DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE SOLOS A PARTIR DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA

ELOY ANTONIO PAULETTO

Engenheiro Agrônomo

Orientador: PAULO LEONEL LIBARDI

Tese apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Doutor em Agronomia. Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Fevereiro - 1986

À minha esposa,
Maria Coralia,
e minha filha,
Livia,

D E D I C O

AGRADECIMENTOS

Meu reconhecimento às pessoas e às instituições que tornaram possível a realização deste trabalho, especialmente:

- Ao Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi, pela firme orientação, ensinamentos e amizade que sempre me tem dedicado.
- Ao Prof. Dr. Zilmar Ziller Marcos, pela amizade, orientação e apoio.
- Ao Engº Agrº Paulo Augusto Manfron, pela amizade, cooperação e labora diária na condução da parte experimental.
- Ao Engº Agrº Ariovaldo Luiz Turatti, pela amizade e sempre pronta colaboração na resolução de problemas junto à UFPEL.
- Aos amigos Sergio Oliveira Moraes, João Eduardo Pilotto, Hamilton Justino Vieira, Homero Bergamaschi, Sebastião Alberto de Oliveira, Francisco Mandeli, Renato dos Santos, Ana Rita Fagundes Rodrigues, Paulo José Hamakawa, Celso Luiz Prevedello, Beatriz M.S. Prevedello, Rivail Salvador Lourenço, Alvaro Pires da Silva, Otávio Minoru Matsumoto, José Barbosa Cabral, Hermes Alves Almeida, José Ademir Rodrigues, Daciano Stenico e outros que, de alguma forma, colaboraram na realização deste trabalho.
- Aos Professores do Curso de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP, por todos os ensinamentos recebidos.
- Aos Funcionários Luiz Angeleli e Manoel Israel, pela ajuda no experimento em sua parte de campo.

- À Faculdade de Agronomia "Eliseu Maciel" - UFPEL, e à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - USP, pela oportunidade de realização do Curso.
- Ao Plano Institucional de Capacitação Docente da CAPES, pela Bolsa de Estudos.

Enfim, a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para que este trabalho se tornasse realidade.

CONTEÚDO

	Página
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3. BASE TEÓRICA PARA A HIPÓTESE FORMULADA	19
4. MATERIAL E MÉTODOS	22
4.1. Descrição geral da área	22
4.1.1. Local	22
4.1.2. Clima	22
4.1.3. Solo	24
4.2. Delineamento experimental	30
4.3. Curvas de retenção da água no solo	30
4.4. Condutividade hidráulica do solo	31
4.4.1. Tensiômetros	32
4.4.2. Procedimentos experimentais para obtenção da função $K(\theta)$	39
5. RESULTADOS	43
6. DISCUSSÃO	109
6.1. Curvas de retenção	109
6.2. Curvas de drenagem	113
6.3. Método proposto	114
7. CONCLUSÕES	122
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	124

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	- Localização do experimento no campo experimental da ESALQ/USP, próximo ao Posto Agrometeorológico. A = área subsolada; B = área não subsolada	23
2	- Localização das parcelas experimentais nas áreas subsolada e não subsolada	33
3	- Esquema da parcela experimental da Terra Roxa Estruturada	34
4	- Esquema de um tensiômetro instalado no campo ...	36
5	- Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 15 e 30 cm, do Latossolo Vermelho-Amarelo	52
6	- Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 45 e 60 cm, do Latossolo Vermelho-Amarelo	53
7	- Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 75 e 90 cm, do Latossolo Vermelho-Amarelo	54
8	- Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 105, 120 e 135 cm, do Latossolo Vermelho-Amarelo	55
9	- Curvas de retenção da água no solo para a pro-	

Figura

Página

	fundidade de 15 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	56
10	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 30 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	57
11	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 45 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	58
12	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 60 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	59
13	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 75 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	60
14	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 90 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	61
15	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 105 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	62
16	- Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 150 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	63

Figura

Página

17	-	Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 195 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada	64
18	-	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para as profundidades 15, 30 e 45 cm do Latossolo Vermelho Amarelo	78
19	-	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para as profundidades 60, 75 e 90 cm do Latossolo Vermelho Amarelo	79
20	-	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem para as profundidades 105, 120 e 135 cm do Latossolo Vermelho Amarelo	80
21	-	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 15 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	81
22	-	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 30 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	82
23	-	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 45 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não	

Figura	Página
subsolada	83
24 - Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 60 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	84
25 - Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 75 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	85
26 - Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 90 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	86
27 - Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 105 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	87
28 - Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 150 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	88
29 - Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 195 cm, nas parcelas	

	1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada	89
30	- Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 15 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada	90
31	- Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 30 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada	91
32	- Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 45 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada	92
33	- Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 60 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada	93
34	- Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 75 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada	94
35	- Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem, para a profundidade de 90 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada	95

Figura

Página

	gem, para a profundidade de 90 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área sub- solada	95
36 -	Umidade volumétrica em função do tempo de drena- gem, para a profundidade de 105 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área sub- solada	96
37 -	Umidade volumétrica em função do tempo de drena- gem, para a profundidade de 150 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área sub- solada	97
38 -	Umidade volumétrica em função do tempo de drena- gem, para a profundidade de 195 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 da Terra Roxa Estruturada - Área sub- solada	98
39 -	Relação entre γ e α para todas as profundidades dos solos estudados	108

LISTA DE TABELAS

Tabela		Página
1	- Algumas características físicas do perfil do solo em estudo	28
2	- Algumas características químicas do perfil do solo em estudo	29
3	- Granulometria e densidade das camadas estudadas do perfil do solo Latossolo Vermelho Amarelo	46
4	- Umidade volumétrica nas diversas tensões e profundidades, para o Latossolo Vermelho Amarelo ..	47
5	- Valores de potencial matricial no solo Latossolo Vermelho Amarelo, nos diversos tempos e profundidades, obtidos a partir de tensiômetros instalados no campo	48
6	- Umidade volumétrica nas diversas tensões e profundidades, do Solo Terra Roxa Estruturada (áreas subsolada e não subsolada)	49
7	- Equações representativas das curvas características da água no solo, para as diversas profundidades, do Latossolo Vermelho Amarelo	50
8	- Equações representativas das curvas características da água no solo, para as diversas profun-	

	didades, para a Terra Roxa Estruturada (áreas não subsolada e subsolada)	51
9 -	Potencial matricial nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - área não subsolada - Parcela 1	65
10 -	Potencial matricial nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - área não subsolada - Parcela 2	66
11 -	Potencial matricial nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - área não subsolada - Parcela 3	67
12 -	Potencial matricial nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - área subsolada - Parcela 1	68
13 -	Potencial matricial nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - área subsolada - Parcela 2	69
14 -	Potencial matricial nos diversos tempos, obtidos	

	da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - área subsolada - Parcela 3	70
15	- Umidade volumétrica para os diversos tempos e profundidades, no Latossolo Vermelho Amarelo ...	71
16	- Valores de umidade para os diversos tempos e profundidades, na Terra Roxa Estruturada - área não subsolada - Parcela 1	72
17	- Umidade volumétrica para os diversos tempos e profundidades, no Solo Terra Roxa Estruturada - área não subsolada - Parcela 2	73
18	- Umidade volumétrica para os diversos tempos e profundidades, no Solo Terra Roxa Estruturada - área não subsolada - Parcela 3	74
19	- Umidade volumétrica para os diversos tempos e profundidades, no Solo Terra Roxa Estruturada - área subsolada - Parcela 1	75
20	- Valores de umidade para os diversos tempos e profundidades, na Terra Roxa Estruturada - área subsolada - Parcela 2	76
21	- Valores de umidade para os diversos tempos e profundidades, na Terra Roxa Estruturada - área subsolada - Parcela 3	77

22	-	Equações de regressão, com seus respectivos coeficientes de correlação, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 15 à eq. (21). Solo Latossolo Vermelho Amarelo	99
23	-	Equações de regressão, com seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 19, 20 e 21 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área não subsolada	100
24	-	Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 16, 17 e 18 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área subsolada	103
25	-	Coeficientes γ e α obtidos, respectivamente, a partir das eq. (21) e (5), pela regressão de θ versus $\ln t$ e $\ln \psi_m$ versus θ , para a Terra Roxa Estruturada (áreas não subsolada e subsolada) e para o Latossolo Vermelho Amarelo	106

RESUMO

PAULETTO, E.A. Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. 133 p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo). Professor Orientador: Paulo Leonel Libardi.

A partir da suposição de que a condutividade hidráulica (K) e a difusividade da água (D) se relacionam de maneira exponencial com a umidade volumétrica (θ) do solo, formulou-se a hipótese de trabalho, de que há uma relação entre os coeficientes angulares α e γ das relações $\ln D$ versus θ e $\ln K$ versus θ , respectivamente. Como se sabe pela teoria do movimento da água em meios porosos, a razão entre D e K é igual à tangente à curva de retenção (potencial matricial ψ_m vs θ). A partir desse fato e das duas suposições acima citadas, pode-se chegar a uma equação $\psi_m(\theta)$, na qual um dos parâmetros existente é $B = \alpha - \gamma$. Para comprovar a hipótese de trabalho determinaram-se os valores de γ a campo, pelo método da umidade de LIBARDI et alii (Soil Sci. Soc. Am. J., 44: 3-7, 1980) de dois solos distintos, um deles classificado como Terra Roxa Estruturada (Paleudalf ôxico) e o outro como Latossolo Vermelho Amarelo (Haplustox), ambos localizados no campus de Piracicaba da Universidade de

São Paulo. No total, determinaram-se 63 valores de γ correspondentes a diversas profundidades, em diferentes parcelas. Elaboraram-se também curvas de retenção para essas profundidades, com amostras de solo com estrutura indeformada, para obtenção de B. Com isso, obtiveram-se os pares de valores de α e γ e, consequentemente, a relação entre ambos. Essa relação foi linear e única para os dois solos e mostrando ser única também para outros tipos de solo. De posse dessa relação universal, a obtenção da condutividade hidráulica em função da umidade do solo, a partir da curva de retenção é imediata. A conclusão, portanto, do presente trabalho, é de que, com base em fundamento teórico, desenvolveu-se um novo método de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade, a partir da curva de retenção de água, elaborada com amostras de solo com estrutura indeformada.

SUMMARY

PAULETTO, E.A. Soil hydraulic conductivity determination from soil-water retention curve. 133 p. (Ph.D. thesis - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", University of São Paulo). Adviser Professor: Paulo Leonel Libardi.

Assuming that hydraulic conductivity (K) and water diffusivity (D) are exponentially related to volumetric soil-water content (θ), a working hypothesis was set forth as follows: there is relationship between the slopes α and γ of $\ln D$ versus θ and $\ln K$ versus θ relations, respectively. As it is known from water movement theory in porous media, the D/K ratio is equal to the tangent to the water retention curve, $\psi_m = \psi_m(\theta)$, where ψ_m = matric potential. From this ratio and the two above assumptions, an equation of ψ_m versus θ can be derived, one parameter of which is $B = \alpha - \gamma$. In order to test the hypothesis of this work, 63 γ values were determined under field conditions in different plots and depths of two different soils (Oxic Paleudalf and Haplustox) by LIBARDI et alii (1980, Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 3-7) θ -method. Both soils are located at the Piracicaba campus of the University of São Paulo (USP), Piracicaba (SP), Brazil. Soil-water retention curves, using undisturbed soil samples, were also worked out in order to obtain B . Thus, the

relationship between α and γ could be obtained, i.e., a straight line, the same for both soils and showing to be the same for other kinds of soils. With this universal relationship between α and γ , the obtainment of the hydraulic conductivity as a function of the soil-water content is immediate. The conclusion, therefore, of the present work is that a new method, with theoretical basis, was developed to determine the $K(\theta)$ function, from the water retention curve worked out with undisturbed soil samples.

1. INTRODUÇÃO

A água é um dos componentes mais importantes no processo da produção agrícola. Assim, corrigidas as deficiências nutricionais do solo, tem sido a substância que com maior frequência determina os níveis de rendimento das culturas.

O solo funciona como o reservatório de onde a planta retira, através de seu sistema radicular, a água e também nutrientes para o seu crescimento e desenvolvimento. Características do solo, como granulometria, estrutura e tipo de material são importantes para caracterizar seu armazenamento e movimento no solo. Modificações nessas características poderão acarretar diferenças na quantidade de água disponível às plantas.

O movimento da água no sistema solo-planta envolve processos como infiltração, redistribuição, drenagem e absorção pela planta. Neste contexto, a condutividade hidráulica ocupa papel de destaque, pois reflete a capacidade do solo em conduzir água. À medida que o solo seca, sua condutividade hidráulica decresce, dificultando assim a extração de água pela planta.

A primeira equação que possibilitou a quantificação do fluxo de água em meios porosos saturados foi apresentada por DARCY (1856). Em meios porosos não saturados, a primeira modificação da Equação de Darcy foi feita por BUCKINGHAM (1907), envolvendo o

conhecimento de que a condutividade hidráulica é função da área do espaço poroso do solo não ocupado por ar, tornando-se dependente, portanto, do conteúdo de água ou do potencial matricial do meio. A equação diferencial geral, entretanto, que descreve o movimento da água em meios porosos foi apresentada por RICHARDS (1931), e é simplesmente a equação oriunda da substituição da equação de Darcy na equação da continuidade.

Tanto para meios porosos saturados como não saturados, a maior dificuldade na quantificação do fluxo da água reside na determinação da condutividade hidráulica. Esta tem sido realizada em grande escala em condições de laboratório, utilizando amostras com estrutura deformada ou indeformada, assim como sob condições de campo.

Vários pesquisadores têm desenvolvido métodos de campo a partir da equação de Richards com condições de contorno definidas. Estes métodos, entretanto, envolvem experimentos de campo um tanto trabalhosos e demorados. Um dos procedimentos de relativa facilidade de execução para a determinação da condutividade (K) como função da umidade (θ) do solo, ou simplesmente função $K(\theta)$, é o apresentado por HILLEL et alii (1972), baseado na técnica do perfil instantâneo, definida sob condições de contorno que exigem que o perfil de solo após saturado tenha sua superfície coberta com uma capa de plástico para evitar evaporação e o movimento da água seja sempre vertical descendente. Utilizando estas mesmas condições de contorno, LIBARDI et alii (1980) desenvolveram métodos simples para a determinação da função $K(\theta)$. Mais ou menos na mesma época, VAN GENUCHTEN et alii (1980) apresentam um método da determinação desta função a

partir apenas da curva característica de retenção da água no solo.

O objetivo do presente trabalho é apresentar um método novo de determinação da função $K(\theta)$ a partir apenas dos dados da curva de retenção com fundamento teórico e que exige, para sua aplicação não mais que regressões lineares simples.

2. REVISÃO DE LITERATURA

O conhecimento do movimento da água no perfil de um solo é de fundamental importância para a resolução de problemas envolvendo irrigação, drenagem, armazenamento e transporte de água e nutrientes, bem como o controle da infiltração e escoamento superficial.

DARCY (1856), efetuando experiências de infiltração em colunas de areia, foi o primeiro a estabelecer uma equação que descrevesse o fluxo da água em meios porosos saturados.

A maioria dos solos em condições naturais, porém, se apresentam normalmente sob condições de não saturação. Nessas condições, a área efetiva do fluxo fica reduzida e este se torna, portanto, dependente do conteúdo de água do solo. BUCKINGHAM (1907) foi o primeiro a considerar esses aspectos, mostrando a importância da umidade no movimento da água e estabeleceu a relação funcional entre a umidade e o potencial matricial da água no solo, conhecida como curva característica de retenção da água. Com isto, Buckingham estendeu a equação de Darcy para situações de não saturação, mostrando que, em solos não saturados, o fluxo de água também era proporcional a um gradiente de potencial hidráulico, mas que a constante de proporcionalidade era função da umidade do solo e o potencial hidráulico a soma do potencial gravitacional e potencial matricial. O caso em que o solo se encontra saturado (ex-

periência de Darcy) é um caso particular no qual a constante de proporcionalidade tem seu valor máximo e o potencial matricial deixa de existir, atuando em seu lugar o potencial de pressão. Esta constante de proporcionalidade entre o fluxo e gradiente na equação de Darcy denomina-se condutividade hidráulica.

A equação de Darcy, entretanto, é válida apenas para fluxo em regime estacionário. Para condições transientes, há necessidade de se considerar a equação da continuidade que, combinada com a de Darcy, fornece a equação diferencial geral que rege o movimento da água no solo, conhecida como equação de Richards (RICHARDS, 1931).

O próprio RICHARDS (1931) foi o primeiro pesquisador a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica em condições de fluxo estacionário. Este autor utilizou uma pequena coluna de solo entre duas placas de cerâmica e manteve um gradiente de potencial constante entre elas por meio de colunas de água. Quando o regime estacionário era atingido, a condutividade hidráulica era facilmente estimada por meio da equação de Darcy.

Depois do trabalho de RICHARDS (1931), muitos outros apareceram, os quais buscavam determinar a condutividade hidráulica em colunas de solo, como os de CHILDS & COLLIS-GEORGE (1950), RICHARDS & WEEKS (1953), GARDNER (1956, 1962), MILLER & ELRICH (1958), KUNZE & KIRKHAM (1962), DOERING (1965), JACKSON et alii (1963), WATSON (1966), SWARTZENDRUBER (1966), LALIBERTE & COREY (1967), VACHAUD (1967), REICHARDT et alii (1975), ALEMI et alii (1976), CAVALCANTE et alii (1978), e outros que já foram detalhadamente analisados por LIBARDI (1978).

Também em parte analisados por LIBARDI (1978), mas que merecem ser aqui reanalisados e atualizados, são os métodos de

campo de medida desta propriedade hidráulica dos solos.

Sob condições de campo, a metodologia que se tem utilizado é conhecida como "método do "perfil instantâneo". Neste método, quando se integra a equação de Richards com relação à distância, obtém-se que a diferença entre os fluxos nas distâncias correspondentes aos limites de integração equivale à integral das variações de umidade, com o tempo, na camada de solo considerada. Se a variação da umidade do solo com a profundidade e com o tempo for conhecida, esta integral pode ser avaliada e se um dos fluxos for também conhecido, o outro pode ser estimado. Por outro lado, se as variações do potencial hidráulico com o tempo e a distância também forem conhecidas, o gradiente de potencial para um dado tempo e posição também pode ser avaliado. Dividindo-se o fluxo num dado tempo e posição pelo gradiente de potencial no mesmo tempo e posição, obtém-se a condutividade hidráulica para a umidade encontrada naquela posição (LIBARDI, 1978).

Segundo KLUTE (1972), esta técnica do "perfil instantâneo" para a determinação da condutividade hidráulica do solo em função da umidade, foi primeiramente utilizada, sob condições de campo, por RICHARDS et alii (1956) que, após saturarem um perfil de solo, permitiram que este sofresse evaporação e drenagem. A partir de medidas simultâneas do potencial matricial, medido através de tensiômetros instalados a diversas profundidades, e da umidade do solo medida gravimetricamente, esses autores estimaram o gradiente de potencial e o fluxo de drenagem (ou evaporação) procurando, ao longo do perfil, as posições nas quais o fluxo se tornava nulo. OGATA & RICHARDS (1957) modificaram este procedimento cobrindo a superfície do solo com plástico, permitindo assim que apenas o fluxo de drenagem ocor-

resse. NIELSEN et alii (1964) introduziram, no procedimento de OGATA & RICHARDS (1957), a técnica da sonda de nêutrons para medição da umidade do solo. Esta técnica tem sido muito utilizada em condições de campo, podendo-se citar os trabalhos de ROSE et alii (1965), HILLEL et alii (1972), VAN BAVEL et alii (1968), CHO et alii (1976,1977), REICHARDT & LIBARDI (1974), GROHMANN et alii (1976), SAUNDERS et alii (1978), LIBARDI et alii (1980), PREVEDELLO et alii (1981), LOOXMORE et alii (1981), destacando-se o trabalho de HILLEL et alii (1972), pelo fato de apresentar um roteiro simples e completo do método do "perfil instantâneo" sob condições de campo.

A partir do método de HILLEL et alii (1972), muitos pesquisadores se preocuparam em tornar ainda mais simples a metodologia de determinação da condutividade hidráulica. Uma das simplificações do método do "perfil instantâneo" é a de se considerar o gradiente do potencial hidráulico como sendo unitário, ou seja, a água drenaria quase que na mesma razão em todas as profundidades. BLACK et alii (1969) foram os primeiros a introduzir esta hipótese com a finalidade de derivar uma equação de fluxo a uma dada profundidade do solo. A equação foi aplicada com sucesso para um solo arenoso e uniforme, em um lisímetro, na predição da variação do armazenamento da água. DAVIDSON et alii (1969) aplicaram o mesmo raciocínio para diversos solos, variando o conteúdo de água e o potencial de pressão do perfil durante a drenagem. A concordância entre os valores de drenagem experimental e teórico foi muito boa nos solos uniformes, deixando a desejar, entretanto, nos solos onde ocorre desuniformidade do perfil.

Outros pesquisadores, também considerando o gradien-

te hidráulico como sendo unitário, obtiveram métodos simplificados de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo no campo. NIELSEN et alii (1973) apresentaram um método simplificado que permite determinar a condutividade hidráulica durante o período de distribuição da água no perfil do solo e obtiveram resultados satisfatórios. Uma limitação, entretanto, deste método é que a condutividade hidráulica é determinada somente dentro da faixa de umidade medida no campo durante o período de drenagem do solo após seu umedecimento. CHONG et alii (1981) expandiram o método de NIELSEN et alii (1973), permitindo que a condutividade hidráulica fosse estimada para uma faixa de umidade maior do que a medida no campo. Para a obtenção desta extensão, os autores desenvolveram expressões matemáticas baseadas nas suposições de RICHARDS et alii (1956) e GARDNER et alii (1970) em que o teor de água e o potencial hidráulico no perfil do solo, durante o processo de distribuição, diminuem com o tempo de uma maneira exponencial. A aplicabilidade desse método foi testada em oxissolos do Havaii. Os autores verificaram que, para estes solos, o método proposto apresentou boa concordância quando comparado com outros métodos simplificados, como os de LIBARDI et alii (1980). A consideração de gradiente unitário na determinação da condutividade hidráulica, também foi objeto de estudo por CHONG et alii (1981). Verificaram, para os solos estudados, que os valores do gradiente variaram de 0,3, para os períodos iniciais de drenagem, a 2,0 após vários dias do início do período de drenagem. Comparando os valores da condutividade hidráulica, calculados considerando os gradientes hidráulicos iguais a 0,33 e 2,0, com os valores obtidos considerando o gradiente unitário, verificaram que o valor da condutividade hidráulica, quando se

considera o gradiente como sendo unitário, é $1/3$ do valor da condutividade hidráulica obtida quando se considera o gradiente igual a 0,33 e duas vezes maior quando se considera o gradiente igual a 2,0. Os autores concluíram dizendo que, para medidas rotineiras e em solos bem drenados, este método pode ser utilizado mesmo quando a suposição do gradiente unitário não seja plenamente satisfeita.

LIBARDI et alii (1980) considerando também o gradiente como sendo unitário e a condutividade hidráulica como sendo uma função exponencial da umidade, desenvolveram dois métodos simplificados, denominados: método da umidade e método do fluxo, onde apenas medidas de umidade do solo ao longo do perfil, em função do tempo de distribuição, são necessárias para estimar a condutividade hidráulica em função da umidade do solo.

SISSON et alii (1980), com base no método de Lax (1972), citado por esses autores, obtiveram também dois métodos simplificados (método da armazenagem de Lax e método da umidade de Lax) para predizer a drenagem após a infiltração.

AHUJA et alii (1980), preocupados em simplificar ao máximo a estimativa da condutividade hidráulica e da difusividade, apresentaram um modelo que, partindo de medidas do potencial matricial juntamente com uma determinação da umidade do solo durante o período de drenagem, permite estimar estas propriedades hídricas.

Vários pesquisadores testaram esses métodos com a finalidade de verificar sua aplicabilidade. LUXMOORE et alii (1981) compararam os métodos apresentados por LIBARDI et alii (1980) com o método de ROSE et alii (1965) em um bloco de solo de 2 m de largura, 2 m de comprimento e 3 m de profundidade, no qual foram instalados mi-

cro-tensiômetros munidos de manômetros de água a várias profundidades para a medida do potencial matricial e tubos de alumínio para acesso da sonda de nêutrons para a medida da umidade do solo. Esses pesquisadores verificaram que houve maiores diferenças na condutividade hidráulica entre repetições do que entre os próprios métodos e que o método do fluxo de LIBARDI et alii (1980) foi o que apresentou resultados mais concordantes com o de ROSE et alii (1965).

SCHUH et alii (1984) compararam os métodos propostos por LIBARDI et alii (1980) e o método desenvolvido por AHUJA et alii (1980) com a técnica do "perfil instantâneo" em cinco locais diferentes com diferentes tipos de solo. Esses autores verificaram que o método de AHUJA et alii (1980) apresentou bons resultados, tanto para solos arenosos como para solos argilosos, bem como para perfis estratificados, o mesmo não ocorrendo, entretanto, com os métodos de LIBARDI et alii (1980) que apresentaram bons resultados somente em solos homogêneos. Os autores verificaram, também, que a estimativa do valor do K_0 (condutividade hidráulica saturada) para o método de LIBARDI et alii (1980) foi frequentemente inadequada, sugerindo que esta medida seja feita no campo.

Uma avaliação dos métodos simplificados apresentados por LIBARDI et alii (1980) e SISSON et alii (1981) foi feita também por JONES & WAGENET (1984) em um solo não salino de textura média. A comparação entre os métodos foi feita através da média e do desvio padrão dos parâmetros K_0 e γ pertinentes a cada método, determinados em 100 locais diferentes dentro de uma área de 5000 m^2 , às profundidades de 30cm, 45 cm, 60cm, 75cm, 90cm, 105cm e 120cm. Através da análise dos resultados, os autores apresentaram as seguintes conclusões: os valores médios de K_0 e γ determinados pelo método de Lax, foram sempre menor

res do que os dos outros métodos; o valor médio de K_0 obtido pelo método CGA, apresentado no trabalho de LIBARDI et alii (1980), foi sempre maior do que os dos outros métodos; o método da umidade de Libardi e o método da umidade de Lax foram equivalentes, e os valores da variância do parâmetro γ abaixo da profundidade de 90 cm, quando determinado pelo método da umidade de Libardi e pelo da umidade de Lax, e os valores da variância do parâmetro K_0 abaixo de 105 cm, quando determinado pelo método da armazenagem de Lax, mostraram-se extremamente grandes em comparação com os dos outros métodos e profundidades.

Por causa da dificuldade encontrada na medida da condutividade hidráulica, muitos pesquisadores têm procurado calculá-la a partir de outras propriedades do meio poroso, que são de mais fácil determinação. Assim, pesquisadores como CHILDS & COLLIS-GEORGE (1950), MARSHALL (1958), MILLINGTON & QUIRK (1959, 1960), MUALEM (1976), ANDERSON & BOUMA (1973) desenvolveram equações matemáticas para calcular a condutividade hidráulica não saturada a partir da distribuição de tamanho de poros. Posteriormente, outros estudiosos do assunto tentaram aplicar a essas equações dados experimentais, sendo que NIELSEN et alii (1960) efetuaram comparações entre o método de CHILDS & COLLIS-GEORGE (1950) e o de MARSHALL (1958), em quatro solos, mostrando que os resultados do primeiro foram melhores do que os do segundo.

A textura do solo também tem sido utilizada para avaliar a condutividade hidráulica. PERSINGER & YAHMER (1970) encontraram correlação positiva entre a taxa de percolação e o teor de areia do solo, enquanto que DERR et alii (1969) não encontraram correlação positiva com a fração areia, mas sim com a fração silte. JAYNES &

TYLER (1984), entretanto, encontraram correlações altamente significativas entre a condutividade hidráulica e a % de areia, % de silte, densidade global e porosidade do solo. Estes autores derivaram também uma equação de estimativa da condutividade hidráulica baseada no conteúdo de areia, que descreve 83% da variação dessa propriedade. Esta equação, porém, não foi adequada para solos de textura fina.

A curva característica da água no solo também tem sido muito utilizada para a estimativa da condutividade hidráulica em função da umidade do solo, como ressaltam os trabalhos de GREEN & COREY (1971), MARSHALL (1958), WIND (1966), MILLINGTON & QUIRK (1959), CAMPBELL (1974), van Genuchten (1979), citado por DANE & KRUSKA (1983), TALSMA (1985), entre outros.

CAMPBELL (1974) apresentou um método de determinação da condutividade hidráulica não saturada a partir da curva de retenção. Os resultados obtidos, utilizando cinco solos de diferentes granulometrias foram tão bons quanto os calculados pelo método de MILLINGTON & QUIRK (1959). Por sua vez, TALSMA (1985) testou a validade do método de CAMPBELL (1974) em laboratório, utilizando colunas de solo uniformemente preparadas, com cinco solos de texturas diversas, e no campo utilizando 9 solos, também de diferentes texturas. Para quatro solos, cujas determinações foram feitas no laboratório, houve boa concordância entre os dados obtidos experimentalmente e os calculados através das curvas de retenção. Um solo apenas, com predominância da fração areia fina, apresentou concordância razoável na faixa de altos teores de água. Das 9 determinações feitas no campo, apenas quatro apresentaram boa concordância entre os dados experimentais e os obtidos pelo modelo proposto por CAMPBELL (1974), dois apresentaram concordância razoável para altos teores de

água e três não apresentaram concordância. Estes três solos eram constituídos, predominantemente, da fração argila.

Destaca-se ultimamente o trabalho de VAN GENUCHTEN (1980), que apresenta uma forma analítica de determinação da condutividade hidráulica relativa ($K_r = K/K_0$) através dos modelos apresentados por BURDINE (1953) e MUALEM (1976), partindo do conhecimento da curva de retenção da água do solo. [Através de um programa de otimização de funções não lineares pelo método dos quadrados mínimos, os parâmetros das equações propostas por este autor são estimados e utilizados para determinar a relação entre o potencial matricial e a umidade $[\psi_m(\theta)]$, e entre a condutividade hidráulica e a umidade $[K(\theta)]$ ou a condutividade hidráulica e o potencial matricial $[K(\psi_m)]$. Convém ressaltar, entretanto, que a utilização da técnica de otimização de funções não lineares pelo método dos quadrados mínimos exige que seja dado um valor inicial aos parâmetros para a obtenção do ajuste final. A magnitude do valor inicial dado a esses parâmetros e o número de iterações, leva à obtenção de diferentes valores finais destes parâmetros, que poderão influir na obtenção das relações $\psi_m(\theta)$, $K(\theta)$ ou $K(\psi_m)$.

DANE & KRUSKA (1983) fizeram um estudo da influência dos parâmetros α e n , que aparecem nas equações de VAN GENUCHTEN (1980) na determinação das relações $\psi_m(\theta)$ e $K(\theta)$ em um solo hipotético e em um solo de textura média através da técnica de superfície de resposta (Hicks, 1964, citado por DANE & KRUSKA, 1983), onde se procura obter o mínimo de superfície de resposta para diferentes combinações de α e n . Comparando as curvas $\psi_m(\theta)$ e $K(\theta)$, obtidas através dos parâmetros α e n estimados, que levaram à obtenção do menor e maior valor de superfície de resposta, com os valores verdadeiros, os autores verificaram, para

o solo hipotético, uma boa concordância entre os dados medidos e os estimados. Observaram, entretanto, que as curvas $\psi_m(\theta)$ são mais sensíveis às mudanças desses parâmetros do que as curvas $K(\theta)$. Para o solo de textura média, porém, os dados medidos e estimados das curvas $\psi_m(\theta)$ apresentaram um bom ajuste e os das curvas $K(\theta)$, entretanto, apresentaram diferenças de uma ordem de grandeza. Esta diferença, segundo os autores, foi atribuída a uma superestimativa da condutividade hidráulica saturada que foi assumida como sendo a taxa de infiltração final durante a inundação.

STEPHENS & REHFERDT (1985) também fizeram um estudo para verificar a influência dos parâmetros das equações de VAN GENUCHTEN (1980) na determinação da condutividade hidráulica. Através da regressão não linear pelo método dos quadrados mínimos, eles estudaram: a influência dos parâmetros θ_r (umidade residual, ou seja, umidade equivalente ao ponto de murchamento permanente) e do parâmetro θ_s (umidade de saturação), o efeito do número de pontos experimentais da curva de retenção e a convergência de α , n e θ_r a partir de diferentes valores iniciais nas curvas $\psi_m(\theta)$ e $K_r(\psi_m)$. Com relação ao parâmetro θ_r , os autores verificaram que diferentes valores desses parâmetros (0,01; 0,03; 0,05 e 0,1) levaram à obtenção de diferentes ajustes das curvas $\psi_m(\theta)$, e que o melhor ajuste foi obtido quando o valor de θ_r variou entre 0,05 e 0,1. As curvas $K_r(\psi_m)$, obtidas através das curvas $\psi_m(\theta)$ ajustadas para os diferentes valores de θ_r , mostraram diferenças menores do que 50% apenas para tensões menores do que 50 cm de coluna de água. Para uma tensão de 100 cm de coluna de água, por exemplo, a condutividade hidráulica relativa apresentou variações ao redor de duas ordens de grandeza. A inclinação das curvas $K_r(\psi_m)$ diminuiu com a diminuição do valor de θ_r . Como

ressaltam os autores, a inclinação da curva $K_r(\psi_m)$ depende, quase que exclusivamente, do parâmetro n que é obtido pelo ajuste dos dados experimentais da curva $\psi_m(\theta)$, parâmetro este que tem maior peso no ajuste destes dados e, conseqüentemente, na curva $K_r(\psi_m)$. Um aumento no valor de θ_r provoca um grande aumento no valor estimado de n , enquanto que o parâmetro α sofre um aumento relativamente menor. Com relação ao parâmetro θ_s , os autores verificaram que as curvas $\psi_m(\theta)$ obtidas para diferentes valores de θ_s (0,332; 0,362 e 0,402 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) são muito semelhantes para valores de umidade menores do que 0,300 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, apresentando diferenças consideráveis, entretanto, para valores maiores do que 0,300 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. As curvas $K_r(\psi_m)$, obtidas a partir dessas curvas, apresentam diferenças maiores do que uma ordem de grandeza para tensões maiores do que 90 cm de tensão. Isto sugere que mudanças nos valores de θ_s provocam mudanças maiores na região mais seca das curvas $K_r(\psi_m)$, embora nesta região não tenha havido diferença no ajuste dos dados da curva $\psi_m(\theta)$. Como no caso do parâmetro θ_r , o parâmetro θ_s também influi indiretamente nas curvas $K_r(\psi_m)$, pois um aumento nos valores de θ_s provoca uma maior diminuição dos valores do parâmetro n do que de α no ajuste das curvas $\psi_m(\theta)$. Com relação ao efeito do número de pontos experimentais no ajuste das curvas $\psi_m(\theta)$ e, conseqüentemente, no ajuste das curvas $K_r(\psi_m)$, os autores verificaram que a diminuição do número de pontos de 9 para 7, eliminando os pontos correspondentes às tensões maiores (109 e 150 cm de coluna de água), levou à obtenção de um bom ajuste das curvas $\psi_m(\theta)$ para baixas tensões. Para altas tensões, entretanto, o ajuste não foi perfeito, verificando-se inclusive que o valor de θ_r aproximou-se do valor zero com a diminuição do número de pontos, distanciando-se consideravelmente do valor real. Em

consequência disto, houve uma superestimativa dos valores da condutividade hidráulica relativa nesta região mais seca da curva de retenção, embora os valores de umidade tenham sido subestimados.

No mesmo trabalho, STEPHENS & REHFELDT (1985) fizeram também uma comparação da condutividade hidráulica relativa (K_r) calculada pelos métodos apresentados por VAN GENUCHTEN (1980) derivados dos modelos apresentados por MUALEM (1976) e BURDINE (1953). As diferenças entre os valores de K_r calculados pelos dois métodos obtidos por estes modelos foram pequenas, com tendência a aumentar com a diminuição da umidade. Para uma tensão de 125 cm H_2O , por exemplo, o valor de K_r calculado pelo modelo derivado do de Mualem é cerca de três vezes maior do que o valor calculado pelo modelo derivado do de Burdine. Comparando os valores de K_r estimados por estes modelos com os obtidos pelo método do "perfil instantâneo", observou-se uma superestimativa dos valores de K_r obtidos por estes modelos para tensões maiores do que 80 cm de tensão, devido, segundo os autores, à baixa estimativa dos valores do parâmetro θ_r . Portanto, embora um bom ajuste dos dados da curva $\psi_m(\theta)$ possa ser obtido, isto não garante uma boa estimativa das curvas $K_r(\psi_m)$, principalmente na faixa de umidade em condições de campo.

Com o intuito de facilitar o ajuste da curva $\psi_m(\theta)$ às equações de VAN GENUCHTEN (1980), SIRIDOROPOULOS & YANNOPOULOS (1984) apresentaram um algoritmo que permite estimar, com maior precisão, os parâmetros destas equações para estimativa da função condutividade. Os valores dos parâmetros estimados por este algoritmo são usados como valores iniciais para o ajuste das equações através da otimização de funções não lineares pelo método dos quadrados mínimos, diminuindo assim o número de iterações necessárias para a

obtenção do ajuste final dos parâmetros das equações.

DANE (1980), comparando os métodos propostos por VAN GENUCHTEN (1980) com os de LIBARDI et alii (1980) em solo arenoso, obtiveram boa concordância entre os métodos. O autor ressaltou também que os métodos de LIBARDI et alii (1980) podem ser preferidos quando se deseja apenas a relação condutividade hidráulica em função da umidade, porém, se o interesse for saber ambas as relações $\psi_m(\theta)$ e $K(\theta)$, o método de VAN GENUCHTEN (1980) deve ser o escolhido.

Em trabalho semelhante ao de DANE (1980), FIELD et alii (1984) também compararam o método proposto por VAN GENUCHTEN (1980) com os modelos propostos por JACKSON (1972). Verificaram que esses modelos apresentaram bons resultados quando foram utilizados os dados de retenção de água obtidos no campo, o mesmo não acontecendo quando foram utilizadas as curvas características da água do solo obtida no laboratório, refletindo a dificuldade de se obter amostras de solo não perturbadas representativas.

Mais recentemente, VAN GENUCHTEN e NIELSEN (1985) fizeram uma revisão dos modelos mais utilizados para o ajuste dos dados experimentais das curvas de retenção, visando a determinação mais precisa da condutividade hidráulica do solo. Esses autores verificaram que o modelo de determinação da condutividade hidráulica relativa através da curva de retenção apresentado por VAN GENUCHTEN et alii (1980), derivado do modelo apresentado por MUALEM (1976), foi o que apresentou a maior validade para a maioria dos solos analisados (95% dos casos). Verificaram também que para o modelo derivado do de Mualem, o valor do parâmetro n das equações deve estar entre 1 e 2 e para o modelo derivado do de BURDINE (1953) deve ser sempre maior que 2. Valores de n menores do que 1, entre-

tanto, levam a uma situação fisicamente irreal, pois, neste caso, a inclinação do ajuste da curva de retenção perto da saturação tende para o infinito. Esta situação foi verificada em apenas 5% dos casos quando se utilizou o método de VAN GENUCHTEN et alii (1980) derivado do modelo de MUALEM (1976).

Esta revisão mostra, portanto, que a tendência atual devido, principalmente, ao problema da variabilidade espacial de propriedades do solo, entre elas a condutividade hidráulica, parece estar voltada para métodos que sejam de fácil determinação, e que reflitam as condições de campo sem, entretanto, haver necessidade de que a determinação seja feita diretamente no campo. Nesse sentido, uma condutividade relativa, de fácil determinação, reveste-se de importância indiscutível para a aplicação da técnica das variáveis regionalizadas (NIELSEN et alii, 1983; VIEIRA et alii, 1983), um dos assuntos mais atuais na ciência do solo.

3. BASE TEÓRICA PARA A HIPÓTESE FORMULADA

Com o intuito de se poder obter a condutividade hidráulica dos solos, especificamente uma condutividade hidráulica relativa (relação entre a condutividade numa dada umidade e aquela de saturação), assumiu-se, no presente trabalho, que:

- 1) A condutividade varia de maneira exponencial com a umidade, segundo a equação:

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (1)$$

onde K_0 e θ_0 representam valores de K e θ na condição de solo saturado.

- 2) A difusividade da água no solo também apresenta uma relação exponencial com a umidade do solo, isto é:

$$D(\theta) = D_0 e^{\alpha(\theta - \theta_0)} \quad (2)$$

onde igualmente, D_0 e θ_0 representam valores de D e θ na condição de solo saturado.

Sabe-se que, para uma dada camada de solo homogêneo, a difusividade se relaciona com a condutividade segundo a expressão:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{d\psi_m}{d\theta} \quad (3)$$

onde ψ_m representa o potencial matricial à unidade θ e $d\psi_m/d\theta$, a tangente à curva ψ_m versus θ . (curva característica de retenção de água no solo).

Rearranjando a eq. (3) e nela substituindo as suposições (1) e (2), obtêm-se:

$$\frac{d\psi_m}{d\theta} = \frac{D_0}{K_0} e^{(\alpha-\gamma)(\theta-\theta_0)} \quad (4)$$

A integração da eq. (4) de $\psi_m = \psi_m$ a $\psi_m = 0$ e de $\theta = \theta$ e $\theta = \theta_0$ resulta numa equação para a curva de retenção que tem a seguinte forma:

$$\psi_m = A \left[e^{B(\theta-\theta_0)} - 1 \right] \quad (5)$$

onde

$$A = \frac{D_0}{K_0(\alpha-\gamma)} \quad (6)$$

e

$$B = \alpha - \gamma \quad (7)$$

A hipótese fundamental do presente trabalho é a de que, se a eq. (5) representa adequadamente os dados experimentais, o conhecimento de uma relação entre α e γ permitiria obter diretamente, a partir apenas da curva característica, o valor da condutividade hidráulica relativa para as diversas umidades do solo.

Nesse sentido, o que se tem que obter são os valores de α e γ e daí a relação entre ambos.

A partir do ajuste da eq. (5) aos dados experimentais, o que se obtém é o valor de $\alpha - \gamma$ (valor B da eq. 5). Para comprovar a hipótese de trabalho há necessidade de se obter o valor de um deles (α ou γ) por um outro método e então investigar a existência de uma dada relação entre ambos. Para tanto, será obtido o valor de γ pelo método da umidade de LIBARDI et alii (1980), resumidamente descrito no item 4.4.2.

Com a finalidade de tornar o método que se propõe o mais simples possível, o cálculo do parâmetro B da eq. (5) será feito através da regressão linear entre $\ln \psi_m$ versus θ , desprezando o número 1 que aparece na equação. Desse modo, o parâmetro B é automaticamente o valor do coeficiente angular da curva $\ln \psi_m$ versus θ .

Esta simplificação da eq. (5), para facilitar a obtenção de B, fundamenta-se no fato de que tal equação, para valores relativamente baixos de umidade, possui de fato um comportamento linear e o número 1 nela presente pode ser desprezado face ao alto valor do fator $e^{B(\theta - \theta_0)}$, uma vez que o valor B é sempre um número negativo.

Conhecendo-se, portanto, o parâmetro B da maneira acima descrita, e γ pelo método de LIBARDI et alii (1980), obtém-se facilmente α pela soma de B com γ e, conseqüentemente, a relação entre α e γ .

4. MATERIAL E MÉTODO

4.1. Descrição geral da área

4.1.1. Local

O experimento foi conduzido, sob condições de campo, na área experimental do Departamento de Física e Meteorologia da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", em Piracicaba, SP, cujas coordenadas geográficas são $20^{\circ}42'30''$ de latitude sul, $47^{\circ}38'00''$ de longitude oeste, a 580 m de altitude. As áreas pontilhadas da Figura 1 mostram o local onde foi instalado o presente experimento, sendo a área A a que recebeu tratamento de subsolagem, e a área B apenas o convencional.

4.1.2. Clima

Dados meteorológicos coletados na Estação Meteorológica instalada próxima ao experimento, pertencente ao Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ/USP (Figura 1) mostram, em termos médios anuais, que a precipitação pluvial é de 1247,1 mm, ocorrendo, a maior parte, no verão (de novembro a fevereiro), principalmente como chuvas de alta intensidade e curta duração; a temperatura do ar é de $20,8^{\circ}\text{C}$, sendo a mínima da ordem de 10°C em julho, e a máxima da ordem de 30°C em janeiro; a umidade relativa do ar

FIGURA 1 - Localização do experimento no campo experimental da ESALQ/USP, próximo ao Posto Agrometeorológico. A = área subsolada; B = área não subsolada.

é de 69%; a velocidade do vento é de $2,5 \text{ m.seg}^{-1}$ e o período de brilho solar é de 6 h.dia^{-1} (CERVELLINI et alii, 1973).

O clima da região é do tipo mesotérmico Cwa, pela classificação climática de Koppen, ou seja, subtropical úmido, com estiagem no inverno, com temperatura média do mês mais frio superior a 18°C e a do mês mais quente superior a 22°C , também denominado de tropical de altitude por CAMARGO et alii (1974).

4.1.3. Solo

O solo no qual foi instalado o experimento foi descrito e classificado por RANZANI et alii (1966) como uma Terra Roxa Estruturada série "Luiz de Queiroz", e pela classificação americana (U.S.D.A., 1975) como um Paleudalf óxico.

A Terra Roxa Estruturada apresenta como material de origem rochas eruptivas básicas e cobre aproximadamente 10% da área do Estado de São Paulo. Apresenta, também, um perfil homogêneo e muito profundo, com o lençol freático a vários metros abaixo da superfície.

Este mesmo tipo de solo, mas de outro local, apresenta, segundo Moniz & Jackson (1967), citados por LIBARDI (1984), do ponto de vista mineralógico: 15,3% de óxidos de ferro; 48% de caulinita; 10,7% de mica+vermiculita; 4,3% de gibsitita e 31,7% de material amorfo.

A caracterização morfológica deste solo, descrito em trincheira aberta na área não subsolada, apresenta:

Ap₁ 0-7 cm, vermelho acinzentado (10R4/2, úmido); argila; estrutura modificada pelo uso agrícola, composta por blocos

compactados de tamanho variável; muito firme, plástico e pegajoso; carvões pequenos esparsos; transição gradual/difusa, plana.

Ap₂ 7-18 cm; bruno-avermelhado (2,5 YR 4/4, úmido); muito argiloso; estrutura modificada pelo uso agrícola composta por blocos compactados de tamanho variável; muito firme, muito plástico e muito pegajoso; carvões pequenos esparsos; transição gradual/difusa, plana.

Ap₃ 18-27 cm; vermelho-acinzentado (10R 4/3, úmido); muito argiloso; estrutura modificada pelo uso agrícola composta por blocos compactados de tamanho variável; muito firme, muito plástico e muito pegajoso; carvões pequenos esparsos; transição gradual/difusa, plana.

Bt₁ 27-45 cm; vermelho-acinzentado (10R 4/3, úmido); muito argiloso; forte, pequeno a médio, blocos subangulares; cerosidade moderada a forte, abundante; muito firme, muito plástico e muito pegajoso; carvões pequenos esparsos; transição gradual/difusa, plana.

Bt₂ 45-68 cm; vermelho-acinzentado (10R 4/4, úmido); muito argiloso; forte; pequeno a médio, blocos subangulares; cerosidade forte e abundante; muito firme, muito plástico e muito pegajoso; transição gradual/difusa, ondulada.

Bt₃ 68-105 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/4, úmido); muito argiloso; moderado, pequeno, blocos subangulares/granular; cerosidade fraca e pouca; firme, muito plástico e muito pegajoso; transição gradual/difusa, ondulada.

Bw₁ 105-160 cm; vermelho-escuro (10R 3/6, úmido); muito argiloso; macro-estrutura maciça, muito porosa, quebrando-se facilmente com o contato das mãos ou martelo; micro-estrutura forte, pequena a muito pequena, granular; friável, muito plástico e muito pegajoso; transição clara e plana.

Bw₂ 160-200 cm⁺; vermelho-escuro (10R 3/6, úmido); muito argiloso; macro estrutura maciça, muito porosa; micro-estrutura forte muito pequena, granular; muito friável, muito plástico e muito pegajoso; transição clara e plana.

Observações

- 1) Os horizontes Ap₁, Ap₂ e Ap₃ apresentam apenas variações quanto à cor.
- 2) Raízes: muitas, médias e finas no Ap; comuns e finas no Bt₁; raras e muito finas nos demais horizontes.
- 3) Porosidade: são encontrados poros muito pequenos, comuns nos horizontes Ap e Bt e poros pequenos médios, abundantes nos demais horizontes.

Para a caracterização física e química do solo, foram abertas, antes da instalação do experimento, duas trincheiras, uma na área subsolada e a outra na área não subsolada, de onde foram retiradas amostras com estrutura deformada e indeformada das profundidades de 15cm, 30cm, 45cm, 60cm, 75cm, 90cm, 105cm, 150cm e 195cm.

Em cada profundidade, foram feitas as seguintes determinações:

- a) densidade global pelo método do anel volumétrico, utilizando ci-

lindros de alumínio de aproximadamente 50 cm³, com uma das bordas cortantes (KIEHL, 1979).

b) densidade das partículas pelo método do picnômetro com água (KIEHL, 1979).

c) análise granulométrica pelo método da pipeta, segundo procedimento desenvolvido por PAULETTO (1978). A distribuição das partículas foi feita de acordo com o sistema do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos da América do Norte (BRADY, 1979) e a classificação textural segundo LEMOS & SANTOS (1982).

d) análise química feita no laboratório de rotina do Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes da ESALQ/USP, seguindo métodos analíticos descritos por CATANI & JACINTHO (1974).

As Tabelas 1 e 2 mostram os resultados das análises destas características físicas e químicas do solo no perfil, respectivamente.

TABELA 2 - Algumas características químicas do perfil do solo em estudo.

Prof. (cm)	pH	C.Org. (%)	M.O. (%)	Íons Trocáveis (meq/100 g solo)					
				PO ₄ ³⁻	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H ⁺
				Área Subsolada					
15	5,9	0,93	1,60	0,13	0,58	4,92	1,40	0,11	3,76
30	5,9	0,66	1,14	0,03	0,39	4,40	1,28	0,11	2,64
45	6,1	0,51	0,88	0,03	0,26	3,92	0,96	0,11	2,24
60	6,3	0,39	0,67	0,05	0,12	3,76	1,12	0,09	1,76
75	6,5	0,39	0,67	0,06	0,20	3,84	0,64	0,09	1,60
90	6,5	0,30	0,52	0,05	0,06	4,00	0,80	0,09	1,52
105	6,5	0,33	0,57	0,05	0,05	4,00	0,80	0,09	1,92
150	6,3	0,27	0,46	0,03	0,15	2,65	1,96	0,19	4,00
195	6,5	0,15	0,26	0,02	0,03	2,50	2,84	0,19	3,20
Área Não Subsolada									
15	5,7	0,96	1,65	0,18	0,58	5,20	1,20	0,09	4,08
30	6,1	0,48	0,83	0,02	0,32	4,00	0,88	0,09	2,08
45	6,4	0,18	0,31	0,05	0,20	4,32	0,72	0,09	1,84
60	6,5	0,39	0,67	0,06	0,19	4,24	0,56	0,09	1,76
75	6,5	0,33	0,57	0,05	0,20	3,60	0,56	0,09	1,60
90	6,5	0,30	0,52	0,04	0,20	3,56	0,44	0,09	1,52
105	6,5	0,24	0,41	0,03	0,18	3,33	0,34	0,09	1,44
150	5,4	0,15	0,26	0,04	0,03	1,04	1,12	0,19	3,68
195	5,3	0,21	0,36	0,05	0,03	1,00	0,56	0,24	4,16

4.2. Delineamento experimental

O experimento foi instalado em duas áreas contíguas de 33 x 44 m, sendo que uma delas, além das práticas normais de preparo do solo, foi antes subsolada.

A subsolagem foi feita em 07/12/83, com arado subsolador de duas hastes, distanciadas 35 cm entre si, tendo 60 cm de comprimento. O arado subsolador foi regulado para garantir uma subsolagem de 50 cm de profundidade, tendo sido feitas duas passadas no sentido do declive e duas no sentido perpendicular ao declive. A seguir, toda a área experimental, inclusive a área subsolada, recebeu uma aração e uma gradagem, uma semana antes da semeadura. Na véspera da semeadura, entretanto, foi passada a enxada rotativa para garantir melhor uniformidade do terreno e melhor emergência das plantas. A cultura implantada foi o milho (Zea mays L.), cultivar AGROCERES 401, cuja semeadura foi feita no dia 07/02/84.

4.3. Curvas de retenção da água no solo

As curvas de retenção de água no solo foram elaboradas por secamento, em amostras de solo com estrutura indeformada. As amostras foram retiradas de trincheiras abertas nas áreas subsolada e não subsolada, com auxílio de um cilindro de volume conhecido, no dia 10 de janeiro de 1984, 31 dias após a subsolagem. O cilindro era introduzido no solo por simples pressão, numa das faces do perfil. O conjunto solo-cilindro com excesso de solo era retirado com auxílio de

uma faca, envolto em papel-alumínio e levado ao laboratório. No laboratório, as amostras eram aparadas e na extremidade não cortante do cilindro colava-se um lenço de papel, para evitar possíveis perdas de terra e garantir um bom contato das amostras com a placa porosa dos aparelhos de medida de pressão. As amostras de solo assim preparadas, eram colocadas em cima da placa porosa e o conjunto saturado por um período de 24 horas. Este procedimento se repetiu sempre que era estabelecido o equilíbrio entre a água retida na amostra e a tensão aplicada, tendo-se o cuidado, entretanto, de antes, pesar a amostra. O fenômeno de histerese não foi considerado.

A água das amostras foi submetida às tensões de : 1cm, 10cm, 60cm, 102cm, 340cm, 1020cm, 3060cm, 50100cm e 15300cm de coluna de água. Para as tensões de 1, 10 e 60 cm de coluna de água foram utilizados funis de placa porosa (Funil de Buchner), de média porosidade, da Schott Mainz, Jena Er Glass, e para as demais tensões, câmaras de pressão de Richards, da Soil Moisture Equipment Co.

4.4. Condutividade hidráulica do solo

A determinação da condutividade hidráulica das diversas camadas do solo foi feita através do método da umidade de LIBARDI et alii (1980), com algumas modificações, as quais serão mostradas a seguir. Esta determinação foi feita logo após a colheita da cultura de milho (11/06/84).

Para obtenção das condições de contorno exigidas pelo método, selecionaram-se seis parcelas de 2,5 x 5,0 m,

3 na área subsolada e 3 na não subsolada (Figura 2). As parcelas foram confinadas com uma estrutura de madeira. As pequenas trincheiras que aparecem a 3 m de cada parcela foram abertas até uma profundidade de 1 m, a fim de que as capas plásticas a serem utilizadas para cobrir as parcelas fossem enterradas até essa profundidade. Essa capa plástica foi utilizada para evitar que uma possível chuva durante o experimento de determinação da condutividade hidráulica pudesse penetrar na parcela, visto que o terreno apresenta uma declividade de 6% aproximadamente no sentido sudoeste - nordeste (Figura 1). No interior de cada uma das parcelas foram instalados 9 tensiômetros, às profundidades de 15cm, 30cm, 45cm, 60 cm, 75cm, 90cm, 105cm, 150cm e 195cm, distribuídos conforme o esquema da Figura 3.

Os tensiômetros, em cada parcela, foram instalados em linha e distanciados de 20 cm. Para facilidade de leitura, os manômetros de mercúrio dos tensiômetros foram colocados numa estrutura única de madeira.

Esses equipamentos, cujos detalhes são descritos a seguir, foram construídos na Seção de Física de Solos do CENA/USP.

4.4.1. Tensiômetros

Todo o material utilizado para a construção dos tensiômetros utilizados no experimento foi adquirido da indústria nacional. Os materiais são os seguintes: tubo de PVC rígido, com diâmetro externo e interno de 21 mm e 15 mm, respectivamente, e de comprimento variável de acordo com a profundidade de instalação; cápsulas porosas de 5 cm de comprimento e diâmetro externo igual ao

FIGURA 2 - Localização das parcelas experimentais nas áreas subsolada e não subsolada.

FIGURA 3 - Esquema da parcela experimental da Terra Roxa Estruturada. Os números de 1 a 9 se referem aos tensiômetros instalados às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 150 e 195 cm.

do tubo de PVC, com um gargalo de 1 cm de comprimento e diâmetro externo um pouco menor que o diâmetro interno do tubo de PVC, para permitir um perfeito encaixe entre eles; tubos de nylon flexível de 2 mm de diâmetro interno e 3,2 mm de diâmetro externo; placas de acrílico de 20 cm por 7 cm e espessura de 2 cm, com 9 orifícios de diâmetro de 1,4 cm e 5 cm de profundidade, para receber o mercúrio; suporte de madeira de 20 cm de largura, 200 cm de altura e 2,5 cm de espessura, para receber as cubetas (placa de acrílico) e os tubos de nylon; rolhas de borracha e "caps" de PVC rosqueáveis ao tubo de PVC; cola "Araldite" de ação lenta para as junções cápsula-PVC e PVC-tubo de nylon.

A fim de poder demonstrar a fórmula para o cálculo do potencial matricial com este tipo de tensiômetro, é apresentado na Figura 4 o esquema de um deles, instalado no solo, mostrando a maneira como foi construído e todos os materiais acima discriminados.

Para instalação dos tensiômetros, foram abertos orifícios no solo com a ajuda de um trado helicoidal, de diâmetro igual ao do tensiômetro. Antes da introdução do tensiômetro, o orifício era alargado um pouco com um trado do tipo pistão, de diâmetro um pouco maior ao da cápsula porosa. Este trado era sempre introduzido até uma profundidade 5 cm menor do que a profundidade que seria alcançada pela ponta da cápsula do tensiômetro, a fim de que quando este fosse introduzido no orifício, pudesse ser obtido um contato perfeito entre a cápsula e o solo, na profundidade desejada.

Com base no esquema mostrado na Figura 4, pode-se demonstrar que:

FIGURA 4 - Esquema de um tensiômetro instalado no campo.

h = altura do mercúrio; h_c = distância do nível de mercúrio na cubeta à superfície do solo e z = profundidade; a e b = detalhe da cubeta de mercúrio em condições de solo saturado e não saturado, respectivamente, onde H_{ci} e H_{cf} = distância inicial e final do nível de mercúrio à superfície do solo, respectivamente.

$$\psi_m = -12,6h + H_c + z \quad (8)$$

onde: ψ_m = potencial matricial, em cm de coluna de água

h = altura de mercúrio, em cm, medida com régua

H_c = distância, em cm, da superfície do solo à interface mercúrio-ar

z = distância do meio da cápsula à superfície do solo em cm.

No caso deste experimento, a eq. (8) foi um pouco mais elaborada, a fim de considerar uma altura de cuba H_c fixa, uma vez que esta varia à medida que a leitura h varia. Para que isso possa ser feito, há que se levar em conta o diâmetro da cubeta de mercúrio e o diâmetro interno do tubo de nylon. Assim, uma vez instalados os tensiômetros e colocado o mercúrio em suas cubetas correspondentes, demarcou-se a posição da interface mercúrio-ar na cubeta de cada um deles, de tal maneira que a distância a partir dessa demarcação, (feita antes que houvesse qualquer tensão) até a superfície do solo ficou sendo uma H_c fixa, independentemente dos valores de h (eq. 8). Para melhor ilustrar e facilitar o entendimento, apresenta-se, na Figura 4, duas situações do manômetro de mercúrio: a inicial (a), na qual não há leitura, e uma outra situação final (b), na qual o manômetro está mostrando uma leitura qualquer h_f . É na situação inicial que se definiu a altura H_{ci} (i = inicial) da expressão (8). Reportando-se, assim, à Figura 4, percebe-se que o abaixamento do nível de mercúrio na cubeta de H_{ci} para H_{cf} (f = final), corresponde à leitura final h_f . Nestas condições, o volume de mercúrio que desaparece da cubeta (ΔV) é igual àquele que vai para o tubo de nylon (Δv). Portanto, pode-se estabelecer:

$$\Delta V = \pi \frac{D^2}{4} (H_{ci} - H_{cf})$$

e

$$\Delta v = \pi \frac{d^2}{4} \cdot h_f$$

onde: D = diâmetro da cubeta (cm)

d = diâmetro interno do tubo de nylon (cm).

Como $\Delta V = \Delta v$, é claro que

$$\pi \frac{D^2}{4} (H_{ci} - H_{cf}) = \pi \frac{d^2}{4} \cdot h_f$$

e, então:

$$H_{cf} = H_{ci} - \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot h_f \quad (9)$$

Esta expressão representa, portanto, a altura real do nível de mercúrio da cubeta à superfície do solo, quando está havendo uma determinada leitura h_f de mercúrio. É evidente que, em comparação com a eq. (8), $h_f = h$ e $H_{ci} = H_c$. Consequentemente, a substituição da expressão (9) na eq. (8) dará a fórmula mais exata para o cálculo do potencial matricial que leva em conta uma altura de cuba (H_c) fixa:

$$\psi_m = - \left[12,6 + \left(\frac{d}{D}\right)^2 \right] h + H_c + z \quad (10)$$

4.4.2. Procedimentos experimentais para obtenção da função $K(\theta)$

As parcelas delimitadas com estrutura de madeira para a determinação da função $K(\theta)$, como mencionado anteriormente, depois de todos os tensiômetros terem sido instalados no seu interior, foram inundadas, bombeando água a partir de um reservatório próximo por meio de um conjunto moto-bomba da General Electric de 3 CV, 60 Hz, através do qual mantinha-se sobre a superfície do solo, uma lâmina de água constante de 10 cm.

A estrutura de madeira que mantinha esta carga hidráulica consistiu de tábuas de 2,5 cm de espessura e 30 cm de largura, 15 cm dos quais enterrados no solo.

O sistema de bombeamento de água foi mantido até que o perfil, estivesse saturado até 195 cm de profundidade, e que o fluxo de água se tornasse constante com o tempo. Esta condição foi verificada através das leituras dos tensiômetros os quais, uma vez não mais variando, indicavam que tal condição tinha sido alcançada, o que se verificou após aproximadamente 6 horas do início da inundação.

A seguir, obedecendo os procedimentos do método, foram retiradas as estruturas de madeira, cobrindo-se a superfície do solo com uma capa de plástico preto de 48 m², para prevenir a perda de água através da superfície. Terminada a operação de cobertura, que consistiu em manter o plástico preso em suas extremidades e bem colado à superfície do solo, fez-se a primeira leitura dos tensiômetros. Este foi considerado o tempo zero de distribuição da água no perfil. A partir daí, foram feitas leituras diárias dos tensiômetros, sendo que, no primeiro dia, foram feitas três leituras.

Quando se percebeu que praticamente a água não se distribuía, isto é, as leituras não mais variavam com o tempo, deixou-se de ler os tensiômetros.

O problema do valor de contorno que se ajusta a este procedimento experimental para o cálculo da função $K(\theta)$ é o seguinte:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial z} \right] \quad (11)$$

$$\theta = \theta(z) \quad , \quad t = 0 \quad , \quad z = 0 \quad (12)$$

$$\theta = \theta_i \quad , \quad t > 0 \quad , \quad z = \infty \quad (13)$$

$$q = 0 \quad , \quad t > 0 \quad , \quad z = 0 \quad (14)$$

A eq. (11) é a conhecida equação de Richards e as (12), (13) e (14) identificam as condições inicial e de contorno do método, nas quais:

ψ_h = potencial hidráulico

t = tempo de redistribuição

z = coordenada vertical de posição igual à profundidade do solo

θ = umidade volumétrica

θ_i = umidade inicial do solo antes da inundação

q = densidade de fluxo de água

K = condutividade hidráulica

A integração da eq. (11), tendo em conta as condições iniciais e de contorno (12), (13) e (14), fornece:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_z \quad (15)$$

O método da umidade desenvolvido por LIBARDI et alii (1980) baseia-se na aferição a campo da relação:

$$K(\theta) = K'_0 e^{\gamma(\theta - \theta'_0)} \quad (16)$$

proposta por DAVIDSON et alii (1963), onde K'_0 e θ'_0 representam os valores da condutividade hidráulica e da umidade do solo na condição em que a água está se movendo em regime estacionário (não variação da leitura dos tensiômetros), isto é, "saturação" sob condições de campo e γ o coeficiente angular da equação de linha reta $\ln K(\theta) \times (\theta - \theta'_0)$; assume também que $\partial \psi_h / \partial z = 1$ (gradiente hidráulico unitário). Assim, inserindo o segundo membro da eq.(16) na eq.(15), resulta:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K'_0 e^{\gamma(\theta - \theta'_0)} \quad (17)$$

Simplificando o primeiro membro da eq. (17) para

$$z \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \quad (18)$$

onde $\bar{\theta}$ é a umidade média do perfil até a profundidade z , e assumindo que θ , em qualquer profundidade, se relaciona linearmente com $\bar{\theta}$, como segue

$$\bar{\theta} = a\theta + b \quad (19)$$

a eq. (17) torna-se:

$$-a \frac{\partial \theta}{\partial t} z = K'_0 e^{\gamma(\theta - \theta'_0)} \quad (20)$$

a qual, integrada na profundidade z , de $t=0$ e $\theta=\theta'_0$ a $t=t$ e $\theta=\theta$, resulta:

$$\theta = \theta'_0 - \frac{1}{\gamma} \ln (1+ct) \quad (21)$$

onde

$$c = \frac{\gamma K'_0}{az} \quad (22)$$

Em termos de umidade média, até a profundidade z , tendo em conta a eq. (19), a eq. (21) transforma-se em:

$$\bar{\theta} = \bar{\theta}'_0 - \frac{1}{\gamma} \ln (1+ct), \quad (23)$$

de tal maneira que

$$a = \frac{\gamma}{\bar{\gamma}} ; \quad (24)$$

que é uma maneira relativamente fácil de calcular o coeficiente a .

A regressão de θ versus $\ln t$ pode ser usada para determinar γ que, substituído juntamente com K'_0 e θ'_0 na eq. (16), fornece a função $K(\theta)$. O K'_0 pode ser determinado no campo ou estimado a partir da eq. (22) e eq. (24), e o θ'_0 medido no tempo zero de distribuição.

5. RESULTADOS

Para comprovar a hipótese do presente trabalho (Capítulo 3), utilizou-se, além das 6 parcelas da Terra Roxa Estruturada, solo no qual a classe textural variou no perfil de argila a muito argilosa, um outro solo de textura média. As determinações foram feitas em 9 profundidades para ambos os solos. No caso desse solo de textura média, os dados experimentais de análise granulométrica, densidade global, curva de retenção e potencial matricial versus tempo de drenagem (para a obtenção da função $K(\theta)$ de acordo com os procedimentos experimentais descritos no item 4.4.2), encontram-se dispostos nas Tabelas 3, 4 e 5 e foram obtidos por LIBARDI (1978).

A Tabela 6 mostra os dados experimentais da curva de retenção das 9 profundidades das áreas subsolada e não subsolada da Terra Roxa Estruturada. De acordo com o desenvolvimento teórico apresentado no Capítulo 3, a Tabela 7 mostra as equações representativas das curvas de retenção do Latossolo Vermelho Amarelo, as quais foram obtidas pelo ajuste dos dados experimentais (Tabela 4) à eq. (5). Igualmente, para a Terra Roxa Estruturada, tais equações, obtidas pelo ajuste dos dados experimentais (Tabela 6) à eq. (5), são mostradas na Tabela 8.

Os dados experimentais das Tabelas 4 e 6 foram plotados em papel semi-log, a fim de melhor analisar como se dispunham com relação às equações das Tabelas 7 e 8. Essa disposição dos da-

dos em gráficos para cada profundidade dos solos, juntamente com as curvas das equações representativas, pode ser vista nas Figuras 5 a 17.

Para a Terra Roxa Estruturada, os dados de potencial matricial versus tempo de drenagem (item 4.4.2), encontram-se nas Tabelas 9 a 14.

A partir dos dados das Tabelas 5 e 9 a 14, e utilizando as respectivas equações de ψ_m versus θ (Tabelas 7 e 8), calcularam-se os valores de umidade volumétrica (θ) para cada tempo de drenagem em cada uma das profundidades do solo. Esses resultados assim obtidos, encontram-se nas Tabelas 15 a 21.

Utilizando a metodologia de LIBARDI et alii (1980) para a obtenção da função $K(\theta)$, fez-se o ajuste desses dados de umidade versus tempo, constantes nas Tabelas 15 a 21, à eq. (21) (item 4.4.2). As curvas representativas, assim como os dados experimentais, foram reunidos em gráficos que correspondem às Figuras 18 a 20 para o Latossolo Vermelho Amarelô, Figuras 21 a 29 para as parcelas da Terra Roxa Estruturada não subsoladas, e Figuras 30 a 38 para as parcelas subsoladas da Terra Roxa Estruturada.

As equações representativas das curvas mostradas nas Figuras 18 a 20 e respectivos coeficientes de regressão (r) encontram-se na Tabela 22; as das Figuras 21 a 29, na Tabela 23, e aquelas das Figuras 30 a 38 na Tabela 24.

Finalmente, tendo em vista a hipótese do presente trabalho, apresenta-se na Tabela 25 os valores de γ obtidos da regressão dos dados de umidade versus tempo de drenagem (eq. 21) e de α obtidos a partir do ajuste das curvas de retenção (eq. 5), de acordo com o descrito no final do Capítulo 3. Esses dados foram

plotados colocando-se na ordenada os valores de α e na abscissa os de γ , constituindo a Figura 39, na qual pode-se ver também a equação de regressão linear, juntamente com seu coeficiente de correlação (r).

TABELA 3- Granulometria e densidade global das camadas estudadas do perfil do solo Latossolo Vermelho Amarelo.

Profundidade (cm)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Densidade Global (g.cm ⁻³)
15	18,17	4,72	77,11	1,51
30	27,88	14,22	67,90	1,44
45	26,82	5,29	67,89	1,40
60	27,10	3,93	68,97	1,35
75	28,11	3,08	68,81	1,35
90	27,87	3,16	68,97	1,36
105	26,41	5,51	68,87	1,41
120	28,31	3,61	68,08	1,40
135	26,78	5,20	68,02	1,37

Fonte: LIBARDI (1978).

TABELA 4 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) nas diversas tensões ($-\psi_m$, $\text{cm H}_2\text{O}$) e profundidades, para o Latossolo Vermelho Amarelo.

ψ_m (cm H ₂ O)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	120	135
0	0,390	0,400	0,409	0,427	0,395	0,383	0,383	0,396	0,391
26	0,290	0,350	0,344	0,377	0,335	0,325	0,329	0,352	0,348
46	0,250	0,320	0,305	0,333	0,286	0,289	0,291	0,312	0,305
97	0,220	0,280	0,257	0,271	0,219	0,227	0,231	0,239	0,236
141	0,200	0,260	0,239	0,248	0,193	0,206	0,207	0,211	0,209
187	0,180	0,250	0,227	0,235	0,177	0,192	0,194	0,196	0,194
300	0,167	0,201	0,190	0,173	0,172	0,173	0,177	0,171	0,161
500	0,148	0,188	0,175	0,159	0,157	0,157	0,162	0,155	0,149
800	0,133	0,178	0,168	0,150	0,148	0,148	0,152	0,145	0,138

Fonte: LIBARDI (1978).

TABELA 5 - Valores de potencial matricial ($-\psi_m$, cm H_2O) no solo Latossolo Vermelho Amarelo, nos diversos tempos e profundidades, obtidos a partir de tensiômetros instalados no campo.

Tempo (h)	Profundidades (cm)										
	15	30	45	60	75	90	105	120	135		
0	2,00	1,50	2,00	1,50	2,50	2,50	2,70	4,00	3,00		
0,25	6,00	4,50	6,50	4,50	4,50	6,50	7,50	7,50	6,50		
0,50	9,30	7,00	10,00	7,50	7,50	10,50	11,50	10,70	9,00		
0,75	12,50	9,00	13,00	9,50	10,50	13,50	15,30	13,70	11,50		
1	15,30	11,00	15,70	11,50	12,80	16,80	18,80	16,70	13,70		
1,25	17,70	13,20	18,70	13,50	15,00	19,50	22,00	19,30	15,70		
1,50	19,70	14,70	21,00	15,50	17,50	22,20	25,20	21,70	17,70		
1,75	21,50	16,50	23,30	17,00	19,50	24,80	27,70	24,30	19,50		
2	23,00	18,00	25,70	18,70	21,50	27,20	30,00	26,70	21,30		
2,50	25,70	20,50	29,00	21,50	25,00	31,70	34,20	30,70	24,50		
3	28,30	22,50	32,00	24,50	28,50	35,50	37,80	34,00	27,50		
4	32,00	25,80	40,30	29,50	34,00	41,20	43,80	39,50	32,70		
5	35,30	28,20	41,80	32,70	38,00	45,50	48,50	43,70	37,50		
6	37,50	29,70	44,50	34,70	41,00	48,20	52,00	46,70	40,70		
9	41,50	32,50	48,70	37,00	48,50	52,80	59,70	50,80	47,70		
12	42,50	34,00	50,00	38,00	52,50	54,50	63,50	52,50	51,00		
24	50,00	43,00	56,00	50,50	62,00	66,00	74,00	70,00	66,00		
36	60,00	52,00	66,00	61,00	74,00	74,50	86,00	81,00	75,50		
48	68,00	60,00	75,00	68,00	82,00	82,50	93,00	87,00	82,00		
72	80,50	70,00	87,00	77,00	94,50	95,00	103,00	98,00	93,00		
96	90,00	79,50	97,00	86,00	105,00	104,00	110,00	106,00	101,50		
120	98,00	88,00	105,00	92,00	111,00	109,00	114,50	112,00	107,50		
240	128,00	116,50	128,00	117,00	133,00	130,00	128,00	130,50	123,50		
360	149,00	139,00	144,00	136,00	146,00	144,00	136,50	143,50	134,00		
480	165,00	156,00	158,00	150,50	156,00	154,00	146,50	152,50	142,50		

Fonte: LIBARDI (1978).

TABELA 6 - Umidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) nas diversas tensões ($-\psi_m$, $\text{cm H}_2\text{O}$) e profundidades, do solo Terra Roxa Estruturada (áreas subsolada e não subsolada).

ψ_m	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
	Área Subsolada								
1	0,4781	0,4865	0,4799	0,5024	0,5088	0,5220	0,5470	0,6082	0,5610
10	0,4635	0,4458	0,4698	0,4784	0,4501	0,5049	0,5356	0,5750	0,5300
60	0,4133	0,3854	0,4151	0,4115	0,4094	0,4307	0,4227	0,4261	0,4264
102	0,3941	0,3744	0,3957	0,4004	0,3845	0,4096	0,3963	0,3507	0,3769
340	0,3709	0,3473	0,3697	0,3768	0,3560	0,3765	0,3572	0,3060	0,3233
1020	0,3204	0,3194	0,3301	0,3497	0,3356	0,3510	0,3300	0,2719	0,2843
3060	0,2794	0,3068	0,3101	0,3174	0,3021	0,3222	0,2990	0,2540	0,2610
5100	0,2700	0,2925	0,3052	0,3143	0,2977	0,3170	0,2924	0,2476	0,2544
15300	0,2425	0,2843	0,2864	0,3050	0,2782	0,2920	0,2840	0,2345	0,2360
	Área Não Subsolada								
1	0,4811	0,4872	0,5130	0,5240	0,5036	0,5159	0,5687	0,6014	0,5690
10	0,4489	0,4770	0,4994	0,5184	0,4750	0,5155	0,5150	0,5900	0,5250
60	0,3846	0,4153	0,4550	0,4599	0,4298	0,4226	0,4446	0,4886	0,4674
102	0,3811	0,4033	0,4406	0,4460	0,4142	0,3849	0,4058	0,4212	0,4334
340	0,3644	0,3798	0,4026	0,4004	0,3767	0,3518	0,3430	0,3342	0,3771
1020	0,3316	0,3562	0,3721	0,3803	0,3478	0,3263	0,3072	0,2998	0,3320
3060	0,3052	0,3320	0,3404	0,3553	0,3116	0,3110	0,2932	0,2637	0,2894
5100	0,2973	0,3253	0,3350	0,3500	0,3066	0,3068	0,2726	0,2587	0,2745
15300	0,2747	0,3083	0,3115	0,3217	0,3009	0,3040	0,2554	0,2517	0,2585

TABELA 7 - Equações representativas das curvas características da água no solo, para as diversas profundidades, do Latossolo Vermelho Amarelo.

Prof. (cm)	Equações	Coefficiente de Correlação (r)
15	$\psi_m = 2,451320 \left[e^{-21,717665(\theta-0,390)} - 1 \right]$	0,991881
30	$\psi_m = 10,517051 \left[e^{-18,931658(\theta-0,400)} - 1 \right]$	0,990748
45	$\psi_m = 6,836282 \left[e^{-18,336775(\theta-0,409)} - 1 \right]$	0,988232
60	$\psi_m = 12,190006 \left[e^{-13,904348(\theta-0,427)} - 1 \right]$	0,987331
75	$\psi_m = 7,403593 \left[e^{-16,594248(\theta-0,395)} - 1 \right]$	0,950265
90	$\psi_m = 7,669559 \left[e^{-17,925946(\theta-0,383)} - 1 \right]$	0,976008
105	$\psi_m = 8,080117 \left[e^{-17,962960(\theta-0,383)} - 1 \right]$	0,973516
120	$\psi_m = 11,375920 \left[e^{-15,135061(\theta-0,396)} - 1 \right]$	0,974755
135	$\psi_m = 11,538100 \left[e^{-15,042567(\theta-0,391)} - 1 \right]$	0,978120

TABELA 8 - Equações representativas das curvas características da água no solo, nas diversas profundidades, para a Terra Roxa Estruturada (áreas não subsolada e subsolada).

Prof. (cm)	Equações		Coef. Cor. (r)
<u>Área Não Subsolada</u>			
15	$\psi_m = 1,691286$	$\left[e^{-43,141634(\theta-0,4811)} - 1 \right]$	0,992114
30	$\psi_m = 6,865948$	$\left[e^{-40,172701(\theta-0,4872)} - 1 \right]$	0,977429
45	$\psi_m = 6,100459$	$\left[e^{-37,481811(\theta-0,5130)} - 1 \right]$	0,997629
60	$\psi_m = 5,838747$	$\left[e^{-37,355259(\theta-0,5240)} - 1 \right]$	0,992623
75	$\psi_m = 3,226688$	$\left[e^{-38,084344(\theta-0,5036)} - 1 \right]$	0,990017
90	$\psi_m = 4,366174$	$\left[e^{-31,708581(\theta-0,5159)} - 1 \right]$	0,939481
105	$\psi_m = 1,760619$	$\left[e^{-26,536581(\theta-0,5687)} - 1 \right]$	0,980319
150	$\psi_m = 5,074906$	$\left[e^{-19,228783(\theta-0,6014)} - 1 \right]$	0,953860
195	$\psi_m = 3,376191$	$\left[e^{-25,235592(\theta-0,5690)} - 1 \right]$	0,995271
<u>Área Subsolada</u>			
15	$\psi_m = 9,604245$	$\left[e^{-31,159615(\theta-0,4781)} - 1 \right]$	0,996242
30	$\psi_m = 0,927573$	$\left[e^{-44,519543(\theta-0,4865)} - 1 \right]$	0,984844
45	$\psi_m = 4,956934$	$\left[e^{-38,836990(\theta-0,4799)} - 1 \right]$	0,991634
60	$\psi_m = 2,175186$	$\left[e^{-41,062466(\theta-0,5024)} - 1 \right]$	0,984960
75	$\psi_m = 0,781731$	$\left[e^{-41,332859(\theta-0,5088)} - 1 \right]$	0,995404
90	$\psi_m = 3,118390$	$\left[e^{-34,876414(\theta-0,5220)} - 1 \right]$	0,987990
105	$\psi_m = 3,110827$	$\left[e^{-28,035421(\theta-0,5470)} - 1 \right]$	0,960493
150	$\psi_m = 2,244030$	$\left[e^{-19,779523(\theta-0,6082)} - 1 \right]$	0,927058
195	$\psi_m = 2,569968$	$\left[e^{-23,626459(\theta-0,5610)} - 1 \right]$	0,966817

FIGURA 5 - Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 15 e 30 cm do Latossolo Vermelho Amarelo. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 6 - Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 45 e 60 cm do Latossolo Vermelho Amarelo. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 7 - Curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 75 e 90 cm do Latossolo Vermelho Amarelo. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 8 - Curvas de retenção da água no solo para as profundidades 105, 120 e 135 cm do Latossolo Vermelho Amarelo. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a eq. (5).

FIGURA 9 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 15 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 10 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 30 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 11 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 45 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 12 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 60 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 13 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 75 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 14 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 90 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 15 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 105 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 16 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 150 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

FIGURA 17 - Curvas de retenção da água no solo para a profundidade de 195 cm das áreas não subsolada e subsolada da Terra Roxa Estruturada. Os pontos representam os dados experimentais e a linha a equação (5).

TABELA 9 - Potencial matricial ($-\psi_m$, cm H₂O) nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada - Parcela 1.

Tempo (h)	Profundidades (cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	150	195	
0	8,2260	0,7986	0,9438	3,0890	15,1173	14,0004	28,0288	29,7265	30,1621	
8,33	19,5849	3,3228	12,6132	21,2826	20,1657	43,0288	57,0571	52,4443	49,6936	
20,42	27,1575	10,8954	18,6132	26,3310	29,0004	58,1740	72,2023	70,1137	62,9767	
45,00	33,4680	13,4196	19,8753	28,8552	34,0489	75,8434	86,0854	86,5210	81,9082	
69,00	39,7785	18,4660	23,6616	32,6415	37,8352	80,8918	97,4443	92,8315	94,5292	
92,58	42,3027	20,9922	26,1858	35,1657	42,8836	85,9402	103,7548	105,4525	102,1018	
116,42	43,5648	23,5164	27,4479	36,4278	44,1457	90,9886	111,3274	111,7630	109,6744	
140,00		27,3027	28,7100	37,6899	46,6699	93,5128	115,1137	115,5493	113,4607	
164,17		28,5648		38,9530	50,4562	101,0854	121,4242	123,1219	119,7712	
188,17	46,0890	29,8269	31,2342		51,7183	103,6096	125,2105	126,9082	126,0817	
212,75				41,4762		106,1338	126,4726	131,9566	128,6059	
236,25		31,0890	33,7584		52,9804	109,9201	128,9968	134,4808	132,3923	
260,17	47,3511	33,6132		46,5247	55,5046	113,7064	132,7831	138,2671	137,4406	
284,25	48,6132	34,8753	35,0205		58,0288	116,2306	139,0936	142,0534	141,2269	
305,33	49,8759	36,1374			59,2909	118,7548	141,6178	145,8397	145,0132	
332,25				47,7868	63,0772	121,2790		148,3639	148,7995	
356,00	51,1374	37,3995	36,2826			123,8032	146,6662	152,1502	151,3237	
380,25					65,6014	128,8516	150,4525	155,9365	152,5858	
404,50	52,3995			50,3110		131,3758	152,9767	158,4607	155,1100	
424,08	54,9237	39,9237	37,5447	52,8352	68,1256	133,9000	155,5009	162,2470	158,8963	
452,50	57,4479	42,4479	40,0689		71,9119		158,0251		162,6826	
476,17			41,3310	55,3594	73,1470	136,4242	160,5493	164,7712	166,4689	
500,33			42,5931		74,4361	137,6863	161,8114	166,0333	167,7310	
524,50	58,7100	43,7100		56,6215	76,9603	140,2105	164,3356	168,5575	168,9930	
548,25			43,8552		78,2224		166,8598	172,3438	175,3036	
571,83				57,8836	80,7466		169,3840	174,8680	176,5657	
596,17					84,5329	145,5156	170,6461	176,1301	177,8278	

TABELA 10 - Potencial matricial ($-\psi_m$, cm H_2O) nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada - Parcela 2.

Tempo (h)	Profundidades (cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	150	195	
0	1,1531	0,3038	10,5555	14,4938	26,0072	23,6328	37,6717	35,5987	41,1011	
7,83	10,2536	5,3541	18,1304	23,3314	38,6328	51,4091	55,3475	58,3248	51,2016	
19,92	17,8290	12,9294	21,9181	25,8565	43,6830	62,7722	71,7608	73,4755	68,8774	
44,50	20,3541	14,1920	25,7058	27,1190	51,2584	76,6603	80,5987	87,3637	84,0282	
68,50	24,1418	16,7171	29,4934	32,1693	57,5712	85,4982	95,7494	101,2518	96,6538	
92,08	27,9294	19,2422		34,6944	60,0963	90,5485	102,0622	108,8272	101,7040	
116,00	30,4545	20,5048	30,7560	38,4821	65,1466	96,8613	103,8750	115,1400	109,2794	
139,50	31,7171	21,7674	33,2814		68,9342	100,6490	114,6878	117,6651	114,3296	
163,67	32,9797	24,2925		42,2698	71,4594	105,6992	119,7381	125,2405	119,3798	
187,67		25,5550	35,8062		72,7219	108,2243	122,2632	130,2907	124,4301	
212,25	34,2422			44,7949	75,2470	109,4869	126,0509	135,3410	128,2178	
235,75		26,8176	37,0688	47,3200	77,7722	113,2746	129,8386	137,8661	132,0054	
259,67	36,7674			49,8451	81,5598	118,3248	134,8888	142,9163	140,8434	
283,75	39,2925	29,3426	38,3314			120,8499	137,4139	145,4414		
				51,1077	85,3475	124,6376	141,2016	149,2291	143,3685	
331,75	41,8176		40,8565	52,3703	87,8726	125,9002	142,4642	151,7542	144,6310	
355,50		30,6053		53,6328		128,4253	143,7267	154,2794	145,8936	
379,75			42,1190		89,1352		146,2518	158,0670	149,6813	
404,00	43,0802			54,8954	91,6603	130,9504	148,7770		152,2064	
427,58		33,1304	44,6442	57,4205	94,1854	134,7381	153,8272	164,3798	155,9941	
452,00	45,6053	34,3930	47,1693		96,7106	136,0006	155,0898	165,6424	157,2566	
475,67	46,8678	35,6555		62,4707	97,9731	139,7883	157,6149		158,5192	
499,93	48,1304	36,9181			99,2357	141,0509	158,8774	168,1675	161,0443	
524,00			48,4318	63,7333	100,4982	142,3134	161,4026	170,6926	162,3069	
547,75	49,3930	38,1806		64,9958	101,7608	143,5760	162,6651	173,2178	166,0946	
571,33										
595,67				66,2584	103,0234	146,1011	163,9277	174,0803	168,6197	

TABELA 11 - Potencial matricial ($-\psi_m$, cm H₂O) nos diversos tempos, obtidos da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada - Parcela 3.

Tempo (h)	Profundidades (cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	150	195	
0	6,9639	0,7986	0,9438	1,0890	18,9036	19,0489	34,3393	34,7749	27,6379	
7,33	13,2744	7,1091	3,4680	16,2342	30,2625	34,1941	60,8434	57,4427	52,8799	
19,42	24,6333	12,1575	9,7785	23,8068	35,3110	59,4361	73,4644	75,1621	69,2872	
44,00	28,4196	14,6817	13,5648	26,3310	41,6215	67,0087	89,8717	91,5694	88,2187	
68,00		19,7301	18,6132	32,6415	46,6699	75,8434	99,9685	105,4525	102,1018	
91,67	33,4680	20,9922	26,1858	33,9036	49,1941	78,3676	105,0169	111,7630	107,1502	
115,50			27,4479	35,1657	52,9804	83,4160	110,0659	116,8114	117,2470	
139,00	37,2543	23,5164	29,9721	36,4278	55,5046	84,6781	115,1137	123,1219	123,5575	
163,17	39,7785		31,2342	37,6899		89,7256	117,6379	128,1703	129,8680	
187,17		24,7785	32,4963	38,9520	58,0288	93,5128	123,9484	133,2187	133,6593	
211,75	41,0406		33,7584	40,2141		94,7749	126,4726	135,7429	136,1785	
235,25	42,3027	27,3027	35,0205	41,4762	59,2909	98,5612	130,2589	139,5292	141,2269	
259,17	44,8269	29,8269	36,2826	44,0040	65,6014	103,6096	134,0452	147,1018	146,2753	
283,25							135,3073		143,7995	
307,33	46,0890	31,0890		45,2625	66,8635	106,1338	139,0936	153,4123	153,8479	
331,25		32,3511	38,8068		68,1256	107,3959	141,6178	154,6744	156,3721	
355,00	47,3511			46,5247	69,3817	109,9201	144,1420	155,9365	157,6342	
379,25		33,0890			70,6498	111,1822	147,9283	159,7228	161,4205	
403,33	48,6132		41,3310	49,0487	73,1740	113,7064	149,1904	162,2470	163,9447	
427,08	51,1374	34,8753	43,8552	50,3110	74,4362		151,7146	164,7712	167,7310	
451,50	52,3995		45,1173	52,8352	75,6982	117,4927	152,9767	167,2954	168,9931	
475,17		37,3995	46,3794		76,9603	120,0169	154,2388	169,8196	171,5173	
499,33				54,0973	78,2224		155,5009	171,0817	175,3036	
523,50	53,6616		47,6415		79,4845	122,5411	156,7630	172,3438	177,8278	
547,25		38,6616			80,7466	125,6653	160,5493	174,8680	180,3520	
570,83			50,1657	56,6215	84,5329		163,0735	176,1301	184,1383	
595,17	54,9237					126,3274		178,6543		

TABELA 12 - Potencial matricial ($-\psi_m$, cm H₂O) nos diversos tempos, obtidos a partir da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - Área subsoada - parcela 1.

Tempo (h)	Profundidades (cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	150	195	
0	9,2015	10,6091	10,7543	12,1616	13,5689	17,4036	26,4804	31,9644	31,1379	
6	21,8228	21,9680	27,1616	26,0447	22,4036	46,5288	51,7224	55,9443	42,4968	
12	28,1333	27,0164	30,9479	31,0931	33,7625	50,3151	58,0329	64,7790	56,3799	
26	30,6575	34,5890	34,7342	33,6173	37,5489	57,8877	66,8676	79,9242	71,5251	
40,50	35,7069	35,8511		34,8794	40,0731		69,3918	83,7105	77,8356	
64,33	40,7543	37,1132	37,2584	39,9278	45,1215	65,4603	79,4886	97,5936	91,7187	
88,08	43,2785	39,6374	39,7826	41,1899	46,3836	67,9845	80,7507	103,9041	98,0292	
112,08	47,0648			42,4520	48,9078	73,0329	87,0612	110,2146	106,8639	
136,67	49,5890	42,1616		43,7141	51,4320	79,3434	92,1096	115,2630	113,1744	
160,67	52,1132	43,4237	42,3068		52,6942		94,6338	122,8356	116,9607	
184,17	53,3753			44,9762		83,1297	97,1580	125,3598	122,0091	
208,17		44,6858	43,5689	46,2383	53,9562	84,3918	98,4201	126,6219	125,7954	
232,42					56,4804	88,1781	100,9443	132,9324	127,0575	
257,00						89,4402	104,7306			
281,00	55,8995		44,8310	47,5004		91,9644	105,7306	139,2432	135,8922	
304,33		45,9475			60,2667	93,2265	108,5169	140,5050	138,4164	
328,33		47,2100	46,0931	50,0247	62,7909	97,0128	109,7790	144,2913	142,2027	
352,00		48,4721		52,5489	64,0530	98,2749	111,0411	146,8155	144,7269	
376,17	60,9479		48,6173				113,5653	149,3397	148,5132	
400,00		49,7342		55,0731	67,8393	100,7991	116,0895	151,8639	151,0374	
424,75			49,8794			102,0612	118,6137	154,3881	153,5616	
448,25		50,9963			69,1014	105,8475		155,6502	156,0858	
472,17	62,2100		51,1415	58,8594			124,9242		161,1342	
496,25		52,2584	52,4036		72,8877	108,3717		159,4365		
520,33				60,1215	74,1498		126,1863	161,9607	162,3963	
544,25	63,4721	53,5205	53,6657			109,6338				
568,00				61,3836	75,4119			163,2228	163,6584	

TABELA 13 - Potencial matricial ($-\psi_m$, cm H_2O) nos diversos tempos, obtidos a partir da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - Área subsolada - Parcela 2.

Tempo (h)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
0	0,5853	1,9939	8,8780	0,4607	13,7926	29,0853	36,8048	54,9146	54,0914
6	18,2561	13,3536	21,0731	0,4459	28,9390	41,7073	46,9024	65,0121	57,8780
12,33	24,5671	18,4024	28,6463	0,4409	33,9878	51,8048	55,7378	73,8475	69,2377
27,00	27,0914	22,1890	32,4329	0,4377	40,2987	61,9024	70,8841	88,9938	83,1219
40,42	32,1402	27,2378	34,9573	0,4340	47,8719	63,1646	72,1463	91,5182	85,6463
64,50	37,1890	28,5000	36,2195		49,1341	68,2134	79,7195	97,8292	94,4816
88,50	39,7134	31,0244	38,7439	0,4316	54,1829	73,2621	84,7682	104,1402	104,5792
113,00	43,5000	36,0731		0,4301	55,4451	78,3109	92,3414	112,9755	109,6280
137,67	44,7622	37,3353			60,4939	82,0975	94,8658	119,2865	117,2011
160,50	46,0244		41,2683	0,4294		85,8841	99,9146	124,3353	122,2499
184,17	47,2866	38,5975				87,1463	102,4390	125,5975	126,0365
208,42				0,4287	61,7560		106,2255	130,6463	129,8231
234,00	48,5488	41,1219	42,5305	0,4274		92,1951		133,1706	132,3475
258,00				0,4261	64,2804		112,5365	138,2194	137,3962
281,33	51,0731	42,3841	43,7926	0,4255	66,8048	97,2438	113,7987	139,4816	138,6584
305,33	52,3353			0,4243	69,3292		117,5853	142,0060	142,4450
329,00	53,3975	43,6463	46,3170	0,4238	71,8536	101,0304		145,7926	144,9694
353,17	56,1219				74,3780	104,8170	122,6341	148,3170	148,7560
377,17				0,4227			123,8963	152,1036	152,5426
401,75		46,1707	47,5792		76,9024	107,3414	125,1585	153,3658	153,8048
425,25				0,4221	79,4268	108,6036		155,8902	156,3292
449,17			48,8414			112,3902	128,9450	158,4145	162,6401
473,25				0,4211	81,9512	113,6524	131,4694	160,9389	
497,33	57,3841	48,6951	51,3658			117,4390	133,9938	162,2011	163,9023
521,25				0,4201			136,5182		
545,00		49,9573	52,6280		84,4756	118,7012		165,9877	166,4267
569,25				0,4196					167,6889

TABELA 14 - Potencial matricial ($-\psi_m$, cm H_2O) nos diversos tempos obtidos a partir da leitura dos tensiômetros instalados às diversas profundidades na Terra Roxa Estruturada - Área subsolada - Parcela 3.

Tempo (h)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
0	5,9408	3,5664	4,9797	11,4432	16,6442	20,5826	35,8840	41,3864	35,5258
5,75	17,3038	9,8792	11,2925	20,2811	25,4821	35,7333	51,0347	59,0622	48,1514
16,08	22,3541	14,9294	12,5550	25,3314	29,2698	40,7835	58,6101	72,9504	64,5646
26,75	24,8792	19,9797	17,6053	30,3816	33,0574	44,5712	71,2357	89,3637	79,7154
40,17	26,1418		22,6555	31,6442	35,5826	49,4852	75,0234	93,1514	86,0282
64,50		22,5048	23,9181	32,9067	36,8451	52,1466	80,0736	100,7267	94,8661
88,58	31,1920	26,2925	25,1806	34,1693	39,3702	55,9342	87,6490	110,8272	102,4414
113,08			27,7058	35,4318	40,6328	59,7219	92,6992	117,1400	110,0168
136,67	34,9797	27,5550		36,6944	43,1579	60,9845	96,4867	123,4528	116,3296
160,50		30,0802	28,9683	37,9570	44,4205	62,2470	99,0120	129,7656	121,3798
184,42	38,7674	31,3427	30,2309	40,4821	45,6830	64,7722	102,7997	132,2907	126,4301
208,17		32,6053	31,4934	41,7446	46,9456	67,2973	105,3248	137,3410	131,4803
232,67						68,5598	109,1125	139,8661	134,0054
256,67	40,0299		32,7560	43,0072	49,4707	69,8224	111,6376	143,6538	137,7931
280,00	42,5550	33,8678		44,2698	50,7333	71,0854	114,1627	147,4414	141,5808
304,08	43,8176		34,0186	45,5523	51,9958	73,6101	116,6876	152,4917	145,3685
327,67	45,0802		35,2811		53,2584	74,8726	117,9504	156,2794	147,8936
351,83	46,3427	35,1304	36,5437	46,7949		77,3978	120,4755	158,8045	150,4187
375,83		36,3930		48,0574	54,5210	78,6603	123,0006	161,3296	155,4690
400,42			37,8062	49,3200		79,9229	124,2632	162,5922	156,7315
423,92					55,7835	81,1854	126,7883	165,1173	159,2566
447,83	47,6053	37,6555			57,0461	82,4480	128,0509	168,9050	161,7818
471,92		38,1181		50,5826	58,3086	83,7106	129,3134	171,4301	163,0443
496,00		40,1806	39,0688	51,8451	59,5712	84,9731	130,5760	173,9592	165,5694
519,92		41,4432			60,8338	86,2357	133,1011	175,2178	169,3571
543,67				53,1077		87,4982	134,3637	177,7429	171,8822
567,92			40,3314		62,0963	88,7608	136,8888	179,0054	174,4074

TABELA 15 - Unidade volumétrica ($\text{g}, \text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), para os diversos tempos e profundidades, no Latossolo Vermelho Amarelo.

Tempo (h)	Profundidades (cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0	0,3625	0,3928	0,3950	0,4187	0,3775	0,3673	0,3670	0,3761	0,3750	
0,25	0,3330	0,3807	0,3726	0,4044	0,3664	0,3488	0,3464	0,3625	0,3613	
0,50	0,3178	0,3723	0,3598	0,3925	0,3528	0,3349	0,3337	0,3522	0,3527	
0,75	0,3067	0,3664	0,3509	0,3856	0,3418	0,3264	0,3239	0,3438	0,3450	
1	0,2988	0,3612	0,3439	0,3792	0,3345	0,3183	0,3161	0,3363	0,3390	
1,25	0,2930	0,3559	0,3372	0,3734	0,3282	0,3124	0,3098	0,3305	0,3339	
1,50	0,2886	0,3526	0,3324	0,3680	0,3219	0,3072	0,3042	0,3255	0,3292	
1,75	0,2850	0,3488	0,3281	0,3642	0,3172	0,3025	0,3002	0,3205	0,3252	
2	0,2822	0,3459	0,3239	0,3601	0,3129	0,2985	0,2967	0,3162	0,3215	
2,50	0,2776	0,3413	0,3187	0,3540	0,3060	0,2918	0,2909	0,3096	0,3153	
3	0,2735	0,3379	0,3143	0,3475	0,2998	0,2866	0,2863	0,3046	0,3100	
4	0,2683	0,3328	0,3037	0,3386	0,2918	0,2797	0,2795	0,2970	0,3017	
5	0,2641	0,3293	0,3020	0,3332	0,2856	0,2750	0,2747	0,2918	0,2948	
6	0,2615	0,3272	0,2990	0,3301	0,2818	0,2722	0,2713	0,2883	0,2906	
9	0,2571	0,3236	0,2948	0,3267	0,2731	0,2678	0,2646	0,2838	0,2822	
12	0,2561	0,3217	0,2935	0,3252	0,2689	0,2663	0,2616	0,2820	0,2786	
24	0,2490	0,3117	0,2880	0,3092	0,2601	0,2568	0,2539	0,2660	0,2644	
36	0,2409	0,3033	0,2800	0,2981	0,2504	0,2507	0,2463	0,2576	0,2567	
48	0,2354	0,2968	0,2736	0,2915	0,2448	0,2455	0,2423	0,2535	0,2519	
72	0,2278	0,2896	0,2662	0,2839	0,2369	0,2383	0,2371	0,2465	0,2445	
96	0,2229	0,2835	0,2606	0,2770	0,2310	0,2336	0,2337	0,2418	0,2393	
120	0,2190	0,2786	0,2566	0,2727	0,2278	0,2311	0,2316	0,2385	0,2358	
240	0,2070	0,2646	0,2464	0,2572	0,2176	0,2219	0,2258	0,2293	0,2275	
360	0,2001	0,2560	0,2403	0,2474	0,2122	0,2165	0,2224	0,2235	0,2225	
480	0,1955	0,2501	0,2354	0,2406	0,2084	0,2130	0,2178	0,2197	0,2187	

TABELA 16 - Valores de unidade (Θ , $\text{cm} \cdot \text{cm}^{-3}$) para os diversos tempos e profundidades, na Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada - Parcela 1.

Tempo (h)	Profundidades (cm)							
	15	30	45	60	75	90	105	150
0	0,4401	0,4845	0,5092	0,5126	0,4580	0,4706	0,4621	0,5013
8,33	0,4224	0,4774	0,4831	0,4829	0,4516	0,4407	0,4365	0,4751
20,42	0,4153	0,4635	0,4757	0,4783	0,4432	0,4319	0,4278	0,4612
45,00	0,4108	0,4602	0,4743	0,4763	0,4394	0,4241	0,4214	0,4509
69,00	0,4069	0,4547	0,4707	0,4735	0,4368	0,4222	0,4168	0,4475
92,58	0,4056	0,4523	0,4685	0,4718	0,4338	0,4204	0,4145	0,4412
116,42	0,4049	0,4502	0,4675	0,4710	0,4330	0,4186	0,4118	0,4383
140,00		0,4472	0,4665	0,4702	0,4317	0,4178	0,4106	0,4366
164,17		0,4464		0,4695	0,4298	0,4155	0,4086	0,4335
183,17	0,4037	0,4454	0,4647		0,4292	0,4147	0,4075	0,4319
212,75				0,4680		0,4140	0,4071	0,4300
236,25		0,4416	0,4629		0,4286	0,4129	0,4064	0,4290
260,17	0,4031	0,4430		0,4653	0,4274	0,4119	0,4053	0,4277
284,25	0,4025	0,4423	0,4621		0,4263	0,4112	0,4036	0,4263
305,33	0,4019	0,4415			0,4258	0,4106	0,4030	0,4250
332,25				0,4646	0,4242	0,4099		0,4241
356,00	0,4013	0,4408	0,4613			0,4093	0,4016	0,4228
380,25					0,4232	0,4081	0,4006	0,4216
404,50	0,4008			0,4634		0,4075	0,4000	0,4208
424,08	0,3997	0,4394	0,4605	0,4622	0,4223	0,4069	0,3994	0,4196
452,50	0,3987	0,4381	0,4590		0,4209		0,3988	0,4146
476,17				0,4610	0,4205	0,4064	0,3982	0,4137
500,33					0,4201	0,4061	0,3979	0,4134
524,50	0,3982	0,4375		0,4606	0,4192	0,4055	0,3974	0,4132
548,25			0,4569		0,4188		0,3968	0,4117
571,83				0,4600	0,4180		0,3962	0,4115
596,17					0,4169	0,4044	0,3960	0,4112

TABELA 17 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) para os diversos tempos e profundidades, no Solo Terra Roxa Estruturada - Área não Subsolada - Parcela 2.

Tempo (h)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
0	0,4690	0,4861	0,4862	0,4906	0,4457	0,4573	0,4515	0,4932	0,4668
7,83	0,4358	0,4728	0,4762	0,4809	0,4363	0,4356	0,4376	0,4701	0,4587
19,92	0,4244	0,4608	0,4724	0,4787	0,4333	0,4297	0,4281	0,4589	0,4476
44,50	0,4216	0,4593	0,4689	0,4777	0,4294	0,4238	0,4238	0,4505	0,4401
68,50	0,4179	0,4565	0,4659	0,4739	0,4265	0,4205	0,4174	0,4432	0,4347
92,08	0,4147	0,4540		0,4721	0,4254	0,4188	0,4151	0,4396	0,4328
116,00	0,4128	0,4528	0,4650	0,4697	0,4234	0,4168	0,4144	0,4368	0,4300
139,50	0,4119	0,4517	0,4632		0,4220	0,4156	0,4107	0,4357	0,4283
163,67	0,4111	0,4495		0,4675	0,4211	0,4141	0,4091	0,4326	0,4266
187,67		0,4486	0,4616		0,4207	0,4134	0,4084	0,4306	0,4250
212,25	0,4106			0,4662	0,4198	0,4131	0,4072	0,4287	0,4238
235,75		0,4476	0,4608	0,4649	0,4190	0,4120	0,4061	0,4278	0,4227
259,67	0,4087			0,4636	0,4178	0,4107	0,4047	0,4260	0,4202
283,75	0,4072	0,4458	0,4600			0,4101	0,4040	0,4251	0,4195
307,83				0,4630	0,4166	0,4091	0,4030	0,4238	0,4192
331,75	0,4058		0,4586	0,4624	0,4159	0,4088	0,4027	0,4230	0,4189
355,50		0,4450		0,4619		0,4082	0,4023	0,4221	0,4179
379,75			0,4578		0,4155		0,4017	0,4209	0,4172
404,00	0,4052			0,4613	0,4148	0,4076	0,4011		0,4165
427,58		0,4433	0,4565	0,4602	0,4141	0,4067	0,3998	0,4189	0,4159
452,00	0,4039	0,4426	0,4552		0,4135	0,4064	0,3995	0,4186	0,4156
475,67	0,4033	0,4418		0,4582	0,4131	0,4056	0,3989		0,4150
499,83	0,4027	0,4411			0,4128	0,4053	0,3986	0,4178	0,4147
524,00			0,4546	0,4577	0,4125	0,4051	0,3980	0,4170	0,4138
547,75	0,4021	0,4404		0,4572	0,4122	0,4050	0,3977	0,4163	
571,33									
595,67				0,4567	0,4118	0,4043	0,3974	0,4161	0,4132

TABELA 18 - Unidade volumétrica (cm^3 , cm^3) para os diversos tempos e profundidades, do Solo Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada - Parcela 3.

Tempo (h)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
0	0,4433	0,4845	0,5092	0,5194	0,4530	0,4629	0,4549	0,4942	0,4811
7,33	0,4306	0,4695	0,5009	0,4884	0,4422	0,4473	0,4341	0,4708	0,4575
19,42	0,4175	0,4618	0,4874	0,4805	0,4385	0,4313	0,4272	0,4578	0,4474
44,00	0,4144	0,4587	0,4818	0,4783	0,4345	0,4278	0,4198	0,4482	0,4382
68,00		0,4335	0,4757	0,4735	0,4317	0,4241	0,4158	0,4412	0,4326
91,67	0,4108	0,4523	0,4685	0,4727	0,4304	0,4231	0,4140	0,4383	0,4308
115,50			0,4675	0,4718	0,4286	0,4213	0,4123	0,4361	0,4273
139,00	0,4084	0,4502	0,4656	0,4710	0,4274	0,4208	0,4106	0,4335	0,4253
163,17	0,4069		0,4647	0,4702		0,4191	0,4098	0,4315	0,4234
187,17		0,4492	0,4638	0,4695	0,4263	0,4178	0,4079	0,4295	0,4222
211,75	0,4062		0,4629	0,4687		0,4174	0,4071	0,4286	0,4215
235,25	0,4056	0,4472	0,4621	0,4680	0,4258	0,4162	0,4060	0,4272	0,4201
259,17	0,4043	0,4455	0,4613	0,4666	0,4232	0,4147	0,4049	0,4245	0,4188
283,25							0,4046		0,4181
307,33	0,4036	0,4446		0,4659	0,4228	0,4140	0,4036	0,4224	0,4168
331,25		0,4438	0,4597		0,4223	0,4136	0,4029	0,4220	0,4162
355,00	0,4030			0,4653	0,4218	0,4129	0,4022	0,4216	0,4159
379,25		0,4434			0,4214	0,4126	0,4013	0,4204	0,4149
403,33	0,4025		0,4583	0,4640	0,4205	0,4119	0,4010	0,4196	0,4143
427,08	0,4013	0,4423	0,4569	0,4634	0,4201		0,4003	0,4188	0,4134
451,50	0,4008		0,4562	0,4622	0,4197	0,4109	0,4000	0,4181	0,4132
475,17		0,4408	0,4556		0,4192	0,4103	0,3997	0,4173	0,4126
499,33				0,4617	0,4188		0,3994	0,4169	0,4117
523,50	0,4002		0,4549		0,4184	0,4096	0,3991	0,4166	0,4112
547,25		0,4401			0,4180	0,4089	0,3982	0,4158	0,4106
570,83			0,4537	0,4606	0,4169		0,3976	0,4155	0,4098
595,17	0,3997					0,4087		0,4147	

TABELA 19 - Unidade volumétrica ($\text{g}, \text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) para os diversos tempos e profundidades, do Solo Terra Roxa Estruturada - Área subsolada - Parcela 1.

Tempo (h)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
0	0,4565	0,4299	0,4502	0,4565	0,4384	0,4680	0,4667	0,4705	0,4521
6	0,4401	0,4145	0,4318	0,4400	0,4268	0,4426	0,4446	0,4436	0,4398
12	0,4342	0,4100	0,4289	0,4360	0,4171	0,4405	0,4408	0,4365	0,4284
26	0,4321	0,4046	0,4263	0,4342	0,4146	0,4367	0,4360	0,4262	0,4187
40,50	0,4283	0,4038		0,4334	0,4131		0,4347	0,4239	0,4153
64,33	0,4249	0,4031	0,4247	0,4302	0,4103	0,4334	0,4300	0,4163	0,4085
88,08	0,4234	0,4016	0,4233	0,4295	0,4096	0,4323	0,4295	0,4132	0,4058
112,08	0,4211			0,4288	0,4083	0,4304	0,4269	0,4103	0,4022
136,67	0,4197	0,4003		0,4281	0,4071	0,4281	0,4250	0,4081	0,3998
160,67	0,4184	0,3996	0,4218		0,4066		0,4240	0,4049	0,3985
184,17	0,4177			0,4275		0,4268	0,4231	0,4039	0,3967
208,17					0,4060	0,4264	0,4227	0,4034	0,3955
232,42		0,3990	0,4212	0,4268		0,4252	0,4218	0,4010	0,3951
257,00						0,4248	0,4205		
281,00	0,4165		0,4205	0,4262	0,4049	0,4240	0,4202	0,3987	0,3923
304,33		0,3984			0,4034	0,4236	0,4193	0,3982	0,3915
328,33		0,3978	0,4199	0,4250	0,4024	0,4225	0,4189	0,3969	0,3904
352,00		0,3972		0,4239	0,4019	0,4222	0,4185	0,3961	0,3896
376,17	0,4141		0,4186				0,4177	0,3952	0,3886
400,00		0,3966		0,4228	0,4005	0,4215	0,4170	0,3944	0,3879
424,75			0,4180			0,4211	0,4162	0,3936	0,3872
448,25		0,3961			0,4001	0,4201		0,3931	0,3865
472,17	0,4135		0,4174	0,4212			0,4144		0,3852
496,25		0,3956	0,4169		0,3988	0,4194		0,3919	
520,33				0,4207	0,3984		0,4141	0,3912	0,3848
544,25	0,4130	0,3950	0,4163			0,4191			
568,00				0,4202	0,3980			0,3908	0,3845

TABELA 20 - Valores de unidade ($\text{g}, \text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) para os diversos tempos e profundidades, na Terra Roxa Estruturada - Área subsolada - Parcela 2.

Tempo (h)	Profundidades (cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	150	195	
0	0,4762	0,4607	0,4535	0,4607	0,4380	0,4551	0,4560	0,4445	0,4301	
6	0,4439	0,4251	0,4372	0,4459	0,4208	0,4456	0,4479	0,4263	0,4273	
12,33	0,4374	0,4183	0,4306	0,4409	0,4170	0,4397	0,4421	0,4301	0,4201	
27,00	0,4351	0,4143	0,4279	0,4377	0,4129	0,4349	0,4340	0,4209	0,4126	
40,42	0,4309	0,4098	0,4262	0,4340	0,4089	0,4344	0,4334	0,4195	0,4113	
64,50	0,4273	0,4088	0,4254		0,4082	0,4323	0,4299	0,4162	0,4073	
88,50	0,4256	0,4070	0,4239	0,4316	0,4059	0,4303	0,4278	0,4131	0,4031	
113,00	0,4232	0,4037		0,4301	0,4054	0,4285	0,4249	0,4091	0,4012	
137,67	0,4225	0,4029			0,4033	0,4272	0,4239	0,4064	0,3984	
160,50	0,4217		0,4224	0,4294		0,4259	0,4222	0,4043	0,3967	
184,17	0,4210	0,4022				0,4255	0,4213	0,4038	0,3954	
208,42				0,4287	0,4028		0,4200	0,4019	0,3942	
234,00	0,4203	0,4008	0,4217	0,4274		0,4239		0,4009	0,3934	
258,00				0,4261	0,4018		0,4180	0,3991	0,3918	
281,33	0,4189	0,4002	0,4210	0,4255	0,4009	0,4225	0,4176	0,3986	0,3914	
305,33	0,4183			0,4243	0,4000		0,4165	0,3977	0,3903	
329,00	0,4177	0,3995	0,4197	0,4238	0,3992	0,4214		0,3964	0,3896	
353,17	0,4164				0,3983	0,4204	0,4150	0,3956	0,3885	
377,17				0,4227			0,4147	0,3943	0,3875	
401,75		0,3983	0,4191		0,3975	0,4197	0,4143	0,3939	0,3871	
425,25				0,4221	0,3968	0,4194		0,3931	0,3864	
449,17			0,4185			0,4184	0,4133	0,3923	0,3848	
473,25		0,3971		0,4211	0,3960	0,4181	0,4126	0,3915		
497,33			0,4173			0,4172	0,4120	0,3911	0,3845	
521,25	0,4151			0,4201			0,4113			
545,00		0,3965	0,4168		0,3953	0,4169		0,3899	0,3838	
569,25				0,4196					0,3835	

TABELA 21 - Valores de unidade ($\text{g}, \text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) para os diversos tempos e profundidades, na Terra Roxa Estruturada - Área subsolada - Parcela 3.

Tempo (h)	Profundidades (cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	150	195
0	0,4626	0,4511	0,4620	0,4577	0,4334	0,4638	0,4568	0,4582	0,4469
0,75	0,4630	0,4313	0,4493	0,4455	0,4238	0,4497	0,4451	0,4410	0,4348
16,08	0,4395	0,4227	0,4474	0,4406	0,4205	0,4462	0,4404	0,4306	0,4229
26,75	0,4371	0,4165	0,4409	0,4365	0,4176	0,4438	0,4338	0,4207	0,4143
40,17	0,4359		0,4357	0,4356	0,4159	0,4410	0,4320	0,4186	0,4112
64,50		0,4140	0,4345	0,4347	0,4151	0,4396	0,4298	0,4148	0,4071
88,58	0,4317	0,4106	0,4334	0,4338	0,4135	0,4377	0,4267	0,4100	0,4040
113,08			0,4314	0,4330	0,4128	0,4359	0,4247	0,4073	0,4010
136,67	0,4288	0,4096		0,4322	0,4113	0,4353	0,4234	0,4047	0,3986
160,50		0,4077	0,4304	0,4314	0,4106	0,4348	0,4225	0,4022	0,3969
184,42	0,4262	0,4068	0,4294	0,4299	0,4100	0,4337	0,4212	0,4012	0,3953
208,17		0,4059	0,4285	0,4292	0,4093	0,4326	0,4203	0,3994	0,3936
232,67						0,4321	0,4191	0,3985	0,3928
256,67	0,4254		0,4277	0,4285	0,4081	0,4316	0,4183	0,3971	0,3917
280,00	0,4238	0,4051		0,4279	0,4075	0,4311	0,4175	0,3958	0,3906
304,08	0,4230		0,4208	0,4272	0,4069	0,4302	0,4168	0,3942	0,3895
327,67	0,4223		0,4260		0,4063	0,4297	0,4164	0,3929	0,3887
351,83	0,4215	0,4043	0,4252	0,4266		0,4287	0,4157	0,3921	0,3880
375,83		0,4035		0,4259	0,4058	0,4283	0,4149	0,3914	0,3867
400,42			0,4244	0,4253		0,4279	0,4146	0,3910	0,3863
423,92						0,4275	0,4139	0,3902	0,3857
447,83	0,4208	0,4028			0,4052	0,4270	0,4135	0,3891	0,3850
471,92		0,4025		0,4247	0,4047	0,4266	0,4132	0,3883	0,3847
496,00		0,4014	0,4237	0,4242	0,4036	0,4262	0,4129	0,3876	0,3840
519,92		0,4006		0,4242	0,4031	0,4258	0,4122	0,3872	0,3831
543,67				0,4236		0,4254	0,4119	0,3865	0,3825
567,92			0,4229		0,4027	0,4250	0,4112	0,3862	0,3819

FIGURA 18 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para as profundidades (z) 15, 30 e 45 cm do Latossolo Vermelho Amarelo.

FIGURA 19 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para as profundidades (z) 60, 75 e 90 cm do Latossolo Vermelho Amarelo.

FIGURA 20 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para as profundidades (z) 105, 120 e 135 cm do Latossolo Vermelho Amarelo.

FIGURA 21 - Umidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 15 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 22 - Umidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 30 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 23 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 45 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 24 - Umidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 60 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P₁, P₂ e P₃) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 25 - Umidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 75 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 26 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 90 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 27 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 105 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P₁, P₂ e P₃) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 28 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 150 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 29 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 195 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área não subsolada.

FIGURA 30 - Umidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 15 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

FIGURA 31 - Umidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 30 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

FIGURA 32 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 45 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P₁, P₂ e P₃) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

FIGURA 33 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 60 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

FIGURA 34 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 75 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

FIGURA 35 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 90 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P₁, P₂ e P₃) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

FIGURA 36 - Unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 105 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsoilada.

FIGURA 37 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 150 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsoxada.

FIGURA 38 - Unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de drenagem, para a profundidade (z) de 195 cm, nas parcelas 1, 2 e 3 (P_1 , P_2 e P_3) da Terra Roxa Estruturada - Área subsolada.

TABELA 22 - Equações de regressão, com seus respectivos coeficientes de correlação (r), para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 15 à eq. (21). Solo Latossolo Vermelho Amarelo.

Profundidades (cm)	Equações	Coeficiente de Correlação (r)
15	$\Theta = 0,390 - 15,360116 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 557,641200t)$	0,994953
30	$\Theta = 0,400 - 17,044113 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 10,511649t)$	0,995217
45	$\Theta = 0,409 - 15,980235 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 110,415360t)$	0,992462
60	$\Theta = 0,427 - 21,335881 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 12,112632t)$	0,997287
75	$\Theta = 0,395 - 19,705236 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 38,339980t)$	0,992276
90	$\Theta = 0,383 - 15,840415 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 120,761060t)$	0,991341
105	$\Theta = 0,383 - 14,891845 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 206,015190t)$	0,986059
120	$\Theta = 0,396 - 18,244052 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 44,795883t)$	0,993661
135	$\Theta = 0,391 - 19,570838 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 21,234309t)$	0,992221

TABELA 23 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 19, 20 e 21 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área não subsolada.

Profundidades (cm)	Equações	Coeficiente de Correlação (r)
	<u>Parcela 1</u>	
15	$\Theta = 0,4401 - 5,246310 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 5,389334t)$	0,983608
30	$\Theta = 0,4845 - 9,181358 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,351291t)$	0,993369
45	$\Theta = 0,5092 - 5,968014 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 9,732431t)$	0,993920
60	$\Theta = 0,5126 - 5,475624 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 15,976293t)$	0,987441
75	$\Theta = 0,4580 - 7,746678 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,246131t)$	0,990342
90	$\Theta = 0,4706 - 8,226039 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 4,994352t)$	0,997432
105	$\Theta = 0,4621 - 9,520148 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,670148t)$	0,998388
150	$\Theta = 0,5013 - 13,907315 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,795773t)$	0,998893
195	$\Theta = 0,4780 - 11,489383 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,552100t)$	0,999006

TABELA 23 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 19, 20 e 21 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área não subsolada.

Profundidades (cm)	Equações	Coeficiente de Correlação (r)
	<u>Parcela 2</u>	
15	$\Theta = 0,4690 - 7,426630 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 14,535359t)$	0,993981
30	$\Theta = 0,4861 - 7,041575 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,072065t)$	0,991056
45	$\Theta = 0,4862 - 5,049408 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,756358t)$	0,990844
60	$\Theta = 0,4906 - 6,158870 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,306172t)$	0,972919
75	$\Theta = 0,4457 - 6,117309 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,379070t)$	0,990734
90	$\Theta = 0,4573 - 7,384942 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 2,132621t)$	0,998754
105	$\Theta = 0,4515 - 9,485220 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,516592t)$	0,997846
150	$\Theta = 0,4932 - 12,858182 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,703940t)$	0,999049
195	$\Theta = 0,4668 - 10,367022 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,299700t)$	0,999231

TABELA 23 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 19, 20 e 21 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área não subsolada.

Profundidades (cm)	Equações	Coeficiente de Correlação (r)
	Parcela 3	
15	$\Theta = 0,4433 - 6,324241 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,771957t)$	0,985515
30	$\Theta = 0,4845 - 6,639248 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,336955t)$	0,995957
45	$\Theta = 0,5092 - 10,409108 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,385912t)$	0,992065
60	$\Theta = 0,5194 - 6,035863 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 24,258660t)$	0,992687
75	$\Theta = 0,4530 - 6,071843 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,536665t)$	0,973416
90	$\Theta = 0,4629 - 7,851089 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,694162t)$	0,987905
105	$\Theta = 0,4549 - 8,439281 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,437047t)$	0,998947
150	$\Theta = 0,4942 - 12,700919 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,876653t)$	0,999520
195	$\Theta = 0,4811 - 10,846634 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,196181t)$	0,999580

TABELA 24 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obti-
das através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 16, 17 e 18 à eq. (21). Solo Terra
Roxa Estruturada - área subsolada.

Profundidades (cm)	Equações	Coeficiente de Correlação (r)
	<u>Parcela 1</u>	
15	$\Theta = 0,4565 - 6,111191 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 2,665779t)$	0,995261
30	$\Theta = 0,4299 - 3,791180 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 17,075398t)$	0,984422
45	$\Theta = 0,4502 - 3,142689 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 61,229474t)$	0,988426
60	$\Theta = 0,4565 - 4,041085 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 9,372364t)$	0,982701
75	$\Theta = 0,4384 - 5,492025 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 2,296921t)$	0,984836
90	$\Theta = 0,4680 - 5,428081 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 12,132764t)$	0,987929
105	$\Theta = 0,4667 - 6,867863 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 3,273346t)$	0,994183
150	$\Theta = 0,4705 - 11,880088 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 1,474716t)$	0,999070
195	$\Theta = 0,4521 - 11,817082 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,57264t)$	0,998506

TABELA 24 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 16, 17 e 18 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área subsolada.

Profundidades (cm)	Equações	Coeficiente de Correlação (r)
	<u>Parcela 2</u>	
15	$\Theta = 0,4762 - 6,421316 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 28,616562t)$	0,995917
30	$\Theta = 0,4607 - 6,070699 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 80,901601t)$	0,993113
45	$\Theta = 0,4535 - 3,826065 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 22,491100t)$	0,983081
60	$\Theta = 0,4607 - 5,447312 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 2,561640t)$	0,989495
75	$\Theta = 0,4380 - 5,460855 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 3,905650t)$	0,993672
90	$\Theta = 0,4551 - 6,138590 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,777742t)$	0,993821
105	$\Theta = 0,4560 - 8,037981 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,441262t)$	0,997390
150	$\Theta = 0,4445 - 10,467177 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,296671t)$	0,995063
195	$\Theta = 0,4301 - 9,760558 \cdot 10^{-3} \ln (1 + 0,196930t)$	0,997030

TABELA 24 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes, para as diversas profundidades, obtidas através do ajuste dos dados apresentados nas Tabelas 16, 17 e 18 à eq. (21). Solo Terra Roxa Estruturada - área subsolada.

Profundidades (cm)	Equações		Coeficiente de Correlação (r)
	<u>Parcela 3</u>		
15	$\Theta = 0,4626 - 7,943855 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 0,517368t)$	0,950116
30	$\Theta = 0,4511 - 6,195941 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 6,258512t)$	0,990450
45	$\Theta = 0,4620 - 5,970868 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 1,303588t)$	0,988383
60	$\Theta = 0,4577 - 4,580554 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 2,535110t)$	0,989685
75	$\Theta = 0,4334 - 4,659901 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 0,983189t)$	0,990477
90	$\Theta = 0,4638 - 5,616929 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 1,392805t)$	0,990567
105	$\Theta = 0,4568 - 7,562109 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 0,651086t)$	0,996878
150	$\Theta = 0,4582 - 12,054314 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 0,662670t)$	0,997828
195	$\Theta = 0,4469 - 11,224049 \cdot 10^{-3}$	$\ln (1 + 0,550498t)$	0,998905

TABELA 25 - Coeficientes γ e α obtidos, respectivamente, a partir das eq. (21) e (5), pela regressão de Θ versus $\ln t$ e $\ln \psi_m$ versus Θ , para a Terra Roxa Estruturada (áreas não subsolada e subsolada) e para o Latossolo Vermelho Amarelo.

Prof. (cm)	Terra Roxa Estruturada - Área Não Subsolada						Latossolo Vermelho Amarelo	
	Parcela 1		Parcela 2		Parcela 3		γ	α
	γ	α	γ	α	γ	α		
15	190,61015	147,46852	134,65058	91,50895	158,12175	114,98012	65,10368	43,38612
30	108,91635	68,74365	142,01367	101,84097	150,61947	110,44677	58,67129	40,23963
45	167,55992	130,07811	198,04304	160,56123	96,06971	58,58790	62,57731	44,24054
60	182,62757	145,27231	162,33847	124,98321	165,67640	128,32211	46,86940	32,96505
75	129,08759	91,00324	163,47056	125,38622	164,69464	126,61030	50,74794	34,16369
90	121,56520	89,85709	135,41068	103,70257	127,37086	95,66275	63,12966	45,20372
105	105,04038	78,50380	105,42719	78,89060	118,49350	91,95692	67,15085	49,18789
150	71,90461	52,67582	77,77150	58,54272	78,73447	59,50568	54,81239*	39,67733
195	87,03688	61,80128	96,45972	71,22412	92,19450	66,95891	51,09644**	36,05387

TABELA 25 - Coeficientes γ e α obtidos, respectivamente, a partir das eq. (21) e (5), pela regressão de Θ versus $\ln t$ e $\ln \psi_m$ versus Θ , para a Terra Roxa Estruturada (áreas não subsolada e subsolada) e para o Latossolo Vermelho Amarelo.

Prof. (cm)	Terra Roxa Estruturada - Área Subsolada					
	Parcela 1		Parcela 2		Parcela 3	
	γ	α	γ	α	γ	α
15	163,63422	132,47461	155,73133	124,57172	125,88347	94,72386
30	263,77010	218,84253	164,72567	120,20613	161,39598	116,87644
45	318,19880	279,36181	261,36511	222,52812	167,47985	128,64286
60	247,45830	206,39583	183,57679	142,51432	218,31419	177,25173
75	182,08219	140,74933	183,12152	141,78866	214,59685	173,26399
90	184,22716	149,35075	162,90386	128,02745	178,03322	143,15680
105	145,60570	117,57028	124,40936	96,37394	132,23824	104,20282
150	84,17446	64,39494	95,53674	75,75722	82,29586	63,17834
195	84,62327	60,99681	102,45316	78,31373	89,09442	65,46796

*valores de γ e α correspondentes à profundidade de 120 cm.

**valores de γ e α correspondentes à profundidade de 135 cm.

FIGURA 39 - Relação entre γ e α para todas as profundidades dos solos estudados. Terra Roxa Estruturada Subsolada (TRES); Terra Roxa Estruturada Não Subsolada (TREN) e Latossolo Vermelho Amarelo (LVA).

6. DISCUSSÃO

6.1. Curvas de retenção

Fazendo uma análise apenas visual das curvas de retenção para o Latossolo Vermelho Amarelo (Figuras 5 a 8), pode-se notar um bom ajuste dos dados experimentais à eq. (5). Isso de fato confirma-se observando os valores dos coeficientes de correlação destas curvas mostrados na Tabela 7, os quais foram todos maiores que 0,95. Ainda em termos de uma análise visual para essas curvas, traçando uma linha ligando os pontos experimentais, esta aproxima-se à forma de um S alongado. Este é um fato interessante que será discutido posteriormente, em conjunto com os outros dados da Terra Roxa Estruturada.

No caso da Terra Roxa Estruturada, as curvas de retenção encontram-se nas Figuras 9 a 17. Analisando inicialmente uma possível influência da subsolagem nessas curvas, por profundidade, pode-se perceber que esta praticamente não existiu, uma vez que se observa uma superposição das curvas. Isto pode ser devido ao fato de se tratar de um solo argiloso com elevado estado e grau de agregação. Os agregados se acomodam facilmente, reconstituindo a estrutura original. Este aspecto da subsolagem, no entanto, não faz parte do bojo do presente trabalho, porquanto não será analisado

em detalhe.

Igualmente ao que ocorreu com o Latossolo Vermelho Amarelo, também para a Terra Roxa Estruturada o ajuste dos pontos experimentais das curvas de retenção à eq. (5) foi excelente, uma vez que até à profundidade de 75 cm, tanto para a área subsolada, como para a não subsolada, o coeficiente de correlação foi, no mínimo, igual a 0,98 (Tabela 8). O menor valor do coeficiente foi aproximadamente de 0,93 para a profundidade de 150 cm na área subsolada. Na área não subsolada, o menor valor foi de aproximadamente 0,94 para a profundidade de 90 cm. Também nesse solo é visível que, a partir da profundidade de 90 cm, tanto na área subsolada como na não subsolada, uma curva manual traçada através dos pontos experimentais mostra a forma de um S alongado, e de maneira mais marcante para a profundidade de 150 cm. Este fenômeno é comum e muitos trabalhos têm sido desenvolvidos (modelos para o ajuste dessas curvas), sendo que, provavelmente, o mais empregado seja o proposto por VAN GENUCHTEN et alii (1980), no qual o autor parte da premissa de que a relação ψ_m vs. θ é assintótica para os mais altos e os mais baixos valores de umidade. Merece também ser lembrado que a acentuação da forma de S alongado das curvas de retenção da Terra Roxa Estruturada se inicia a partir da profundidade de 105 cm, que é aproximadamente a transição entre o horizonte B textural e B óxico deste solo, conforme pode ser visto no item 4.1.3. Na descrição desse solo, pode-se notar também, a partir dessa profundidade, a presença de uma micro-estrutura forte, muito pequena e granular com, provavelmente, agregados altamente estáveis, visto que a % de argila dispersa em água (Tabela 1) apresenta valores muito baixos. Além disso, os menores valores de densidade global e os maiores valores dos

poros com diâmetro maior que 0,05 mm também são observados a partir da profundidade de 105 cm. Todos estes aspectos refletem seus efeitos na geometria porosa do solo, responsável pela retenção de água (BAVER et alii, 1972; TAYLOR & ASCROFT, 1972), e que, para este solo, seu maior reflexo aparece na profundidade de 150 cm, onde se observa, com maior evidência, a forma de Salongado da curva de retenção.

Analizadas as curvas de retenção dos dois solos, voltamos àquele ponto referente à forma em S para algumas dessas curvas. A fim de simplificar a discussão, vamos escolher a curva cujo ajuste à eq. (5) apresentou o menor coeficiente de correlação. Esta, conforme pode ser visto na Tabela 8, corresponde à profundidade de 150 cm da Terra Roxa Estruturada, área subsolada (Figura 16).

Nessa Figura 16 (e, evidentemente, em todas as outras curvas de retenção), a curva pontilhada corresponde a linhas retas, cujo número para toda a faixa de tensão, desde zero até 15 atm, normalmente não deve ultrapassar de três. Assim, pode-se dizer que as equações de regressão linear dessas retas devem representar melhor os pontos da curva de retenção, como bem esclarece a própria Figura 16, apesar da linha sólida (eq. 5) se ajustar aos pontos experimentais com um coeficiente de correlação de aproximadamente 0,93. A idéia de se utilizar segmentos de reta ao invés de um ajuste a uma equação complexa, como a de VAN GENUCHTEN et alii (1980), por exemplo, foi por simplificação e para alcançar o objetivo do trabalho no caso em que esta forma de S alongado para a curva de retenção se torne de fato necessária. Nessas circunstâncias, os três segmentos de reta apresentados na Figura 16 para a Terra Roxa Estruturada, área subsolada, também se ajustam para as faixas correspondentes de pares de valores de ψ_m e

de Θ , a eq. (5). Ainda com base na hipótese formulada para o trabalho, o cálculo do parâmetro γ de acordo com o descrito no item 4.4.2, para essa profundidade, correspondeu a valores de umidade que caíram na faixa de 0,35 a 0,50 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (Tabelas 19 a 21). O segmento de reta a ser utilizado, neste caso, tem que ser o correspondente aos valores mais altos de umidade da Figura 16.

Seguindo o mesmo procedimento descrito no Capítulo 3 para o cálculo do parâmetro B da eq. (5), isto é, elaborar uma regressão linear entre $\ln$ de ψ_m e Θ , desprezando o número 1 que aparece na equação, para o caso desse segmento de reta, a equação obtida foi:

$$\ln \psi_m = -11,053266\Theta + 8,713479 \quad (25)$$

A fim de que o ajuste da curva aos pontos experimentais da faixa de umidade correspondente fosse o melhor possível (uma linha reta), foi arbitrado para o parâmetro Θ_0 o valor 1 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, pois este valor permite que a eq. (5) represente de fato uma linha reta, uma vez que o que interessa é o parâmetro B, que é o mesmo, independente dos valores do parâmetro de Θ_0 . Mudando o parâmetro Θ_0 o que muda é o valor do parâmetro A; o valor de B não se altera. Desse modo, para a faixa de umidade de aproximadamente 0,35 a aproximadamente 0,60 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, a equação representativa da reta apresentada na Figura 16, com a forma da eq. (5), é

$$\psi_m = 0,096348 \left[e^{-11,053266 (\Theta - 1)} - 1 \right] \quad (26)$$

Deve, portanto, ficar claro que a eq. (26) é fisicamente válida apenas para esta faixa de umidade (0,35 a 0,60 cm^3) da

Figura 16.

6.2. Curvas de drenagem

Conforme demonstrado por LIBARDI et alii (1980) e confirmado por muitos autores (LUXMOORE et alii, 1980; DANE, 1980; SCHUH et alii, 1984; JONES & WAGENET, 1985), o ajuste da eq. (21) a pontos experimentais também foi excelente no presente caso, como pode ser observado nas Figuras 18 a 20 para o Latossolo Vermelho Amarelo e Figuras 21 a 38 para a Terra Roxa Estruturada e comprovado pelos coeficientes de correlação (Tabelas 22 a 24).

As repetições dessas curvas para cada profundidade são um fato que também merece ser discutido. Analisando inicialmente as curvas de drenagem representativas da área não subsolada da Terra Roxa Estruturada (Figuras 21 a 29), nota-se que as profundidades que apresentaram maior diferença entre as repetições foram as de 150 e 195 cm, as quais são as representativas do horizonte ôxico. Para o horizonte B textural (que corresponde a profundidades menores que 105 cm), também se observam diferenças entre as repetições, todavia de maneira menos marcante do que para as duas profundidades do horizonte ôxico. Além disso, essa maior diferença entre as repetições no horizonte ôxico da área não subsolada, é com relação à parcela 2, uma vez que as duas outras parcelas são praticamente coincidentes. Isto mostra que no local onde foi montada a parcela 2, o comportamento da água no solo, principalmente no horizonte ôxico, foi diferente em relação aos locais em que foram montadas as parcelas 1 e 3. A discrepância entre as repetições talvez fosse ainda maior se as curvas de retenção

fossem elaboradas em cada parcela e não como no presente caso, em que estas curvas de retenção foram feitas apenas para as duas áreas, não subsolada e subsolada. Este assunto constitui-se num dos mais atuais na Ciência do Solo, qual seja, o da variabilidade espacial de propriedades do solo, e está sendo muito explorado e analisado através da teoria das variáveis regionalizadas (NIELSEN et alii, 1983; VIEIRA et alii, 1983). Infelizmente, para o presente caso, não pode ser utilizada porque a aplicação dessa teoria exige que as medidas ou amostragens sejam feitas de uma maneira ordenada e numa quantidade relativamente grande.

Com relação às parcelas subsoladas nas mesmas profundidades do horizonte ôxico (150 e 195 cm), já não se verifica, como nas parcelas não subsoladas, a diferenciação maior da parcela 2 em relação às outras duas. De uma maneira geral, as variações entre parcelas são aproximadamente semelhantes para todas as profundidades. Face ao que foi dito anteriormente, a respeito do problema da variabilidade espacial, torna-se difícil dizer se esta maior uniformidade das parcelas 1, 2 e 3 das profundidades 150 e 195 cm é ou não devido ao processo de subsolagem.

6.3. Método proposto.

A partir das curvas de retenção ou, mais especificamente, de seus ajustes pela eq. (5), obtêm-se, seguindo o procedimento descrito no item 3, o parâmetro B da eq. (5) que, por sua vez, é igual à diferença entre os parâmetros α e γ (eq. 7).

Utilizando as curvas de drenagem discutidas no item anterior e seguindo o procedimento para o cálculo da relação entre a umidade e o tempo de drenagem (item 4.4.2), calculam-se os valores do parâmetro γ , uma vez que este é o coeficiente angular da curva Θ versus $\ln t$, para tempos relativamente longos. Os valores destes dois parâmetros, α e γ , para todas as profundidades estudadas dos dois solos, encontram-se dispostos na Tabela 25 e colocados graficamente na Figura 39. Esta figura mostra que α se relaciona linearmente com γ com um coeficiente de correlação de 0,99. Isso comprova a hipótese desse trabalho de uma maneira até certo ponto, universal, visto que os solos estudados são distintos (um argiloso e outro de textura média). Desta maneira, a partir apenas da curva de retenção, obtêm-se o valor da condutividade hidráulica relativa, conforme será demonstrado a seguir.

A partir da eq. (1), observa-se que:

$$K_r = \frac{K(\Theta)}{K_0} = e^{\gamma(\Theta - \Theta_0)} \quad (27)$$

onde, como já esclarecido anteriormente, $K_r = K(\Theta) / K_0$, é denominada condutividade hidráulica relativa, sendo K_0 o valor da condutividade hidráulica do solo saturado, e $K(\Theta)$ o valor da condutividade hidráulica do solo à umidade Θ .

Considerando a relação entre α e γ universal, conforme mostra a Figura 39, e sua equação representativa

$$\alpha = -13,26049 + 0,86799\gamma \quad (r = 0,99450) \quad (28)$$

e lembrando que B (eq. 5) é igual à diferença entre α e γ (eq. 7),

resulta:

$$\gamma = - \frac{B + 13,26049}{0,13201} \quad (29)$$

Substituindo a eq. (29) na eq. (27), obtém-se a equação universal para a condutividade hidráulica relativa em função da umidade do solo, isto é:

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0} = e^{- \frac{B + 13,26049}{0,13201} (\theta - \theta_0)} \quad (30)$$

Elaborando-se, assim, a partir de amostras indeformadas, a curva de retenção de água de um determinado solo e ajustando-a à eq. (5), calcula-se o parâmetro B e, conseqüentemente, o valor de K_r , uma vez que θ_0 pode ser facilmente determinado ou calculado a partir das densidades globais e das partículas do solo. Mas, caso se deseje obter o valor absoluto da condutividade hidráulica, há necessidade de se determinar o valor de K_0 , que pode ser feito pelos métodos tradicionais de laboratório (KLUTE, 1965).

O estudo da variabilidade espacial do solo é, naturalmente, realizado com maior validade em condições de campo. Conforme já foi mencionado, algumas propriedades são de difícil avaliação, como por exemplo, a condutividade hidráulica, cujo procedimento, pelo método do "perfil instantâneo", descrito no Capítulo 4, é bastante trabalhoso (LIBARDI *et alii*, 1980). Com o método proposto através deste trabalho, esse problema pode ser facilmente resolvido, face à simplicidade do

método, mais simples inclusive que o método de van GENUCHTEN et alii (1980), e reflete de fato as condições de campo, visto que a relação entre α e γ foi obtida com o parâmetro γ determinado sob condições de campo, e parece ser universal.

Tendo em vista o que foi discutido no final do item 6.1, a respeito da linha pontilhada mostrada na Figura 16 para representar a curva de retenção na profundidade de 150 cm, área sub-solada, é evidente que a utilização da eq. (26), para transformar em umidade os dados de potencial matricial, obtidos com tensiômetros instalados no campo, para posterior elaboração das curvas de drenagem, deve levar à obtenção de um valor de γ diferente daquele obtido para a curva toda (linha sólida da Figura 16), e que se encontra plotado, com o valor de α correspondente, na Figura 39.

Utilizando, assim, a eq. (26), para a qual $B = \alpha - \gamma = -11,053266$, fez-se a curva de drenagem e, a partir da regressão linear de Θ versus $\ln t$ (tempo), obteve-se o valor de 46,079339 para γ e, conseqüentemente, o valor de $46,079339 - 11,053266 = 35,026073$ para α . Plotando este par de valores α e γ no gráfico da Figura 39, obteve-se o ponto lá representado por um asterisco, o qual, como se pode notar, caiu numa posição em que se pode dizer pertencer à reta representativa das variações de α e γ (eq. 28), comprovando, portanto, a universalidade das eq. (28) e (30).

Ao se utilizar a eq. (26), para representar a curva de retenção na faixa de umidade correspondente, para transformar ψ_m em Θ e, então, calcular o valor de γ , é claro que a equação da condutividade hidráulica relativa deve ter a mesma forma da eq. (27); mas, uma vez que γ e Θ_0 são diferentes, ela também o será. Portanto, enquanto que, para a curva toda (linha sólida da

Figura 16), tem-se a equação

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0} = e^{84,174460(\theta - 0,6082)} \quad (31)$$

para a linha pontilhada (porção reta inferior do gráfico da Figura 16), a equação da condutividade hidráulica relativa será:

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0^*} = e^{46,079339(\theta - 1)} \quad (32)$$

ou, em termos genéricos,

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0^*} = e^{\gamma^*(\theta - \theta_0^*)} \quad (33)$$

Reportando-se novamente à Figura 16, verifica-se que as curvas, cheia e pontilhada, que originaram as eq. (31) e (32), respectivamente, se cruzam no valor de umidade igual a $0,470 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Consequentemente, neste valor comum de umidade para as duas curvas, o $K(\theta)$ da eq. (31) deve ser igual ao $K(\theta)$ da eq. (32). Com isso, explicitando-se o valor de $K(\theta)$ dessas duas equações e nelas substituindo θ pelo valor de umidade onde as curvas se cruzam ($0,470 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), pode-se encontrar a relação entre K_0 e K_0^* e então expressar a eq. (32) em termos de K_0 e não de K_0^* , uma vez que K_0^* é um valor não real, correspondente à umidade $\theta = 1,0 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, como já explicado anteriormente.

Seguindo-se este procedimento, a relação entre K_0 e K_0^* para esta profundidade (150 cm, área subsolada) é:

$$K_0^* = 35,956 \cdot 10^4 K_0 \quad (34)$$

Substituindo-se, portanto, a eq. (34) na eq. (32) tem-se a expressão da condutividade hidráulica relativa obtida a partir da linha pontilhada da Figura 16, mas expressa em termos de K_0 , o valor real da condutividade hidráulica do solo saturado, isto é,

$$K(\theta) = 35,956 \cdot 10^4 K_0 e^{46,079339(\theta - 1)} \quad (35)$$

ou, em termos genéricos,

$$K(\theta) = k \cdot K_0 e^{\gamma^*(\theta - \theta_0^*)} \quad (36)$$

ou, ainda, tendo em vista a universalidade da eq. (29),

$$K(\theta) = k \cdot K_0 e^{-\frac{B + 13,26049}{0,13201} (\theta - \theta_0^*)} \quad (37)$$

onde k é a relação entre K_0^* e K_0 e θ_0^* um valor arbitrado de θ_0 , que dê um bom ajuste do segmento de reta da curva de retenção à eq. (5).

Desta maneira, havendo interesse em se calcular o valor absoluto da condutividade hidráulica de um determinado solo que tenha um comportamento semelhante a este que se tem tomado como exemplo (Figura 16), basta determinar, pelos métodos tradicionais, (KLUTE, 1965), o valor de K_0 e, então, substituí-lo na eq. (36) cujos parâmetros k , γ^* e θ_0^* para tal solo são obtidos da maneira acima explicada.

Ainda utilizando como exemplo a profundidade de 150 cm da área subsolada, não esquecendo que o que para ela está se comentando é válido para todas as outras, e tendo em vista o fato de

tudo indicar que a relação entre α e γ mostrada na Figura 16 é universal ou no mínimo válida para todas as profundidades desses dois solos, é fácil obter o valor da condutividade hidráulica para as outras faixas de umidade mostradas na Figura 16, que correspondem aos dois segmentos de reta (linha pontilhada) nela traçados, correspondentes aos valores mais baixos de umidade. Para tanto, basta calcular o valor de B (eq. 5) para esses segmentos de reta, substituí-lo na eq. (29) e calcular o valor de γ correspondente. Calculado esse valor, obtém-se automaticamente uma equação do tipo da eq. (32) e, então, uma equação final do tipo da eq. (35) para as faixas de umidade correspondentes a esses segmentos de reta.

Dessa forma, com base no que foi descrito, pode-se elaborar a sequência de passos necessários para a aplicação do método proposto:

- 1) Obter, com amostras de solo com estrutura indeformada, a curva de retenção, a mais completa possível, não esquecendo do ponto de saturação.
- 2) Ajustar os dados experimentais à eq. (5), desconsiderando o número 1 e os valores próximos ou na saturação e, por regressão linear de $\ln \psi_m$ versus θ , calcular o parâmetro B.
- 3) Se o ajuste dos pontos experimentais à eq. (5) for perfeito, aplicar diretamente a eq. (30) para o cálculo de K_r .
- 4) Se o ajuste destes pontos não for satisfatório, traçar segmentos de reta que melhor se ajustem aos pontos experimentais, de tal maneira que esses segmentos também se ajustem à eq. (5) com um valor de θ_0 arbitrado que dê o melhor ajuste para cada segmento; neste caso:
 - a) calcular o valor de B para cada segmento de reta e substituí-

- 1o na eq. (29) para o cálculo de γ ;
 - b) com este valor de γ calculado e o θ_0 arbitrado (θ_0^*), montar a eq. (27);
 - c) na intersecção entre a curva representativa de todos os pontos (alínea 2) e a dos segmentos de reta (alínea 4), calcular o valor de θ graficamente;
 - d) com este valor de θ , calcular a relação entre K_0^* e K_0 a partir das eq. (27) e (33) e, então, calcular $K(\theta)$ em função de K_0 a partir da eq. (36).
- 5) O cálculo de K_0 , a fim de que o valor absoluto de $K(\theta)$ possa ser obtido diretamente através da eq. (30) ou eq. (37), pode ser feito com as mesmas amostras utilizadas para a obtenção da curva de retenção, pelos métodos tradicionais de medida desse parâmetro sob condições de laboratório.

7. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos, o objetivo do presente trabalho foi atingido, chegando-se, portanto, a um novo método de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo, com fundamento teórico, que é a aplicação de uma equação universal da forma

$$K(\theta) = k K_0 e^{\gamma(\theta - \beta \theta_0)}$$

onde

$$\gamma = \frac{B + 13,26409}{0,13201}$$

sendo que a constante B é facilmente obtida a partir do ajuste dos dados experimentais da curva de retenção a uma equação da forma abaixo, onde A é uma constante

$$\psi_m = A \left[e^{\frac{B(\theta - \beta \theta_0)}{0,13201}} - 1 \right]$$

Os valores da condutividade hidráulica do solo saturado, K_0 , e a umidade de saturação, θ_0 , da curva de retenção, também são facilmente determinados.

Quando uma única curva ψ_m versus θ é suficiente para ajustar todos os pontos à equação acima, então $k = \beta = 1$, e com

o valor de B obtido desse ajuste, obtêm-se facilmente $K(\theta)$. No caso, entretanto, em que uma única curva mostrar não ser suficiente, traçam-se também segmentos de reta que melhor se ajustem aos pontos experimentais e que também se ajustem à equação do tipo acima de ψ_m versus θ . Neste caso, arbitra-se o valor da constante $\beta\theta$, para o cálculo de B de cada segmento. Consequentemente, para cada segmento, existe um valor de γ , o qual é calculado pela equação acima que mostra que ele é função apenas de B . Como sempre vai existir um ponto em que as duas linhas (a curva única para todos os pontos e o segmento de reta) se cruzam, calcula-se facilmente o valor da constante k , porque neste ponto de intersecção das curvas, o valor de θ é comum a ambas e, consequentemente, $K(\theta)$. Basta, portanto, igualar a equação de todos os pontos para a qual $k = \beta = 1$, com as de cada segmento de reta para as quais $k \neq 1$ e $\beta \neq 1$.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHUJA, L.A.; GREEN, R.E.; CHONG, S-K; NIELSEN, D.R. A simplified functions approach for determining soil hydraulic conductivities and water characteristics in situ. Water Res. Res., Washington, 16(5): 947-953, 1980.
- ALEMI, M.H.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Determining the hydraulic conductivity of soil cores by centrifugation. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 40(2): 212-218, 1976.
- ANDERSON, J.L. & BOUMA. Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an argillic horizon. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 37(3): 408-413, 1973.
- BAVER, L.D.; GARDNER, W.H.; GARDNER, W.R. Física de suelos. 4a. ed. Mexico, Union Tipografica Editorial Hispano-Americana, 1972. 529 p.
- BLACK, T.A.; GARDNER, W.R.; THURTELL, G.W. The prediction of evaporation, drainage, and soil water storage for a bare soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 33: 655-660, 1969.
- BRADY, N.C. Natureza e propriedades dos solos. 5a. ed. São Paulo, Livraria Freitas Bastos S.A., 1979. 647 p.

- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. USDA
Bur. Soils, Bull. 38. 1907.
- BURDINE, N.T. Relative permeability calculation from size
distribution data. Am. Soc. Agric. Eng., 10: 400-404, 1953.
- CAMARGO, A.; PINTO, H.S.; PEDRO Jr., M.J.; ALFONSI, R.R.; ORTOLANI,
A.A. Clima do Estado de São Paulo. In: SAEESP. Inst. Agrônômico.
Zoneamento agrícola do Estado de São Paulo, vol. 1. 1974.
- CAMPBELL, G.S. A simple method for determining unsaturated
conductivity from moisture retention data. Soil Sci., Baltimore,
117(6): 311-314, 1974.
- CATANI, R. & JACINTHO, O.A. Análise química para avaliar a fertilidade
do solo. Piracicaba, ESALQ/USP, Boletim Técnico-Científico, 1974.
54 p.
- CAVALCANTE, L.F.; REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L. Determinação da
condutividade hidráulica do solo durante a redistribuição da água.
R. bras. Ci. Solo, Campinas, 2: 77-79, 1978.
- CERVELLINI, A.; SALATI, E.; BARROS FERRAZ, E.S.; VILLA NOVA. N.A.;
REICHARDT, K.; DECICO, A.; OMETTO, J.C.; PEDRO Jr., M.J. Análise
dos dados meteorológicos de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ/USP,
Boletim Científico nº 36, 1973. 26 p.
- CHILDS, E.C. & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous
materials. Roy. Soc. Proc., Londres, A-201: 392-405, 1950.
- CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SHIKASKO, S.; INOUE, M. The use of
neutron moisture meter in studies of soil water regimes. Water

- management in a sand dune area. Tottori University, Faculty of Agriculture. 1976. 48 p. A report for the Coordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil Water Regime. International Atomic Energy Agency.
- CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SHIKASKO, S.; INOUE, M.. The use surface-type and a depth-type neutron moisture meter in studies of soil water regimes - Water management in a sand dune area. Tottori University, Faculty of Agriculture. 1977. 85 p. A report for the Coordinated Research Programme of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil Water Regime. International Atomic Energy Agency.
- CHONG, S-K.; GREEN, R.E.; AHUJA, L.R. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. Water Res. Res., Washington, 17(4): 1109-1114, 1981.
- DANE, J.H. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 44: 228-231, 1980.
- DANE, J.H. & KRUSKA, S. In situ determination of soil hydraulic properties during drainage. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 47(4): 619-624, 1983.
- DARCY, H. Les fontaines publique de la Ville de Dijon. Victor Dalmont, Paris. 1856.
- DAVIDSON, J.M.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. The measurement and description of water flow through Columbia Silt Loam and Hesperia Sandy Loam. Hilgardia, Berkeley, 34(15): 601-617, 1963.

- DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R.; LARUE, M.E. Field measurement and use of soil properties. Water Res. Res., Washington, 5: 1312-1321, 1969.
- DERR, B.D.; MATELSKI, R.P.; PETERSEN, G.W. Soil factors influencing percolation test performance. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 33: 942-946, 1969.
- DOERING, E.J. Soil-water diffusivity by the one-step method. Soil Sci., Baltimore, 99(5): 323-326, 1965.
- FIELD, J.A.; PARKER, J.C.; POWELL, N.L. Comparison of field and laboratory measured and predicted hydraulic properties of a soil with macropores. Soil Sci., Baltimore, 138 (6): 385-396, 1984.
- GARDNER, W.R. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20: 317-320, 1956.
- GARDNER, W.R. Note on the separation and solution of diffusion type equations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 26(4): 404, 1962.
- GARDNER, W.R.; HILLEL, D.; BENYAMINI, Y. Post-irrigation movement of soil water. 1. Redistribution. Water Res. Res., Washington, 6(3): 851-861, 1970.
- GREEN, R.E. & COREY, J.C. Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predictive methods. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 35: 3-8, 1971.
- GROHMANN, F.; BRUNINI, O.; REICHARDT, K. Condutividade hidráulica do solo. Campinas, Instituto Agrônômico. Circular nº 53, 1976. 28 p.

- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STYLLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci., Baltimore, 114(5): 395-400, 1972.
- JACKSON, R.D. On the calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 36: 380-383, 1972.
- JACKSON, R.D.; VAN BAVEL, C.H.M.; REGINATO, R.J. Examination of the pressure-plate outflow method for measuring capillary conductivity. Soil Sci., Baltimore, 96: 249-256, 1963.
- JAYNES, D.B. & TYLER, E.J. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. Soil Sci., Baltimore, 138(4): 298-305, 1984.
- JONES, A.J. & WAGENET, R.J. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. Water Res. Res., Washington, 20(11): 1620-1626, 1984.
- KIEHL, E.J. Manual de Edafologia. Relações solo-planta. São Paulo, Editora Agronômica Ceres Ltda, 1979. 263 p.
- KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: BLACK, C.A., ed. Methods of soil analysis. Madison, Am. Soc. Agron. Inc. 1965. cap. 13, p. 210-252.
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci., Baltimore, 113(4): 264-276, 1972.
- KUNZE, R.J. & KIRKHAM, Simplified accounting for membrane impedance in capillary conductivity determinations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 26: 421-426, 1962.

- LALIBERTE, G.E. & COREY, A.T. Hydraulic properties of disturbed and undisturbed samples. In: Permeability and capillarity of soils. ASTM STP 417, Amer. Soc. Testing Materials, 1967, p. 56-71.
- LEMOES, R.C. & SANTOS, R.D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 2a. ed. Campinas, SBCS e SNLCS, 1982. 45 p.
- LIBARDI, P.L. Condutividade hidráulica do solo em condições de campo. Piracicaba, 1978. 113 p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo).
- LIBARDI, P.L. Balanço de nitrogênio em culturas agrícolas. Piracicaba, 1984. 113 p. (Livre-Docência - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo).
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 44: 3-7, 1980.
- LUXMOORE, R.J.; GRIZZARD, T.; PATTERSON, M.R. Hydraulic properties of Furlerton Cherty Silt Loam. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 45: 692-698, 1981.
- MARSHALL, T.J. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci., Oxford, 9(1): 1-8, 1958.
- MILLER, E.E. & ELRICK, D.E. Dynamic determination of capillary conductivity extended for non-negligible membrane impedance. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 22(6): 483-486, 1958.
- MILLINGTON, R.T. & QUIRK, J.P. Permeability of porous media.

Nature, London, 183: 387-388, 1959.

MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P. Transport in porous media. Trans. of 7th Int. Congr. Soil Sci., Madison, 1.3: 97-106, 1960.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Res. Res., Washington, 12(3): 513-522, 1976.

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; ERH, K.T. Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia, Berkeley, 42(7): 215-259, 1973.

NIELSEN, D.R.; DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W.; MILLER, R.J. Water movement through Panoche Clay Loam soil. Hilgardia, Berkeley, 35(17): 491-506, 1964.

NIELSEN, D.R.; KIRKHAM, D.; PERRIER, E.R. Soil capillary conductivity: comparison of measured and calculated values. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 24: 157-160, 1960.

NIELSEN, D.R.; TILLOTSON, P.M.; VIEIRA, S.R. Analysing field-measured soil-water properties. Agric. Water Manag., New York, 6: 93-108, 1983.

OGATA, G. & RICHARDS, L.S. Water content changes following irrigation of bare-field soil that is protected from evaporation. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 21: 355-356, 1957.

PAULETTO, E.A. Estudo sobre dispersão de amostra de terra. Piracicaba, 1978. 68 p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo).

PERSINGER, I.D. & YAHNER, J.E. Relation of percolation rates to soil texture on several Indiana soils. J. Soil Water Conserv., Baltimore, 25(5): 189-191, 1970.

PREVEDELLO, B.M.S.; PREVEDELLO, C.L.; LIBARDI, P.L. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para a obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 5: 93-97, 1981.

RANZANI, G.; FREIRE, O.; KINJO, T. Carta de solos do município de Piracicaba. Centro de Estudos de Solos, ESALQ/USP. Piracicaba, SP, 1966. 85 p.

REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L. An analysis of soil water movement in the field. I. Hydrological field site characterization. CENA, Piracicaba, BC-021, 21 p. 1974.

REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; NIELSEN, D.R. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. Soil Sci., Baltimore, 120(3): 165-168, 1975.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, 1: 318-333, 1931.

RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20: 310-314, 1956.

RICHARDS, S.J. & WEEKS, L.V. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 17(3): 206-208, 1953.

- ROSE, C.W.; STERN, W.R.; DRUMMOND, J.E. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. Aust. J. Soil Res., Melbourne, 3: 1-9, 1965.
- SAUNDERS, L.C.U.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Condutividade hidráulica da Terra Roxa Estruturada em condições de campo. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 2: 164-167, 1978.
- SCHUH, W.M.; BAUDER, J.W.; GUPTA, S.C. Evaluation of simplified methods for determining unsaturated hydraulic conductivity of layered soils. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 48: 730-736, 1984.
- SIDOROPOULOS, E.R. & YANNOPOULOS, S. Simplified determination and sensitivity analysis of soil-moisture retention curves and hydraulic conductivity. J. Hydrol., Amsterdam, 74: 295-309, 1984.
- SISSON, J.B.; FERGUSON, A.H.; VAN GENUCHTEN, M.Th. Simple method for predicting drainage from field plots. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 44: 1147-1152, 1980.
- STEPHENS, D.B. & REHFELDT, K.R. Evaluation of closed-form analytical models to calculate conductivity in a fine sand. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 49: 12-19, 1985.
- SWARTZENDRUBER, D. Soil water behavior as described by transport coefficients and functions. Adv. Agron., New York, 18: 327-370, 1966.
- TALSMA, T. Prediction of hydraulic conductivity from soil water retention data. Soil Sci., Baltimore, 140(3): 184-188, 1985.
- TAYLOR, S.A. & ASHCROFT, G.L. Physical edaphology. The Physics of irrigated and nonirrigated soils. San Francisco, W.H. Freeman

and Company, 1972. 533p.

U.S.D.A. Soil taxonomy: a basic system of soil classification to making and interpreting soil surveys. Washington, Agriculture Handbook n° 436, 1979. 754 p.

VACHAUD, G. Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an analysis of transient flow data. Water Res. Res., Washington, 3(3): 697-705, 1967.

VAN BAVEL, C.H.M.; STIRK, G.B.; BRUST, K.J. Hydraulic properties of a clay soil and the field measurement of water uptaken by roots: I. Interpretation of water content and pressure profiles. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 32(3): 310-317, 1968.

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

VAN GENUCHTEN, M.Th. & NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. Annales Geophysicae, 3(5): 615-628, 1985.

VIEIRA, S.R.; HATFIELD, J.L.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. Hilgardia, Berkeley, 51(3): 1-75, 1983.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Res. Res., Washington, 2: 709-715, 1966.

WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: Water in the unsaturated zone, vol. 1, p. 181-191. 1966.