

# UTILIZAÇÃO DE CORRELAÇÃO DE MÉTODO DE CAMPO E REGRESSÃO LINEAR A FIM DE ESTIMAR A CAPACIDADE DE CAMPO ( $\theta_{cc}$ ) PARA UM LATOSOLO VERMELHO DISTRÓFICO TÍPICO DAS REGIÕES DO CERRADO SUL MINEIRO

Geovane Junqueira Alves<sup>1</sup>  
Anderson André Pereira Beloni<sup>2</sup>  
José Alves Junqueira Júnior<sup>3</sup>

**RESUMO:** Para quantificar a disponibilidade de água retida no solo para as plantas, é imprescindível a determinação da capacidade de campo. O objetivo deste trabalho foi determinar esta capacidade de um Latossolo Vermelho Distrófico Típico representativo das regiões do cerrado, na região sul de Minas Gerais, pelo método de campo proposto pela Embrapa.

**PALAVRAS-CHAVE:** Capacidade de campo, disponibilidade de água, Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

**ABSTRACT:** To quantify the availability of water retained in the soil available to plants, it is essential to the determination of field capacity. The objective of this study was to determine the ability to field an oxisol representative of the cerrado region, souther Minas Gerais, using the field method proposed by Embrapa.

**KEYWORDS:** Field capacity, water retention, dystrophic red latosol.

---

<sup>1</sup> Graduando em Engenharia Agrícola, pela Universidade Federal de Lavras (UFLA); bolsista do CNPq. E-mail: geovane@agricola.eng.br.

<sup>2</sup> Especialista em Educação Ambiental, pela Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT); professor na área de Física do IFMT – Campus Juína. E-mail: anderson.beloni@jna.ifmt.edu.br.

<sup>3</sup> Doutorando em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, pela Universidade Federal de Lavras (DEG/UFLA); professor na área de Hidrologia, do Instituto Federal do Sudeste de Minas Gerais. E-mail: jose.junqueira@ifsudestemg.edu.br.

## INTRODUÇÃO

O volume de água que um solo bem drenado pode armazenar por longos períodos sem evapotranspiração (FABIAN e OTTONI FILHO, 2000) determina a quantidade de água que um perfil de solo, sem vegetação e evaporação, retém, contra a ação da gravidade, após plenamente inundado e deixado drenar livremente por alguns poucos dias. De acordo com a definição proposta por Veihmeyer e Hendrickson (1931), esta umidade é chamada de capacidade de campo do solo.

Apesar das dificuldades de se estimar este importante atributo físico-hídrico do solo, o conceito de capacidade de campo é de indiscutível utilidade, pois indica o limite superior aproximado da quantidade de água disponível às plantas.

Nas últimas décadas, este conceito vem sofrendo várias interpretações, o que tem provocado grandes dificuldades para seu entendimento (MELLO et al., 2002a). Dessa forma, Reichardt (1988) fez uma série de indagações sobre a capacidade de campo, inclusive no que diz respeito à forma laboratorial de determinação, salientando a dificuldade de sua caracterização como atributo único e exclusivo do solo, necessitando-se, portanto, de um melhor entendimento das inter-relações solo-planta-atmosfera (VAN LIER, apud NOVAIS, ALVAREZ e SCHAEFER, 2000).

Alguns autores (MILDE, DEDECEK e GAVA, 2010; HORN, 2007; COSTA et al., 2009) definem capacidade de campo como sendo o conteúdo de água do solo depois que o solo saturado tenha drenado e alcançado o equilíbrio por gravidade. Para Raij (1991), capacidade de campo é um máximo de água que um solo pode reter, em condições de livre drenagem, e que corresponde ao teor existente no solo saturado, após remoção do excesso de água, quando o movimento de drenagem cessa.

Apesar da similaridade dos conceitos apresentados, a capacidade de campo vem sofrendo interpretações variadas ao longo dos anos, todavia sua estimativa continua sendo considerada fundamental nos cálculos utilizados na engenharia de água e solo, sobretudo no que tange a projetos de irrigação. A recomendação é de que sua determinação seja realizada

*in situ*; entretanto, por ser um processo moroso, essa tem sido realizada em laboratório com o auxílio de ferramentas matemáticas.

Mello et al. (2002a) utilizaram o ponto de inflexão da curva característica de água no solo para um Latossolo Vermelho Distrófico Típico, gerada por regressão polinomial cúbica, como sendo a umidade relativa à sua capacidade de campo, concluíram que o ponto de inflexão calculado a partir do polinômio cúbico obtido por regressão pode ser considerado como um bom estimador da capacidade de campo, o que pode facilitar e agilizar o cálculo de disponibilidade de água. Esta metodologia foi proposta por Ferreira e Marcos (1983).

Fabian e Ottoni Filho (1997) desenvolveram um equipamento denominado câmara de fluxo, que consiste num cilindro metálico de 80 cm de diâmetro por 80 cm de altura e que pode ser totalmente cravado no terreno por pressão hidráulica, sem necessidade de nenhuma perturbação na estrutura do solo. O equipamento é indicado para pesquisas *in situ* envolvendo processos de transferências verticais, como é a drenagem interna após a plena inundação do perfil. A utilização desse equipamento na determinação *in situ* da capacidade de campo apresenta a vantagem de eliminar os fluxos horizontais de perda de água das camadas superiores do perfil.

Os mesmos autores (2000) propuseram a determinação da capacidade de campo através de equações de regressão e, em comparação desses resultados com os encontrados pelo método da Embrapa, concluíram que as equações de regressão foram validadas para se determinar a capacidade de campo a partir de porcentagens texturais e de matéria orgânica. Entretanto, para a determinação da capacidade de campo deste trabalho, seguiram-se as recomendações propostas pela Embrapa (1997).

Sendo assim, objetivou-se com esta pesquisa: a) Correlacionar o método de campo proposto pela Embrapa com regressão linear para estimar a capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ) em três diferentes profundidades de um Latossolo Vermelho Distrófico Típico das regiões do cerrado sul mineiro; b) Determinar as equações de estimativa do tempo para atingir a capacidade de campo nas três profundidades estudadas.

## METODOLOGIA E ESTRATÉGIA DE AÇÃO

Inicialmente, procedeu-se à escolha do local de estudo. Para tanto, selecionou-se uma unidade pedológica que fosse representativa da região sul mineira, no município de Lavras-MG. Desta forma, o teste foi realizado numa unidade pedológica classificada como Latossolo Vermelho Distrófico Típico, localizado dentro do *campus* da Universidade Federal de Lavras (UFLA).

### DENSIDADE DO SOLO ( $D_s$ )

A Densidade do Solo ( $D_s$ ) foi calculada seguindo a metodologia descrita pela Embrapa (1997):

$$D_s = \frac{m_s}{V} \quad (1)$$

$D_s$  é a densidade do solo ( $\text{g/cm}^{-3}$ ),  $m_s$  representa a massa de solo seco em estufa (g), e  $V$  o volume de solo ( $\text{cm}^3$ ).

### DENSIDADE DE PARTÍCULAS ( $D_p$ )

A Densidade de Partículas ( $D_p$ ) foi determinada pelo método do balão volumétrico, por meio da relação entre a massa de solo seco e o volume ocupado pelos sólidos do solo seco (EMBRAPA, 1997).

Os valores de  $D_p$  foram obtidos pela relação:

$$D_p = \frac{m_s}{V_s} \quad (2)$$

$D_p$  é a densidade de partículas ( $\text{g/cm}^{-3}$ ),  $m_s$  é a massa de solo seco em estufa (g) e  $V_s$  é o volume de sólidos no solo seco ( $\text{cm}^3$ ).

## VOLUME TOTAL DE POROS (VTP)

A porosidade total calculada ou Volume Total de Poros (VTP) foi obtido em porcentagem pela relação:

$$VTP = 100 \cdot \left( 1 - \frac{D_s}{D_p} \right) \quad (3)$$

## POROSIDADE DRENÁVEL ( $\mu$ )

A Porosidade Drenável ( $\mu$ ) foi considerada como a diferença entre a VTP e a  $\theta_{cc}$ , conforme o trabalho de Queiroz (1995):

$$\mu = (VTP - \theta_{cc}) \quad (4)$$

$\mu$  é a porosidade drenável (%), VTP é o volume total de poros (%) e  $\theta_{cc}$  é a umidade na capacidade de campo (%).

## IMPLEMENTAÇÃO DA PARCELA EXPERIMENTAL E AMOSTRAGEM DO SOLO

A umidade na capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ) é o resultado de um comportamento dinâmico da água no perfil do solo e não uma característica intrínseca de sua matriz. Variações nas condições iniciais e de contorno do processo de drenagem interna levam a valores distintos de capacidade de campo. Não é, portanto, um conceito universal; desta forma, alguns cuidados foram tomados para a implantação do experimento.

Para a implantação da parcela experimental, tomou-se uma área de 25 m<sup>2</sup> (5,0 x 5,0 m), a qual foi previamente preparada, retirando-se toda a vegetação superficial, tomando-se o cuidado de não movimentar excessivamente o solo. A fim de reduzir ao máximo a variação do fluxo horizontal de água no solo, foi demarcada uma área no centro da

parcela experimental de 4 m<sup>2</sup> (2,0 x 2,0 m), considerando-a como área útil da realização do teste. Para minimizar a possibilidade de entrada de água de chuva, escolheu-se o mês de agosto para a realização do teste, tendo este mês como referência histórica de um período seco para a região de estudo.

A amostragem do solo foi realizada entre os dias 21 e 30 de agosto de 2006 e foi estruturada da seguinte forma: no dia 21/08, as amostras foram coletadas em intervalos de uma hora; no dia 22/08, os intervalos foram de 2 horas; no dia 23/08, os intervalos foram de 4 horas; entre os dias 24 e 29/08, os intervalos foram de 6 horas; e, para finalizar, no dia 30/08, foram coletadas amostras com intervalos de 12 horas. Desta forma, totalizaram-se 228 horas de testes de campo.

Para reduzir ao máximo as perdas provocadas pela evaporação, utilizou-se cobertura morta sobre a superfície avaliada. Nas laterais da área útil da parcela experimental, foram levantados diques, como prevenção de um possível escoamento superficial.

Para a saturação do solo, foi mantida uma vazão constante por tempo determinado, calculado em função da vazão e do volume necessário para a saturação, tendo sido esse volume determinado pela Equação 5. Após isso, assumindo-se que o solo tivesse atingido a saturação, procedeu-se à proteção da superfície do solo com a cobertura morta e, em seguida, iniciou-se o teste.

$$V = [(\theta_{sat} - \theta_i) * A * P] \quad (5)$$

V é o volume de água necessário para a saturação do solo (m<sup>3</sup>),  $\theta_{sat}$  é a umidade de saturação do solo (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),  $\theta_i$  é a umidade inicial do solo (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>), 'A' é a área útil da parcela experimental (m<sup>2</sup>) e 'P' é a profundidade de interesse (m).

A coleta das amostras de solo para a obtenção da umidade foi realizada em três diferentes profundidades, sendo: camada superficial (0 a 20 cm), camada intermediária (20 a 40 cm), e camada profunda (40 a 60 cm).

Para tanto, um trado de rosca, tipo holandês, foi utilizado nas coletas. Obteve-se a umidade gravimétrica pelo método da estufa seguindo as recomendações da Embrapa (1997).

### **OBTENÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO ( $\theta_{cc}$ )**

Foram obtidos valores de umidade em função do tempo e ajustou-se uma equação do tipo potencial, conforme a Equação 6.

$$\theta = ct^d \quad (6)$$

$\theta$  é a umidade volumétrica ( $\text{cm}^3/\text{cm}^{-3}$ ),  $t$  é o tempo para a drenagem interna do solo (h), e  $c$  e  $d$  são os parâmetros de ajuste influenciados pelas características do solo.

Na Equação 6, o parâmetro  $d$  tem valor negativo, tendo em vista que a umidade varia de forma inversa com o tempo, ou seja, o seu valor decresce à medida que o processo de redistribuição de água tem continuidade. Derivando-a, obtém-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = cd t^{d-1} \quad (7)$$

A equação (7) expressa a taxa de variação de  $\theta$  em relação ao tempo, para intervalos infinitesimais de tempo. De acordo com Oliveira et al. (2003), esta taxa de variação é decrescente, significando que a umidade varia de forma inversa com o tempo. Desta forma, torna-se possível estabelecer um valor de  $d$  para que o resultado da Equação 6 possa ser considerado insignificante.

Estabelecendo-se um valor para que  $\partial \theta / \partial t \rightarrow 0$  (tendendo a zero), onde a umidade não varie mais com o tempo, pode-se chegar à seguinte conclusão:  $t = t_{cc}$  e  $\theta = \theta_{cc}$ . Trabalhando-se algebraicamente esta situação, chega-se às seguintes equações:

$$t_{cc} = \left( \frac{D}{cd} \right)^{\frac{1}{d-1}} \quad (8)$$

$$\theta_{cc} = c \left( \frac{D}{cd} \right)^{\frac{d}{d-1}} \quad (9)$$

A Equação 8 determina o tempo para atingir a umidade na capacidade de campo, enquanto que a Equação 9 determina a umidade do solo na capacidade de campo.

A variável  $D$  corresponde ao coeficiente angular da curva de  $\theta$  em relação ao tempo. Considerando que a umidade torna-se constante ao longo do tempo, esse gráfico formará uma reta “paralela” ao eixo x, a qual formará um ângulo de aproximadamente  $180^\circ$ . O coeficiente angular é representado pela derivada da Equação 6, e também pode ser observado pela tangente do ângulo formado entre a curva e o eixo x. Como a tangente de  $180^\circ$  é zero, é conveniente adotar um valor para o ângulo bem próximo de  $180^\circ$ , sendo que comumente adota-se o ângulo de  $179,99^\circ$  para os cálculos (OLIVEIRA E PINTO, 1995). Com isso, a variável  $D$  assumirá o valor de  $-0,0001$  ( $\text{tg } 179,99^\circ$ ).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### DENSIDADE DO SOLO ( $D_s$ ) E DENSIDADE DE PARTÍCULAS ( $D_p$ )

Inicialmente, é apresentada a Tabela 1 com os resultados para  $D_s$ ,  $D_p$ , VTP,  $\theta_i$  e o volume de água necessário para saturar o solo na parcela experimental. Em uma primeira análise, observam-se os valores para  $D_s$ ; estes variaram entre  $1,001 \text{ g/cm}^3$  na camada intermediária e  $1,106 \text{ g/cm}^3$  na camada superficial, enquanto que, na camada mais profunda, a  $D_s$  foi de  $1,014 \text{ g/cm}^3$ .

A  $D_s$  é um importante atributo no estudo dos fluxos hidráulicos, fornecendo informações indiretas sobre estrutura, porosidade, armazenamento e condução de água. Segundo Reichardt e Timm (2004), este atributo

varia de acordo com o VTP, portanto representa um índice do grau de compactação do solo. Atributo como a  $D_s$  herda influência do manejo empregado no uso e da ocupação das terras. Por isso, este atributo pode ser considerado um bom indicador das condições de uso, ocupação e equilíbrio do recurso natural solo. Desta forma, os resultados para  $D_s$  apontam para uma possível compactação da camada superficial do solo, que pode ser fruto da utilização desta área para cultivo de culturas anuais, sobretudo o plantio de milho, historicamente descrito na região.

Quando se avalia a  $D_p$  observa-se similaridade com os resultados apresentados por Prevedello (1996), Kiehl (1979) e Libardi, (1999), portanto indicando a normalidade deste atributo.

**Tabela 1.** Resultados de  $D_s$ ,  $D_p$ , VTP,  $\theta_i$  e volume de água para saturar o solo na parcela experimental.

Camadas (cm)	$D_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	$D_p$ (g/cm <sup>3</sup> )	VTP	$\theta_i$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
0 - 20	1,106	2,667	0,623	0,2583
20 - 40	1,001	2,632	0,641	0,2645
40 - 60	1,014	2,703	0,625	0,3026

### VOLUME TOTAL DE POROS (VTP)

O espaço poroso do solo é a fração volumétrica ocupada com ar e água, representando o local onde circulam a solução (água e nutrientes) e o ar, sendo, portanto, o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos da solução do solo (HILLEL, 1970). Os limites entre os quais varia a porosidade total de um solo são muito amplos, pois o volume de poros depende da sua composição granulométrica e estruturação. Os valores para a VTP determinados no presente estudo variaram de 0,623, na camada superficial, a 0,641, na camada intermediária, enquanto que, na camada profunda, a VTP foi de 0,625.

Efeitos na porosidade podem se relacionar mais estreitamente à densidade do solo, dependendo do arranjo, uniformidade e forma das partículas, afetando a capacidade de armazenamento dos solos. Quando

se comparam os resultados de VTP e  $D_s$  para as três camadas estudadas, percebe-se uma variação inversamente proporcional entre estes dois atributos, todavia, quando se avalia apenas as camadas limítrofes (superficial e profunda), percebe-se uma pequena variação na VTP (0,3%), enquanto que, para a  $D_s$ , esta variação foi de 8,3 %. Nota-se que, neste caso, a  $D_p$  praticamente permanece constante, não interferindo nos resultados. Estes fatores podem influenciar diretamente no tempo para atingir a capacidade de campo das camadas em estudo, sendo um indício de que a camada intermediária apresenta o menor tempo, tendo em vista os resultados para VTP e  $D_s$ .

### **UMIDADE INICIAL ( $\theta_i$ ) E VOLUME DE ÁGUA PARA SATURAÇÃO**

A diferença entre a umidade inicial do solo e sua umidade de saturação representa a quantidade máxima de água que este solo deveria receber para atingir a saturação. Assim, esta lámina foi multiplicada pela área da parcela experimental e a profundidade de interesse para ser representada em termos de volume.

De posse desta informação e conhecendo a vazão utilizada, calculou-se o tempo necessário para o solo atingir a saturação. Este tempo foi acrescido de 10% para diminuir a possibilidade de incorrermos em erros relacionados à evaporação e ao fluxo horizontal. A vazão utilizada foi de 0,5 l/s, assim o tempo calculado foi de 3 horas e 15 minutos, e totalizou-se 5,847 m<sup>3</sup> de água para a saturação do solo na parcela experimental.

### **DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO**

A partir do momento da saturação, iniciaram-se as coletas das amostras de solo nas profundidades de interesse, cujos resultados estão apresentados na Tabela 2. Ao todo, foram realizadas 45 amostragens para cada profundidade, totalizando 135 amostras em 228 horas de teste.

**Tabela 2.** Resultados da umidade volumétrica ( $\theta$ ) para as três camadas em estudo na parcela experimental.

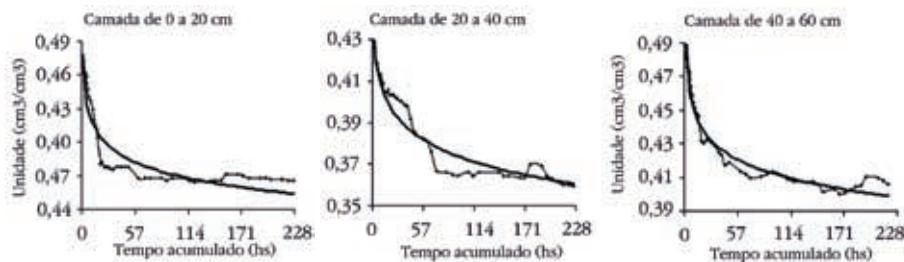
Data	Hora da Amostragem	Tempo Acumulado (h)	$\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ) 0-20	$\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ) 20-40	$\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ) 40-60
21/08	17:30	1	0,4704	0,4344	0,4849
21/08	18:30	2	0,4701	0,4338	0,4848
21/08	19:30	3	0,4645	0,4315	0,4764
21/08	20:30	4	0,4634	0,4264	0,4744
21/08	21:30	5	0,4607	0,4241	0,4731
21/08	22:30	6	0,4548	0,4204	0,4688
21/08	23:30	7	0,4487	0,4190	0,4643
22/08	00:30	8	0,4424	0,4160	0,4595
22/08	02:30	10	0,4386	0,4131	0,4548
22/08	04:30	12	0,4312	0,4137	0,4517
22/08	06:30	14	0,4215	0,4092	0,4475
22/08	08:30	16	0,4140	0,4051	0,4461
22/08	10:30	18	0,4058	0,4050	0,4313
22/08	12:30	20	0,3826	0,4061	0,4307
22/08	14:30	22	0,3849	0,4040	0,4303
22/08	16:30	24	0,3803	0,4037	0,4316
22/08	18:30	26	0,3796	0,4037	0,4327
22/08	20:30	28	0,3796	0,4026	0,4316
22/08	22:30	30	0,3785	0,4017	0,4309
23/08	02:30	34	0,3775	0,4006	0,4285
23/08	06:30	38	0,3796	0,3991	0,4248
23/08	10:30	42	0,3798	0,3982	0,4229
23/08	14:30	46	0,3797	0,3919	0,4170
23/08	18:30	50	0,3798	0,3853	0,4181
24/08	06:30	62	0,3698	0,3817	0,4132
24/08	12:30	68	0,3698	0,3761	0,4113
24/08	18:30	74	0,3699	0,3668	0,4089
25/08	06:30	86	0,3698	0,3668	0,4099
25/08	12:30	92	0,3674	0,3650	0,4118
25/08	18:30	98	0,3695	0,3647	0,4133
26/08	06:30	110	0,3690	0,3664	0,4111
26/08	12:30	116	0,3677	0,3649	0,4082

continua...

26/08	18:30	122	0,3667	0,3663	0,4067
27/08	06:30	144	0,3674	0,3666	0,4066
27/08	12:30	150	0,3676	0,3649	0,4056
27/08	18:30	156	0,3733	0,3649	0,4004
28/08	06:30	168	0,3728	0,3640	0,4024
28/08	12:30	174	0,3718	0,3639	0,3991
28/08	18:30	180	0,3700	0,3702	0,4002
29/08	06:30	192	0,3696	0,3692	0,4000
29/08	12:30	198	0,3693	0,3649	0,4044
29/08	18:30	204	0,3689	0,3634	0,4097
30/08	06:30	216	0,3679	0,3604	0,4092
30/08	12:30	222	0,3677	0,3602	0,4078
30/08	18:30	228	0,3676	0,3596	0,4055

Do teste de campo, com base no método utilizado no trabalho, obtiveram-se os dados relativos ao comportamento da umidade em função do tempo, nas camadas estudadas, cuja representação gráfica é apresentada na Figura 1.

**Figura 1.** Variação da umidade volumétrica com o tempo para as camadas estudadas.



Inicialmente, pode-se perceber um comportamento semelhante da variação da umidade entre as camadas de interesse, todavia algumas considerações devem ser feitas. Quando se observa o comportamento do gráfico para a camada superficial do solo, pode-se perceber uma queda brusca da umidade (cerca de 10%) para as primeiras 20 horas de teste. Quando se compara esta redução acentuada com os valores de  $D_s$

e VTP, que são características que regem o movimento da água no solo, observa-se certa inconsistência nos resultados, tendo como base principalmente os valores de  $D_s$  que, para a referida camada, apresenta seu valor máximo; desta forma, esperava-se que, para esta camada, houvesse uma redução mais amena da umidade, portanto pode-se concluir que, mesmo com a adição da cobertura morta na superfície do solo, para que não houvesse perdas por evaporação, estas aconteceram.

Já para as camadas inferiores, a redução da umidade se deu de forma mais distribuída com o tempo, sobretudo para a camada mais profunda, onde o teor de umidade encontrou sua constância com, aproximadamente, 130 horas de teste, enquanto que, para a camada intermediária, esta estabilização ocorreu com 70 horas de teste.

Outra observação importante diz respeito a um acréscimo da umidade volumétrica a partir do sexto dia de início dos testes, fato que se deve a uma precipitação ocorrida no dia anterior. Nota-se que, para a camada superior, houve um aumento da umidade a partir de 150 horas de testes. Na camada intermediária, este aconteceu no sétimo dia (174 horas), enquanto que, na camada mais profunda, este aumento iniciou no oitavo dia de testes (198 horas). Mesmo com os cuidados para que não houvesse entrada de água por precipitação, nota-se que isto ocorreu não diretamente no momento da precipitação, pois um filme plástico colocado sobre a área impediu esta entrada, mas, possivelmente, pelo fluxo lateral da umidade.

O fato da ocorrência desta precipitação pode ter comprometido a acurácia da determinação da capacidade de campo, onde os valores encontrados podem não representar verdadeiramente esta propriedade do solo. Entretanto, o intuito de ajustar as equações do tipo potencial foi exatamente o de minimizar os possíveis erros que poderiam ocorrer, durante a referida análise, sendo estas equações de total confiança para expressar a capacidade de campo deste solo. Desta forma, são apresentadas as equações preditoras para a umidade na capacidade de campo, para as camadas em estudo e seus respectivos coeficientes de ajuste na Tabela 3.

**Tabela 3.** Equações representativas do comportamento da umidade em função do tempo.

Camadas (cm)	Equações	(R <sup>2</sup> )
0 - 20	$\theta = 0,4801 * t^{-0,0551}$	0,8524
20 - 40	$\theta = 0,4537 * t^{-0,0421}$	0,9350
40 - 60	$\theta = 0,4945 * t^{-0,0398}$	0,9531

Em uma primeira análise, verifica-se que as equações ajustadas apresentaram bons coeficientes de determinação, sendo o menor deles para a camada superior e o maior na camada profunda. É importante salientar que o ajuste para a camada superior do solo foi influenciado diretamente pela evaporação de água naquela camada, refletindo-se negativamente no coeficiente de determinação.

A partir das equações potenciais representativas do comportamento da umidade ajustadas em função do tempo, foi possível obter as equações para a predição da umidade correspondente à capacidade de campo, através do tempo decorrente para alcançá-la, quando o processo de drenagem interna passa a ser desprezível. Consequentemente, pôde-se estimar com boa precisão a porosidade drenável das camadas do solo. Estas equações e os respectivos valores estão apresentados na Tabela 4.

**Tabela 4.** Equações preditoras da umidade na capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ), seus respectivos tempos ( $t_{cc}$ ) e porosidade drenável para as camadas em estudo.

Camadas (cm)	Equações	Valores		
		$t_{cc}$ (h)	$\theta_{cc}$ (cm/cm <sup>-3</sup> )	$\mu$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
0 - 20	$t_{cc} = \left(\frac{D}{-0,0264}\right)^{-0,9478}$	197,3*	0,3588	0,2642
20 - 40	$t_{cc} = \left(\frac{D}{-0,0191}\right)^{-0,9596}$	147,3*	0,3677	0,2733
40 - 60	$t_{cc} = \left(\frac{D}{-0,0197}\right)^{-0,9617}$	160,9*	0,4040	0,2210

\*  $D = \text{tg } 179,99^\circ$ .

As equações ajustadas do tipo potencial são altamente influenciadas pelo valor do expoente, sendo que, quanto maior for seu valor, maior será o tempo necessário para atingir a capacidade de campo. Assim, teríamos que ter um valor de  $t_{cc}$  decrescente em profundidade. No entanto, a capacidade de campo também é influenciada pela densidade do solo, assim o  $t_{cc}$  foi diretamente proporcional a este atributo, sendo maior na camada superior e menor na camada intermediária, concordando com os valores de densidade encontrados neste estudo. Quando se compara o  $t_{cc}$  com os resultados para VTP, era de se esperar que as camadas limítrofes apresentassem similaridade no comportamento desta variável ( $t_{cc}$ ), todavia isto não ocorreu, pois, como foi dito anteriormente, a  $D_s$  influenciou diretamente no tempo para atingir a capacidade de campo.

A última coluna da Tabela 4 apresenta os resultados da porosidade drenável ( $\mu$ ) nas três camadas de estudo. De acordo com Mello et al. (2002b), esta propriedade é também conhecida como porosidade efetiva, e define-se como a fração da porosidade total na qual a água move-se livremente, equivalendo ao conteúdo de ar presente no solo, na capacidade de campo. Desta forma, pode-se estabelecer uma relação de proporcionalidade entre a porosidade drenável e o VTP, entretanto este atributo também sofre influência da densidade do solo. Comparando-se os resultados destes atributos, verifica-se uma tendência de redução da porosidade drenável com redução do VTP, sobretudo para a camada profunda. Já para a camada superficial, que apresenta praticamente o mesmo resultado em termos de VTP que a camada profunda, a porosidade drenável apresentou um comportamento diferenciado, sendo influenciada, neste caso, pelos resultados da  $D_s$ .

## CONCLUSÕES

1. As equações propostas estimam, com boa precisão, a umidade na capacidade de campo, o tempo para atingi-la e a porosidade drenável até a profundidade de 60 cm nos Latossolos Vermelhos Distróficos Típicos da região de cerrado sul mineira.

2. Essas equações permitem agilizar o conhecimento dessas propriedades físico-hídricas, importantes no estudo da dinâmica e do manejo da água no solo.

## REFERÊNCIAS

- COSTA, C. S. et al. Água disponível em um Neossolo Quartzarênico após adição de um condicionador mineral do solo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 13, n. 5, p. 524-530, 2009.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Solos. *Manual de métodos de análise de solo*. 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura e Abastecimento, 1997.
- FABIAN, A. J.; OTTONI FILHO, T. B. Determinação de curva de infiltração usando uma câmara de fluxo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 21, p. 325-333, 1997.
- \_\_\_\_\_.; OTTONI FILHO, T. B. Determinação da capacidade de campo *in situ* ou através de equações de regressão. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, n. 5, p. 1.029-1.036, 2000.
- FERREIRA, M. M.; MARCOS, Z. Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo Roxo Distrófico e Regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. *Ciência e Prática*, Lavras-MG, v. 7, p. 96-101, 1983.
- HILLEL, D. *Solo e água: fenômenos e princípios físicos*. Porto Alegre: UFRGS, 1970.
- HORN, R. Impact of forest model vehicles on soil physical properties. *Forest Ecology and Management*, [s.l.], v. 248, n. 1, p. 56-63, 2007.
- KIEHL, E. J. *Manual de Edafologia*. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1979.
- LIBARDI, P. L. *Dinâmica de água no solo*. 2. ed. Piracicaba: ESALQ/USP, 1999. (Departamento de Ciências Exatas.)
- MELLO, C. R. et al. Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica. *Ciência e Agrotecnologia*, Lavras-MG, v. 26, n. 4, p. 836-841, jul./ago. 2002a.

\_\_\_\_\_. et al. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da Microrregião Campos das Vertentes-MG. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 37, n. 9, p. 1.319-1.324, set. 2002b.

MILDE, G. A., DEDECEK, R. A., GAVA, J. L. Unidades de Colheita: estratégia para evitar a compactação dos solos florestais. *Revista Árvore*, Viçosa-MG, v. 34, n. 6, p.1.075-1.083, 2010.

OLIVEIRA, L. B.; et al. Funções de Pedotransferência para predição da umidade retida a potenciais específicos em solos do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, [s.l.], v. 26, p. 315-323, 2003.

OLIVEIRA, L. F. C.; PINTO, J. P. Determinação da capacidade de campo e da condutividade hidráulica em função da umidade, pelo método do perfil instantâneo em colunas de solo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 1995, Viçosa. *Anais...* Viçosa: SBEA/UFV, 1995. p. 266.

PREVEDELLO, C. L. *Física do solo com problemas resolvidos*. Curitiba: [s.n.], 1996.

QUEIROZ, J. E. *Parâmetros hidrodinâmicos de um solo de várzea para fins de drenagem subterrânea*. Piracicaba-SP, 1995. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz.

RAIJ, B. Van. *Fertilidade do solo e adubação*. São Paulo/Piracicaba: Ceres/Potafós, 1991.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas-SP, v. 12, p. 211-216, 1988.

\_\_\_\_\_.; TIMM, L. C. *Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações*. Barueri-SP: Manole, 2004.

VAN LIER, Q. J. Índices da disponibilidade de água para as plantas. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Orgs.). *Tópicos em ciência do solo*. v. 1. Viçosa-MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p. 95-106.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils. *Soil Science*, Baltimore-EUA, v. 68, n. 2, p. 75-94, aug. 1931.