

NOVO MÉTODO PARA ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO NA CONDIÇÃO DE CAPACIDADE DE CAMPO

Celso L. Prevedello

Departamento de Solos da UFPR – Caixa Postal 2959
80035-050 Curitiba, PR

RESUMO

É apresentado um novo método para estimativa da capacidade de campo. Para aplicá-lo, é necessário ajustar a equação de Van Genuchten aos dados da curva de retenção de água para cada profundidade de interesse, a fim de se conhecer os parâmetros independentes α , m , n , θ_r e θ_s dessa equação, e utilizá-los no programa "THETACC", para uma determinada taxa de drenagem considerada desprezível.

INTRODUÇÃO

Muita atenção tem sido dada ao conceito de capacidade de campo. Reichardt (1985), por exemplo, fez uma ampla análise desse conceito do ponto de vista teórico e discutiu a aplicação desse conceito para dois solos distintos: um considerado homogêneo (latossolo) e outro heterogêneo (terra roxa estruturada). Esse autor concluiu que a capacidade de campo é o resultado de um comportamento dinâmico da água no solo e não de uma característica intrínseca de sua matriz. O valor da capacidade de campo é dependente do fluxo de drenagem interna do solo, o qual é rapidamente decrescente com o tempo, mas que praticamente nunca cessa, o que torna difícil definir um momento para determinar a capacidade de campo. Prevedello (1996) também concluiu que a capacidade de campo é uma propriedade dinâmica de cada meio poroso e dependente da taxa de drenagem que é considerada desprezível; da umidade inicial da zona úmida; da profundidade de penetração da água de chuva ou irrigação; e das propriedades hidráulicas do meio poroso.

Reichardt (1985) recomenda, para os profissionais em irrigação, que a capacidade de campo seja determinada 2 a 3 dias após o processo de molhamento do solo, quando o turno de rega for menor do que 10 dias. Para os interessados em estudos de lixiviação de nutrientes e pesticidas ou outros processos dinâmicos do solo, esse tempo deve ser mais longo. Profissionais preocupados com a recarga de aquíferos subterrâneos, por outro

lado, deverão determiná-la depois de longos períodos de drenagem ou, até mesmo, considerar que o fluxo de drenagem nunca se anula.

A capacidade de campo, para os propósitos da irrigação, tem sido comumente assumida como o limite superior de disponibilidade de água às plantas. Em decorrência disso, são muitas as propostas para determinação desse valor. O objetivo deste trabalho foi desenvolver uma análise do processo da redistribuição da água do solo que pudesse fundamentar o desenvolvimento de uma metodologia para estimativa da capacidade de campo, de modo prático, sem contudo deixar de levar em conta a natureza dinâmica do processo e as propriedades hidráulicas do meio.

CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

A Figura 1, adaptada de Reichardt (1985), mostra esquematicamente os perfis de umidade típicos do processo da redistribuição da água no solo, após ter cessada uma chuva ou irrigação. A análise desses perfis permite concluir que a tangente $d\theta/dz$ é aproximadamente nula na zona úmida, o que implica em $d(p/\rho g)/dz \approx 0$, sendo que $p/\rho g$ é a pressão da água no solo (mH_2O), θ é a umidade ($m^3 \cdot m^{-3}$) e z é a coordenada de posição (m). Além disso, a tangente $d\theta/dt$, sendo t o tempo (s), não varia com a profundidade, uma vez que a drenagem interna nessa zona é uniforme. Com essas aproximações, a equação diferencial geral que governa o movimento da água na direção vertical (equação de Richards) simplifica-se em:

$$\frac{d\theta}{dt} \frac{dz}{dt} = dK(\theta) \quad (1)$$

que integrada entre os limites $z = 0$ (superfície do solo) e $z = -L$ (profundidade de molhamento) resulta em:

$$-L \frac{d\theta}{dt} = K(\theta) \quad (2)$$

onde o primeiro membro de (2) representa a taxa de variação do perfil de umidade, e K a condutividade hidráulica (m/s). Portanto, se essa taxa for considerada desprezível quando menor do que um determinado valor, digamos τ , e se a função $K(\theta)$ for conhecida, então a Equação (2) resultará numa expressão que permitirá estimar o valor da umidade na condição de capacidade de campo.

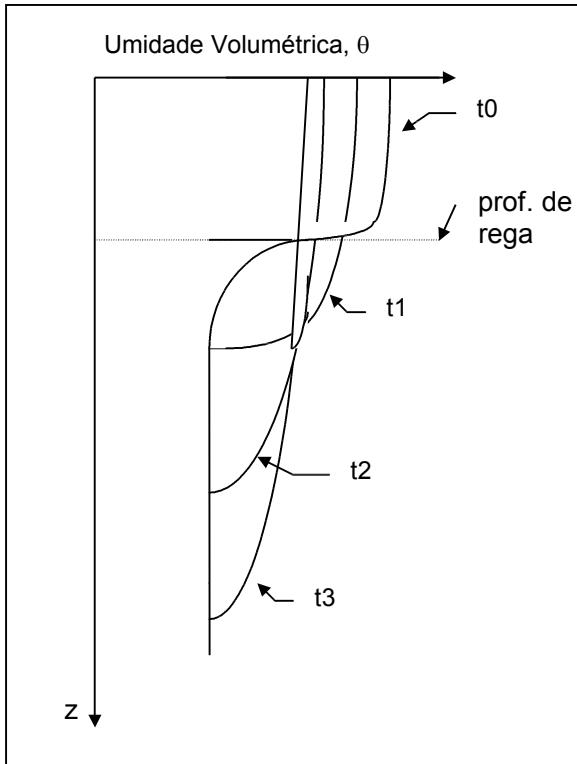


Figura 1. Perfis de umidade típicos do processo da redistribuição da água do solo, logo após uma irrigação ou chuva (adaptada de Reichardt, 1985).

Assim, fazendo opção pelo modelo de Van Genuchten (1980) para expressar a função $K(\theta)$ (veja também Prevedello, 1996, para outro modelo de função $K(\theta)$), então a Equação (2) fica:

$$\tau = K_s \cdot \Theta^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \Theta^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (3)$$

onde: Θ é a saturação efetiva (função adimensional); K_s é a condutividade hidráulica do solo, quando saturado de água (m/s) e; m é um parâmetro adimensional de ajuste para o solo considerado

(veja Equação 4). A função Θ , segundo Van Genuchten (1980), é dada por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + \left(\alpha \left| \frac{p}{\rho g} \right| \right)^n \right]^m} \quad (4)$$

onde: α (m^{-1}) e n (adimensional) são parâmetros de ajuste; θ_r é a umidade residual ($m^3 \cdot m^{-3}$) e; θ_s é a umidade na saturação ($m^3 \cdot m^{-3}$). Na Equação (4), o parâmetro m é dependente de n através da seguinte relação: $m = 1 - 1/n$.

Assumindo que a condição de capacidade de campo seja atingida quando a taxa de drenagem τ reduz-se para uma dada porcentagem (p) da condutividade hidráulica saturada, então (3) simplifica-se em:

$$p = (\Theta)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \Theta^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (5)$$

Se a curva de retenção de água para o solo de interesse for conhecida, então o parâmetro independente m pode ser conhecido, e a função Θ , para a condição de capacidade de campo, passa a ser incógnita de (5). Se um determinado método de aproximação for utilizado para encontrar essa função, em (5), então a umidade na capacidade de campo pode ser estimada por (4), já que tanto θ_r quanto θ_s também são parâmetros de ajuste conhecidos a partir da curva de retenção de água (Van Genuchten, 1980).

O programa a seguir, denominado "THETACC" e escrito em linguagem BASIC, aplica um procedimento numérico para estimar a função Θ da Equação (5), a partir dos parâmetros m , θ_r , θ_s e p . Este programa assume distintos valores para Θ , desde 0 (zero) até 1 (um), e verifica a igualdade do primeiro com o segundo membro. Quando essa igualdade é satisfeita, pela condição imposta na linha 130, então o valor da umidade na condição de capacidade de campo é calculada na linha 150, fazendo uso da Equação (4).

Programa "THETACC" em linguagem BASIC para estimar o valor da umidade na condição de capacidade de campo:

```
10 REM "THETACC"
20 INPUT "m";M
30 INPUT "umidade residual,"
```

```

m^3/m^3";TR
40 INPUT "umidade na saturação,
m^3/m^3";TS
50 INPUT "porcentagem de Ks. Por
exemplo, 1%";P
60 FOR i = 1 TO 10000
70 TG = i/10000
80 B = SQR(TG)
90 C = TG^(1/M)
100 D = (1-C)^M
110 E = (1-D)^2
120 F = B*E
130 IF ABS(B*F-P/100) < 0.001THEN
    GOTO 150
140 STOP
150 PRINT "umidade na capacidade de
campo";TG*(TS-TR)+TR

```

É importante observar que a teoria apresentada é própria da condição de solo homogêneo. A presença de horizontes ou camadas de solo de diferentes propriedades hidráulicas altera a condição de gradiente unitário e, por isso, a Equação (5) poderá produzir valores de umidade mais baixos do que os esperados. Uma medida alternativa para contornar esse problema, pelo menos em parte, é considerar valores de p maiores do que aqueles adotados para solos homogêneos (tantas vezes quanto indicar a magnitude dos gradientes de potencial hidráulico).

UM EXEMPLO DE APLICAÇÃO EM SOLO HOMOGÊNEO

Para exemplificar a estimativa da capacidade de campo, utilizaram-se os dados obtidos por Libardi (1996), o qual submeteu um latossolo vermelho-amarelo fase arenosa a um estudo de drenagem visando a obtenção da relação funcional $K(\theta)$. Trata-se de um perfil de solo franco-argiloso, com cerca de 69% de areia, 5% de silte e 26% de argila, com massa específica seca em torno de 1400 kg/m^3 . Esse solo foi inundado até uma profundidade de 1,5 m, aproximadamente, para a medida da taxa de infiltração básica K_s . Posteriormente, ele foi coberto com uma lona plástica para monitorar o processo da drenagem interna por meio de tensiômetros, instalados a cada 0,15 m de profundidade. Os respectivos valores da umidade foram inferidos a partir das curvas de retenção de água obtidas em laboratório com amostras não deformadas do mesmo solo, nas respectivas profundidades. A Tabela 1 resume os valores dos parâmetros independentes α , m , n , θ_s e

θ_r obtidos por processo de ajuste não linear, conforme Boratto (1984), a partir dos valores da curva de retenção fornecidos por Libardi (1996).

Os dados da Tabela 1 foram então introduzidos no programa "THETACC" para se avaliar a umidade de cada profundidade na condição de capacidade de campo, admitindo-se quatro situações distintas: a) que essa condição era atingida quando a taxa de drenagem τ reduzia-se a 2% ($p = 2\%$) da condutividade hidráulica saturada; b) a 1,5% ($p = 1,5\%$); c) a 1% ($p = 1\%$), e; d) a 0,5% ($p = 0,5\%$). A Tabela 2 apresenta os valores de umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) para cada profundidade, segundo as quatro situações, bem como os valores de tensão correspondentes, estes obtidos explicitando $p/\rho g$ da Equação (4), ou seja:

$$|p/\rho g| = \left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{1/n} \quad (6)$$

Os valores de tempo (terceira coluna) da Tabela 2 foram obtidos através das funções $\theta(t)$ fornecidas por Libardi (1996), substituindo-se os valores de umidade (segunda coluna) nas respectivas equações. Nota-se que esses tempos diferem muito entre si, evidenciando que o tempo no qual uma determinada taxa de drenagem torna-se desprezível varia de uma profundidade para outra dentro do solo, o que tem toda lógica quando se observa que a capacidade de campo é um processo dinâmico.

De acordo com Veihmeyer e Hendrickson (1931, 1949), que introduziram esse conceito, a capacidade de campo é "a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorre dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes". Pela Tabela 2, o tempo médio para $p = 1\%$ resultou em 48,5 h, bem próximo do critério de dois dias sugerido por esses dois autores e adotado por muitos outros para solos homogêneos, particularmente para fins de irrigação. Esse valor unitário de $p\%$, portanto, parece ser adequado para estimativa da umidade na capacidade de campo em solos homogêneos. Para efeito de comparação entre a umidade de capacidade de campo obtida por Richardt (1985) e a teoria aqui proposta, foram utilizados os dados fornecidos por esse autor para obter os parâmetros independentes da equação de Van Genuchten para a profundidade de 0,30 m do

Tabela 1. Parâmetros independentes obtidos por ajuste da equação de Van Genuchten (1980) aos dados experimentais das curvas de retenção de água de um latossolo vermelho amarelo fase arenosa.

Prof. m	α m^{-1}	m	n	θ_r $m^3 \cdot m^{-3}$	θ_s $m^3 \cdot m^{-3}$	coeficiente de determinação
0,15	5,8519	0,412352	1,701700	0,133	0,390	0,987
0,30	2,6623	0,458123	1,845437	0,178	0,400	0,970
0,45	3,4100	0,462457	1,860317	0,168	0,409	0,985
0,60	2,3428	0,489889	1,960356	0,150	0,427	0,978
0,75	3,0832	0,531306	2,133587	0,148	0,395	0,998
0,90	3,0506	0,495836	1,983482	0,148	0,383	0,995
1,05	2,9587	0,501569	2,006294	0,152	0,383	0,997
1,20	2,3784	0,524739	2,104109	0,145	0,396	0,997
1,35	2,3684	0,518947	2,078774	0,138	0,391	0,995

Tabela 2. Valores de umidade, tensão e tempo de redistribuição correspondentes à condição de capacidade de campo de um latossolo vermelho-amarelo fase arenosa, segundo diferentes critérios.

Prof. m	θ_{cc} $m^3 \cdot m^{-3}$				Tempo h				$ p/\rho g _{cc}$ mH_2O			
	p=2%	p=1,5%	p=1%	p=0,5%	p=2%	p=1,5%	p=1%	p=0,5%	p=2%	p=1,5%	p=1%	p=0,5%
0,15	0,297	0,288	0,277	0,258	3,0	4,6	7,6	18,1	0,314	0,327	0,346	0,385
0,30	0,308	0,301	0,291	0,275	39,4	56,9	95,9	221,0	0,646	0,674	0,715	0,789
0,45	0,308	0,300	0,290	0,272	10,8	15,4	23,9	52,8	0,502	0,523	0,556	0,620
0,60	0,303	0,294	0,282	0,261	50,1	70,8	112,3	251,1	0,707	0,737	0,784	0,875
0,75	0,275	0,266	0,255	0,237	17,7	23,9	34,6	63,0	0,514	0,542	0,569	0,635
0,90	0,277	0,269	0,258	0,241	12,5	17,7	28,3	58,7	0,539	0,563	0,598	0,667
1,05	0,277	0,270	0,259	0,242	10,4	14,0	22,3	45,6	0,552	0,576	0,613	0,684
1,20	0,275	0,267	0,256	0,237	26,7	36,0	54,4	110,8	0,671	0,700	0,744	0,829
1,35	0,271	0,262	0,251	0,233	26,8	37,9	58,0	115,9	0,678	0,708	0,712	0,838
média	0,288	0,280	0,269	0,251	21,9	30,8	48,5	104,1	0,569	0,594	0,626	0,703

latossolo. Obteve-se: $\alpha = 2,2697 m^{-1}$, $m = 0,6183$, $\theta_s = 0,382 m^3 \cdot m^{-3}$, $\theta_r = 0,23 m^3 \cdot m^{-3}$. Esses valores foram então introduzidos no programa "THETACC" para $p = 1\%$, o que resultou $\theta_{cc} = 0,285 m^3 \cdot m^{-3}$, valor esse muito próximo daquele sugerido por Reichardt (1985) para o critério de dois dias, que foi de $0,287 m^3 \cdot m^{-3}$.

Outras aproximações da umidade na condição de capacidade de campo baseiam-se em valores de tensão da água, como $0,60 mH_2O$, $1,0 mH_2O$ ou $3,3 mH_2O$. Neste experimento de redistribuição, a umidade e tensão foram monitoradas por 480 h (20 dias) e durante esse período nenhuma profundidade chegou a acusar o valor clássico de $3,3 mH_2O$. A maior tensão ocorreu em $z = 0,15 m$ ($1,65 mH_2O$) e a menor em $z = 1,35 m$ ($1,425 mH_2O$). Portanto, qualquer medida laboratorial que emprega-se a tensão de $3,3 mH_2O$ para a capacidade de campo, neste solo, subestimaria esse valor. Os dados da Tabela 2, para $p = 1\%$, apontam para uma tensão média na ordem de $0,63 mH_2O$, bem próxima portanto, do valor $0,60 mH_2O$.

UM EXEMPLO DE APLICAÇÃO EM SOLO HETEROGRÊNEO

O mesmo procedimento anterior foi aplicado para o processo de redistribuição de água em um solo heterogêneo, classificado como terra roxa estruturada, também estudado por Libardi (1996). Trata-se de um solo com teores médios de 32% de areia, 13% de silte e 55% de argila, com massa específica seca em torno de 1540 kg/m^3 .

A Tabela 3 resume os valores dos parâmetros independentes α , m , n , θ_r e θ_s obtidos por processo de ajuste não linear, conforme Boratto (1984), a partir dos valores da curva de retenção obtidos à campo, por tensiometria e sonda de nêutrons, conforme Libardi (1996).

Os dados da Tabela 3 também foram introduzidos no programa "THETACC", semelhantemente aos dados do solo anterior. A Tabela 4 mostra os valores de umidade (θ_{cc}) e de tensão na capacidade de campo, por profundidade, para duas

Tabela 3. Parâmetros independentes obtidos por ajuste da equação de Van Genuchten (1980) aos dados experimentais das curvas de retenção de água de uma terra roxa estruturada.

Prof. m	α m^{-1}	m	n	θ_r $m^3 \cdot m^{-3}$	θ_s $m^3 \cdot m^{-3}$	coeficiente de determinação
0,45	19,9864	0,638558	2,766693	0,290	0,300	0,871
0,75	7,0448	0,795661	4,893821	0,346	0,364	0,947
1,05	2,2267	0,791124	4,787529	0,281	0,321	0,930
1,35	1,5783	0,750473	4,007582	0,265	0,323	0,865
1,65	1,3110	0,798627	4,965909	0,295	0,363	0,965

Tabela 4. Valores de umidade, tensão e tempo de redistribuição correspondentes à condição de capacidade de campo para uma terra roxa estruturada, segundo diferentes critérios.

Prof. m	θ_{cc} $m^3 \cdot m^{-3}$		Tempo h		$ p/\rho g _{cc}$ mH_2O	
	p=1,5%	p=1%	p=1,5%	p=1%	p=1,5%	p=1%
0,45	0,294	0,293	120,8	154,8	0,075	0,079
0,75	0,351	0,350	145,9	171,8	0,18	0,19
1,05	0,292	0,291	279,4	322,0	0,58	0,61
1,35	0,283	0,280	96,0	116,3	0,86	0,90
1,65	0,314	0,311	131,0	155,6	0,98	1,02
média	0,307	0,305	154,6	184,1	0,54	0,56

situações de p%: 1,5 e 1%. A opção por $p = 1,5\%$, neste solo heterogêneo, se deve aos gradientes de potencial hidráulico, que durante o processo da redistribuição ocorreram em torno do valor 1,5 mH_2O/m , como se pode observar em Libardi (1996). Os valores de tempo, estes também obtidos das funções $\theta(t)$ fornecidas por Libardi (1996), também são mostrados na Tabela 4. Nota-se que os valores de umidade ou de tempo na capacidade de campo pouco diferem para $p = 1,5\%$ e $p = 1\%$, o que mostra ser desnecessária, neste solo, a opção por $p = 1,5\%$ para compensar os gradientes de potencial. Por outro lado, quando se compara os resultados de tempo médio entre os dois solos, verifica-se que agora o tempo (184,1 h para $p = 1\%$) foi bem maior do que as 48,5 h verificadas no solo anterior. Essa diferença se deve à lenta drenagem vertical da terra roxa, particularmente do horizonte Bt de baixa condutividade hidráulica. É também essa lenta drenagem que explica as pequenas variações de umidade nos horizontes. Por isso, a escolha do tempo de drenagem ou do valor p% não são limitantes neste solo.

Neste experimento de redistribuição, a umidade e tensão foram monitorados por 478,08 h (aproximadamente 20 dias) e também durante esse período nenhuma profundidade chegou a acusar o valor clássico de 3,3 mH_2O . A maior tensão ocorreu em $z = 1,65$ m (1,63 mH_2O) e a menor em $z = 0,45$ m (0,169 mH_2O). Mas aqui também, tal

como no latossolo, os dados apontam para uma tensão média próxima do valor 0,60 mH_2O . Por outro lado, os dados da última coluna da Tabela 4 mostram que, se as profundidades consideradas fossem até 0,75 m ou 1,05 m, o valor médio da tensão diferiria bastante dos 0,60 mH_2O . Isso mostra que os valores de capacidade de campo obtidos por meio de tensões preestabelecidas não parecem conduzir a resultados satisfatórios, justamente porque a capacidade de campo é um processo dinâmico, sendo necessário estabelecer quando o fluxo de drenagem se torna desprezível e, ainda, definir qual é esse fluxo desprezível. Como isso evidentemente depende de interesses específicos, é lógico admitir que a condição de capacidade de campo não possa ser satisfatoriamente definida por uma ou outra tensão preestabelecida. É por isso que Reichardt (1985) sugere que critérios para determinar a capacidade de campo devam levar em conta a função $K(\theta)$, que é uma característica dinâmica do solo, ao invés de valores de tensões. O método desenvolvido neste trabalho atende essa sugestão, mas com a vantagem de não envolver a dificuldade própria dessa medida. Procedimentos como este enfatizam a importância prática da curva de retenção porque os termos α , m, n, θ_r e θ_s não refletem somente a característica do solo quanto à sua capacidade em reter água, mas também em transmiti-la.

CONCLUSÃO

É proposto um método para estimar a umidade do solo na condição de capacidade de campo. O método faz uso dos parâmetros independentes α , m , n , θ_s e θ_r da equação de Van Genuchten para expressar a curva de retenção de água, e de uma determinada taxa de drenagem τ considerada desprezível para o processo da redistribuição da água do solo. A teoria desenvolvida foi aplicada em dois solos distintos: um homogêneo, classificado como latossolo vermelho-amarelo fase arenosa, e outro heterogêneo, classificado como terra roxa estruturada. Os resultados mostraram que a adoção de τ como sendo 1% do valor da condutividade hidráulica saturada do solo ($\tau = 0,01 \cdot K_s$) foi capaz de estimar a capacidade de campo com valores bem próximos daqueles observados em condições de campo, tanto no solo homogêneo quanto no heterogêneo.

REFERÊNCIAS

BORATTO, F. (1984). *BASIC para engenheiros e cientistas*. 2^a. ed. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, p120.

LIBARDI, P. L. (1996). *Condutividade hidráulica do solo em condições de campo*. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" (Tese de doutoramento), p113.

PREVEDELLO, C. L. (1996). *Física do solo com problemas resolvidos*. Curitiba, Salesward-Discovery, p446.

REICHARDT, K. (1985). *Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. 4^a. ed. Campinas, Fundação Cargill, p466.

VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-898.

VEIHMEYER, F. J. & HENDRICKSON, A. H. (1931). The moisture equivalent as a measure of field capacity of soils. *Soil Sci.*, 32:181-193.

VEIHMEYER, F. J. & HENDRICKSON, A. H. (1949). Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. *Soil Sci.*, 68:7-94.

A Simple Method to Determine Field Capacity

ABSTRACT

A new method to estimate the field capacity is presented. For its application, it is enough to know the soil water retention curve data for each depth and to adjust the Van Genuchten's equation to them in order to obtain the independent parameters (α , m , n , θ_r and θ_s) of the equation. By using the "THETACC" BASIC program and the parameter values obtained, field capacity can be estimated for some specified rate of internal drainage (τ). The value of τ ($= 0,01 \cdot K_s$) was able to estimate the field capacity for both homogeneous and heterogeneous soils.