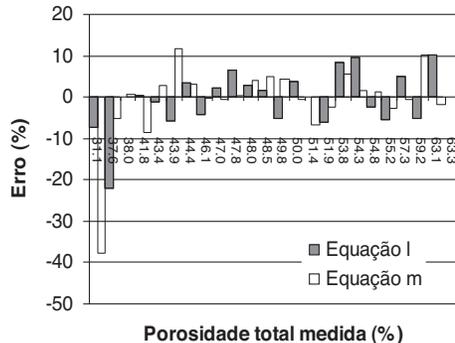


Fig. 4 – Porcentagem de erro determinada para os modelos *l* e *m*, utilizando todos valores de θ_e .

Por outro lado, conforme pode ser observado na Tabela 4, os modelos que melhor se ajustaram aos valores experimentais de θ_e , seja pelos valores maiores de R^2 , seja pelos valores menores de EP e EM, foram os modelos *a*, *b*, *d*, *e*. Já para previsão de θ_s (Tabela 5), os modelos mais adequados foram *i*, *j*, *l*, *m*. Seja na previsão de θ_e ou θ_s , cabe ressaltar que a inclusão da condutividade hidráulica como variável independente permitiu obter-se elevados coeficientes de determinação,

embora a medição de K admita dispersão (elevados coeficientes de variação) dos seus resultados, como já dito anteriormente. Isto se deve provavelmente ao fato de que a maioria das medições de K , no presente trabalho (75%), foi pelo método do permeâmetro Guelph que, segundo apontado por Alfaro Soto (1999), permite menor variabilidade dos resultados em relação ao permeâmetro de parede rígida em laboratório.

Nas Figuras 5 e 6 é mostrado o confronto entre θ_e medidos e previstos respectivamente para os modelos a (sem inclusão de K) e d (com inclusão de K), que permitiram um dos melhores resultados de ajuste. Nestas figuras se observa a maior aderência dos valores previstos, que se aproximam da reta 1:1. Estes modelos mostraram melhores resultados de R^2 que os utilizados por outros autores (Melo *et al.*, 2002; Gupta e Larson, 1979) para medição de θ_e ou mesmo da capacidade de campo.

Nas Figuras 7 e 8 é ilustrado o confronto de θ_s medidos e previstos pelos modelos i (sem inclusão de K) e l (com inclusão de K), respectivamente. Foram também aqui encontrados resultados com altos valores de R^2 . No entanto, estes valores não são superiores aos que outros autores encontraram, entre eles Saxton *et al.* (1986). Diferente desses autores, as análises de regressão no presente trabalho não contaram com a variável matéria orgânica (MO), o que pode ter influenciado na previsão de q_s , como mencionado anteriormente.

Apesar de ser evidente que a escolha dos modelos mais apropriados para previsão de θ_e e θ_s dependem dos maiores valores de R^2 e menores valores de EP e EM, não se deve descartar o emprego dos outros modelos aqui apresentados. Da literatura especializada, se observa que os critérios sugeridos por vários autores, para uma boa previsão, são diferentes. Por exemplo, Mello *et al.* (2002) sugerem que o ajuste de um modelo com R^2 0,88 e EM 10,9% permite classificar a equação como boa para estimar θ_e . Assim, visando constatar a validade dos outros modelos aqui apresentados, optou-se por verificar o comportamento da variabilidade da porcentagem do erro com o resíduo absoluto de alguns modelos de previsão de θ_e e θ_s . A Figura 9 mostra essa relação quando empregados os modelos a e b , para previsão de θ_e , e os modelos i e j , para previsão de θ_s , bem como as curvas de ajuste obtidas para os dados experimentais.

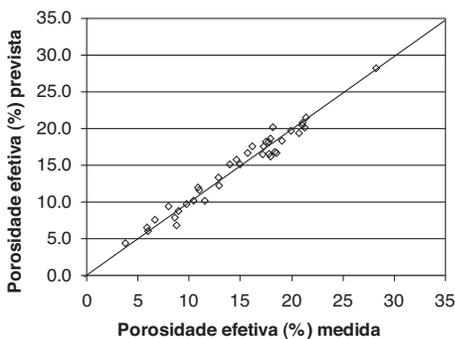


Fig. 5 – θ_e medidas versus θ_e previstas pelo modelo a .

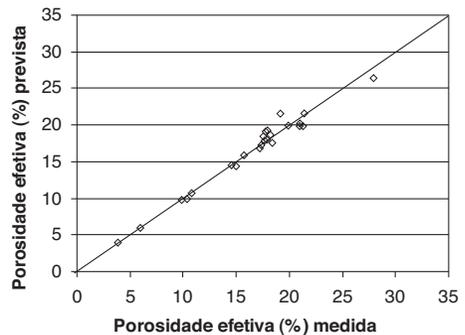


Fig. 6 – θ_e medidas versus θ_e previstas pelo modelo d .

Da Figura 9 se observa que a porcentagem do erro pode aumentar com variações do residual absoluto, principalmente a partir de um ponto de inflexão. Após essa inflexão, a porcentagem de erro pode variar em maior magnitude, o que resulta indesejável para a estimativa das porosidades e principalmente para θ_s (maior variabilidade do residual absoluto).

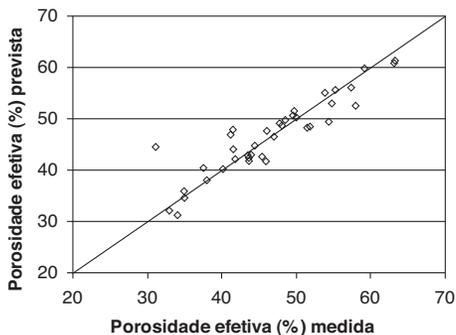


Fig. 7 – θ_s medidas versus θ_s previstas pelo modelo *i*.

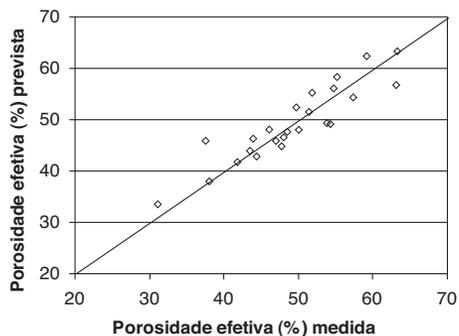


Fig. 8 – θ_s medidas versus θ_s previstas pelo modelo *l*.

Com a finalidade de identificar esse ponto de inflexão, optou-se pela obtenção da primeira derivada $f(RA)$ de ambas curvas de ajuste, dada pela expressão:

$$f(RA) = d(E)/d(RA) \quad (5)$$

onde E representa a equação de ajuste de potência e polinomial de 3º grau para os dados %Erro versus %Residual Absoluto (Figura 9), provenientes das porosidades efetiva e total, respectivamente, e RA correspondente à porcentagem do residual absoluto. A Figura 10 ilustra os valores obtidos a partir da equação (5).

Da Figura 10 pode-se observar que o ponto de inflexão (%Erro versus %RA) ocorre aproximadamente em 0,9 e 6,5 de %RA para os dados de q_e e q_s , respectivamente. Assim, para esses valores obtemos os %Erro, segundo as curvas de ajuste da Figura 9, resultando em 7 e 14 % para θ_e e θ_s , respectivamente.

Adotando-se as %Erro na inflexão acima calculadas, porém como erros médios (EM) admissíveis, poderemos estabelecer aproximadamente o limite para evitar erros excessivos para os modelos de ajuste apresentados. No entanto, o EM admissível para a θ_s , resulta menos restritivo em

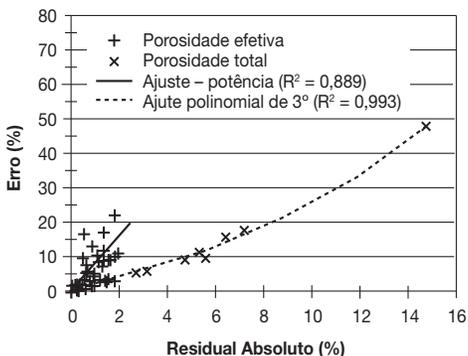


Fig. 9 – Erro (%) versus Residual Absoluto (%) e suas respectivas curvas de ajuste, quando empregados os modelos *a* e *b*, para previsão de θ_e , e *i* e *j*, para previsão de θ_s .

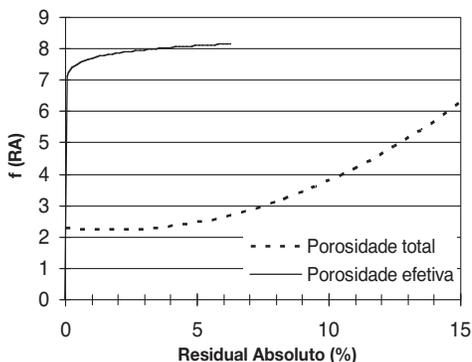


Fig. 10 – $f(RA)$ versus Residual absoluto (%) para dados de θ_e e θ_s .

relação a θ_e devido a que seus modelos de previsão produziram maiores magnitudes de % Erros. Sendo assim, se estabeleceu arbitrariamente um novo valor de %RA igual a 2% (Figura 10) que permita cumprir o objetivo de evitar erros excessivos na previsão tanto de θ_e como de θ_s . Com este novo valor se obteve %Erro de 15 e 6% para θ_e e θ_s respectivamente.

Da Tabela 4 se observa que, a maioria dos modelos para previsão de θ_e não ultrapassaram o EM=15% (mostrando R^2 entre 0,967 e 0,873), exceto o modelo *c* que coincidentemente mostrou o menor valor ($R^2 = 0,768$). Já a Tabela 5 mostra que para previsão de θ_s todos os modelos, tiveram $EM \leq 6\%$ onde o R^2 variou entre 0,841 e 0,808. Disto resulta que, a maioria dos modelos (com exceção do *c*) podem-se apresentar aceitáveis para a estimativa preliminar de θ_e e θ_s neste tipo de solos.

4 – CONCLUSÃO

A partir de dados de 39 amostras de solos inalterados brasileiros, obteve-se suas porosidades total e efetiva, cujas relações podem ser descritas mediante diferentes equações não-lineares, ajustadas aos dados experimentais por regressão.

Observou-se uma significativa correlação (R^2 em torno do 0,97, EM aproximadamente 1,1) entre a porosidade efetiva, parâmetros texturais e de índices físicos do solo, inclusive com a condutividade hidráulica, cuja dispersão foi provavelmente minimizada ao utilizar métodos in situ (permeâmetro Guelph) para a sua determinação. O mesmo ocorre quando se relacionaram estas propriedades com a porosidade total, atingindo consideráveis coeficientes de correlação similares às encontradas por outros autores (R^2 em torno do 0,84, EM aproximadamente 5,0), que utilizaram ainda o teor de matéria orgânica como variável adicional.

Sendo assim, as equações propostas se mostram como um expediente muito útil na estimativa de duas propriedades hidráulicas de grande importância, θ_s e θ_e , que podem ser calculadas com maior precisão a partir de ensaios rotineiros, geralmente utilizados na caracterização de solos.

5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfaro Soto, M. A. (1999). *Estudo da condutividade hidráulica não saturada*. Dissertação de Mestrado – Universidade de São Paulo (USP), Escola de Engenharia de São Carlos (EESC). São Carlos, p. 198.
- Alfaro Soto M. A. (2004). *Comparação entre métodos de imposição e de controle de sucção em ensaios com solos não saturados*. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo (USP), Escola de Engenharia de São Carlos (EESC). São Carlos, p. 206.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1984a). MB-28 NBR 6508: *Determinação da massa Específica*.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1984b). MB-32 NBR 7181: *Solo-Análise Granulométrica*.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1995). NBR 13292/04/1995: *Determinação do coeficiente de permeabilidade dos solos granulares à carga constante*.
- Cirino, C. G. e Guerra, H. O. C. (1994). *Utilização das relações energia-umidade na caracterização físico-hídrica dos solos*. Pesq. Agropec. Bras. Brasília. v. 29, no 12, p. 1073-1078.

- Fabian, A. J. e Ottoni Filho, T. B. (2000). *Determinação de capacidade de campo in situ ou através de equações de regressão*. Pesq. Agropec. Brás. Brasília. v. 35, no 5, p.1029-1036.
- Ferreira, M. M. e Marcos, Z. Z. (1983). *Estimativa da capacidade de campo de latossolo roxo distrófico e regosolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade*. Ciência e prática, Lavras, v. 7, no 1, p. 96-101.
- Gupta, S. C.; Larson, W. E (1979). *Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter content, and bulk density*. Water Resources Research. Washington, v. 20, p.1633-1635.
- Lee, J. F.; White W. E; Ingles O. G. (1983). *Geotechnical Engineering*, USA, Pitman Publishing Inc. p.508.
- Macedo, J. R. (1991). *Determinação de retenção hídrica por correlação múltipla e de variabilidade espacial em solos podzólicos de Seropédica*, R.J. Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado, UFRJ, p.174.
- Marinho, F. A. M (1994). *Medição da sucção com o método do papel filtro*. Anais do X COBRAMSEF, v. 2, p.515-522.
- Mello, C. R. de; Oliveira G. C. de; Resk D. V. S.; Lima, J. M. de; Dias Júnior, M. S. de. (2002). *Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica*. Ciênc. Agrotec., Lavras, v. 26, no 4, p. 836-841.
- Nogueira, J. B. (2001). *Mecânica dos solos*. Ensaios de laboratório. EESC-USP, São Carlos. p.248.
- Reichardt, K. (1985). *Processos de Transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. Fund., Cargill, Campinas, p. 466.
- Reichardt, K. (1996). *Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas*. Piracicaba: ESALQ, p.505.
- Richards, L. A. (1941). *A pressure membrane extraction apparatus for soil suction*. *Soil Science* v. 51, p. 377-386.
- Reynolds, W. D.; Elrick, D. E. (1985). *In situ measurement of field - saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter*. *Soil Science*, v. 140, n^o 4, p. 292-302.
- Saxton K. E.; Rawls, W. J.; Romberger, J. S.; Padendick, R. I. (1986). *Estimating generalized soil-water characteristic from texture*. *Soil Science Society of America. Journal*, Madison, v. 50, p.1031-1036.
- Van Genuchten, M. T. (1980). *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. *Soil Sci. Soc.Am.J.*, v. 44, no 5, p. 892-898.
- Van Lier, Q. J. (2000). *Índices de disponibilidade de água para as plantas*. In: Novais, R. F.; Alvarez, V. H.; Schaefer, C. E. G. R. Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p. 95-106.
- Veihmeyer, F. J. e Hendrickson, A. H. (1931). *Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils*. *Soil Science*, Baltimore, v. 68, no 2, p.75-94.