

ESTUDO COMPARATIVO DE DOIS MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SOB CONDIÇÕES DE CAMPO

EMIR CHAAR EL-HUSNY

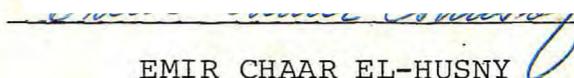
DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA
AGRÍCOLA E EDAFOLOGIA DO CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ, PARA OBTENÇÃO DO
TÍTULO DE MESTRE EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

FORTALEZA - 1979

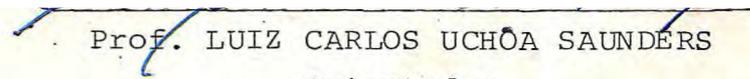
Esta dissertação foi submetida como parte dos requisitos necessários a obtenção do Título de Mestre em Engenharia Agrícola, outorgado pela Universidade Federal do Ceará, e encontra-se a disposição dos interessados na Biblioteca Central da referida Universidade.

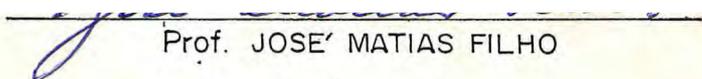
A citação de qualquer trecho desta dissertação é permitida desde que seja feita de conformidade com as normas de ética científica.

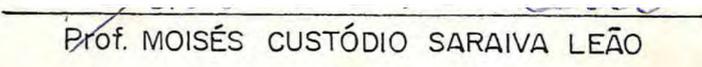

EMIR CHAAR EL-HUSNY

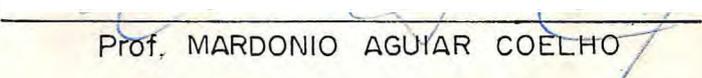
DISSERTAÇÃO APROVADA EM

18/9/1979


Prof. LUIZ CARLOS UCHÔA SAUNDERS
Orientador


Prof. JOSÉ MATIAS FILHO


Prof. MOISÉS CUSTÓDIO SARAIVA LEÃO


Prof. MARDONIO AGUIAR COELHO

À memória de meu querido pai,

CHAFIC RACHID EL-HUSNY

ã minha mãe,

JAMILE CHAAR EL-HUSNY

aos meus sogros,

JOSÉ DUARTE DE ALMEIDA JR. e

MARIA DA SILVA ALMEIDA

E aos meus irmãos,

MINHA GRATIDÃO

À minha esposa,

LEDA

E as minhas filhas,

CAROLINA e IZABELA

DEDICO ESTE TRABALHO

AGRADECIMENTOS

Ao concluir o presente trabalho o autor expressa seus agradecimentos:

Ao Professor LUIZ CARLOS UCHÔA SAUNDERS, pela orientação dedicada e precisa em todas as fases de realização deste trabalho e pela amizade recebida.

Aos Professores JOSÉ MATIAS FILHO, MOISÉS CUSTÓDIO SARAIVA LEÃO e MARDÔNIO AGUIAR COELHO, pela colaboração e amizade recebida durante a realização do curso.

A Faculdade de Ciências Agrárias do Pará, pela oportunidade de realização do curso de mestrado.

Ao Banco do Nordeste do Brasil e ao Convênio CNPq/FCPC - Dessalinização, pelo apoio financeiro recebido pela realização deste trabalho.

Ao Departamento de Engenharia Agrícola e Edafologia do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará, pelas condições oferecidas para realização do curso de mestrado.

E a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho.

S U M Á R I O

	Página
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE FIGURAS	xi
RESUMO	xiv
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - REVISÃO DE LITERATURA	3
3 - MATERIAIS E MÉTODOS	8
3.1 - <u>Condições do meio</u>	8
3.2 - <u>Dados de campo</u>	8
3.2.1 - Parcela experimental	8
3.2.2 - Condutividade hidráulica saturada	10
3.2.3 - Condutividade hidráulica não saturada	10
3.2.3.1 - Tensiômetros	10
3.2.3.2 - Curva característica da água do solo	11
3.2.3.3 - Poço de observação	11
3.2.3.4 - Coleta de amostras	11
3.3 - <u>Metodologia</u>	11
3.3.1 - Condutividade hidráulica não saturada	11
3.3.1.1 - Fundamento teórico	11
3.3.1.2 - Método de HILLEL et alii (1972)	14
3.3.1.3 - Método de HILLEL modificado	15
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
4.1 - <u>Condutividade hidráulica saturada</u>	18

	Página
4.2 - <u>Condutividade hidráulica não saturada</u>	18
4.2.1 - Método de HILLEL <u>et alii</u> (1972)	19
4.2.2 - Método de HILLEL modificado por SAUNDERS(1978)	47
4.2.3 - Comparação dos métodos de HILLEL <u>et alii</u> (1972) com o método modificado por SAUNDERS (1978)...	58
5 - CONCLUSÕES	70
6 - SUMMARY	71
7 - LITERATURA CITADA	72

LISTA DE TABELAS

Tabela		Página
1	Caracterização física do aluvial eutrófico...	9
2	Valores da densidade de fluxo (q) da água do solo às diversas profundidade (z) e diversos tempos (t). Método de (HILLEL <u>et alii</u> , 1972).	30
3	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 15 cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	35
4	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 30 cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	36
5	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 45 cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	37
6	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 60 cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	38
7	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 75 cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	39
8	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 90 cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	40
9	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 105cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	41

10	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 120cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	42
11	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 135cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	43
12	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 150cm. (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).....	44
13	Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 15 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 0,1281$	48
14	Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 30 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 0,2648$	49
15	Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 45 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 0,4545$	50

- 16 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 60 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 0,7171$ 51
- 17 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 75 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 0,9600$ 52
- 18 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 90 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 1,1946$ 53
- 19 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 105 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 1,4564$ 54
- 20 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 120 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 1,7123$ 55

- 21 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 135 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 1,9365$ 56
- 22 Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 150 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = - b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = - 2,0679$ 57

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Variação do conteúdo de água da camada 0-15 cm do solo durante o período de redistribuição....	20
2	Variação do conteúdo de água da camada 15-30 cm do solo durante o período de redistribuição....	21
3	Variação do conteúdo de água da camada 30-45 cm do solo durante o período de redistribuição....	22
4	Variação do conteúdo de água da camada 45-60 cm do solo durante o período de redistribuição....	23
5	Variação do conteúdo de água da camada 60-75 cm do solo durante o período de redistribuição....	24
6	Variação do conteúdo de água da camada 75-90 cm do solo durante o período de redistribuição....	25
7	Variação do conteúdo de água da camada 90-105 cm do solo durante o período de redistribuição....	26
8	Variação do conteúdo de água da camada 105-120 cm do solo durante o período de redistribuição.....	27
9	Variação do conteúdo de água da camada 120-135 cm do solo durante o período de redistribuição.....	28
10	Variação do conteúdo de água da camada 135-150 cm do solo durante o período de redistribuição.....	29

11	Variação do potencial total da água do solo em relação ao tempo, para as diversas profundidades.....	45
12	Variação do potencial total da água do solo a profundidade; para os iversos tempos considerados.....	46
13	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 15 cm.....	59
14	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 30 cm.....	60
15	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 45 cm.....	61
16	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 60 cm.....	62
17	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 75 cm.....	63
18	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 90 cm.....	64
19	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 105 cm.....	65
20	Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 120 cm.....	66

- | | | |
|----|---|----|
| 21 | Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 135 cm..... | 67 |
| 22 | Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 150 cm..... | 68 |

RESUMO

Determinou-se a condutividade hidráulica de um aluvial eutrófico em uma parcela experimental de 10 m x 10 m, localizada em área da Fazenda Experimental do Vale do Curu no município de Pentecoste-Ceará, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará. Utilizou-se o método do perfil instantâneo aplicando o procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972) e também a modificação aplicada a este método sugerida por SAUNDERS (1978).

Na elaboração deste trabalho instalaram-se duas baterias de tensiômetros com dez unidades cada. A cada profundidade, um par de tensiômetro, um de cada bateria, foi instalado. Os tensiômetros abrangiam um perfil de 150 cm de profundidade, dispostos em intervalos de 15 cm entre si. Este instrumento tinha a finalidade de determinar os valores do potencial da água do solo. No centro da área experimental instalou-se um poço de observação a uma profundidade de 280 cm a fim de ser verificado a variação de nível do lençol freático. Para a determinação do conteúdo de água do solo foram elaboradas em laboratório as curvas características de água do solo através de amostras de solo deformadas e indeformadas.

Com os dados do potencial total e do conteúdo de água do solo, obteve-se os valores da condutividade hidráulica não saturada pelos dois métodos aludidos. Com a obtenção destes valores, foi feito um estudo comparativo entre eles. Os resultados apresentados pelos dois processos são coerentes, quando observados a uma mesma profundidade do solo.

1 - INTRODUÇÃO

Embora expressões analíticas baseadas na equação de DARCY (1856) para movimento e retenção da água do solo sejam disponíveis a bastante tempo, relativamente poucos investigadores tem descrito o comportamento da água do solo usando valores de condutividade hidráulica e gradiente hidráulico medidos no campo, no próprio perfil do solo.

Entretanto nas últimas duas décadas estudos sobre o movimento da água do solo obtiveram uma considerável preferência dos pesquisadores, uma vez que a resolução de problemas relacionados com irrigação, drenagem, conservação do solo e da água, recarga de aquíferos e mais recentemente poluição de água subterrânea, estão diretamente ligados com a quantificação do movimento da água do solo. No estudo deste estado dinâmico a condutividade hidráulica tem sido um fator limitante para as soluções dos problemas referidos, pois sua determinação tem sido realizada em condições de laboratório, ocorrendo a possibilidade de erros, tendo em vista as alterações das condições naturais do solo apresentadas pelas amostras.

A determinação da condutividade hidráulica em condições de campo em função do conteúdo de água do solo, vem oferecer maior segurança ao emprego da equação de DARCY (1856), geralmente a mais utilizada para determinar o fluxo de água do solo. Com o propósito de sanar esta dificuldade, vários métodos de determinação da condutividade hidráulica no campo têm sido desenvolvido por inúmeros pesquisadores, quer seja para preencher lacunas existentes na literatura, confirmar trabalhos já realizados ou dar continuidade a eles, comparar seus resultados, determinar suas eficiências ou para desenvolver novas metodologias de execução...

Neste trabalho propõe-se determinar e comparar os valores de condutividade hidráulica não-saturada de um aluvial eutrófico obtidos pelo método do perfil instantâneo, aplicando:

- (1) o procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972).
- (2) a modificação aplicada ao método de HILLEL et alii (1972) sugerida por SAUNDERS (1978).

2 - REVISÃO DE LITERATURA

A proporcionalidade entre a quantidade de água que fluía por unidade de tempo e de área e o gradiente hidráulico, foi comprovada por DARCY (1856) ao trabalhar com colunas de areia saturada com água. Esta proporcionalidade hoje denominada de condutividade hidráulica, é definida como a capacidade do solo em transmitir água.

Com a adaptação realizada por BUCKINGHAM (1907), a equação de DARCY (1856) passou a atender as condições de fluxos em solos não saturados, desde que a constante de proporcionalidade fosse adequadamente ajustada para cada valor de umidade do solo.

Combinando a equação de DARCY (1856) com a equação da continuidade para o caso da água movendo-se em um material poroso, pois, somente o conhecimento do fluxo não é o suficiente em estudos do estado dinâmico da água no solo, RICHARDS (1931) comprovou a adequabilidade da equação. CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950), que desenvolveram este método exclusivamente para solo, também empregaram um método que utilizava uma faixa de conteúdo de água constante quando eles demonstraram que a lei de Darcy atendia também material poroso insaturado.

HILLEL (1970), relacionando a condutividade hidráulica com o potencial matricial também demonstrou a validade da equação de Darcy.

Entretanto, apesar da sua validade ser inconteste, a equação de DARCY (1856) não é válida para todas as condições de movimento de fluidos em material poroso, pois a linearidade das relações fluxo-gradiente deixa de existir para valores muito baixos ou muito altos do gradiente do potencial total. REICHARDT (1975) cita os trabalhos de HUBBERT (1956), SWARTZENDEUBER (1962), MILLER e LOW (1963) e KLUTE (1965), onde são apresentados detalhes das limitações destas equações. Contudo, reconhece que é a equação

que melhor descreve o fluxo de água do solo.

Nas duas últimas décadas, diversos pesquisadores têm se preocupado com esses problemas e têm desenvolvido diversos métodos com o objetivo de determinar uma maneira prática e precisa de se obter a condutividade hidráulica; um dos principais parâmetros na obtenção do fluxo da água do solo.

SAUNDERS (1978), subdivide os métodos existentes para a obtenção da condutividade hidráulica em duas categorias: (a) Métodos experimentais de laboratório e de campo e (b) Métodos teóricos baseados em equações numéricas.

RICHARDS e WEEKS (1953), YOUNGS (1964), KLUTE (1965) e outros, desenvolveram alguns métodos de laboratório para a determinação da condutividade hidráulica e outros têm sido modificados e adaptados às condições de campo como os de RICHARDS et alii (1956), NIELSEN et alii (1961), ROSE et alii (1965), LARUE et alii (1968), Van BAVEL et alii (1968), DAVIDSON et alii (1969), HILLEL et alii (1972) e outros.

A equação numérica proposta por CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950) e mais tarde modificada por MARSHALL (1958) e por MILLINGTON and QUIRK (1959), são citadas nos trabalhos desenvolvidos por JACKSON et alii (1965), ROULIER et alii (1972) e por BRUCE (1972) como um meio de determinar a condutividade hidráulica em condições de escoamento transiente, a partir da curva característica da água do solo.

Diversos pesquisadores desenvolveram estudo comparativo entre os diferentes métodos de determinação da condutividade hidráulica. NIELSEN et alii (1960) compararam valores calculados pelos métodos de CHILDS and COLLIS-GEORGE (1950) e por MARSHALL (1958) com valores de condutividade hidráulica determinados no campo de quatro solos sob um potencial de pressão variando de 0 a 100 cm de água. Eles concluíram que o primeiro método produzia resultado razoavelmente seguro sob uma estreita amplitude de pressão. Concluíram também que os valores de condutividade hidráulica obtidos com o método de MARSHALL (1958) foram maiores que aqueles medidos no campo.

JACKSON et alii (1965) desenvolveram estudos comparati-

vos de valores medidos de condutividade hidráulica com valores calculados pelos métodos desenvolvidos por CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950), MARSHALL (1958) e por MILLINGTON e QUIRK (1959), em areia com larga amplitude de conteúdo de água. Chegaram a conclusão de que os três métodos eram falhos para fornecer resultados absolutamente corretos pois divergiam entre si e também quando comparados com os valores medidos. Entretanto quando os resultados do método MILLINGTON e QUIRK (1959) quando multiplicados por um fator de correção, apresentavam resultados práticos consideráveis.

GREEN e COREY (1971) descreveram um método de computação baseado no modelo de MARSHALL e avaliaram este método com os de MARSHALL e de MILLINGTON e QUIRK, ambos modificados pelo uso de um fator de correção. A comparação dos valores de condutividade hidráulica tratados por computação eletrônica e os valores obtidos experimentalmente pelos dois últimos métodos, determinaram que o primeiro método mostrou oferecer nenhuma vantagem particular sobre os dois últimos com seus respectivos fatores de correção. Todos três métodos dão resultados que comparam-se favoravelmente, em muitos casos, com resultados experimentais publicados.

Utilizando dados da curva característica de cada horizonte de um Hapludult típico, textura franco arenosa, BRUCE (1972) realizou um estudo entre a condutividade hidráulica determinada em laboratório, com amostras indeformadas, sob condições de escoamento transiente, com a condutividade hidráulica calculada por procedimentos desenvolvidos por MARSHALL (1958), MILLINGTON e QUIRK (1959) e por LALIBERTI *et alii* (1966), chegou a conclusão que o uso indiscriminado destes últimos métodos no cálculo de condutividade hidráulica são desaconselháveis e cita o trabalho de BRUTSAERT (1967) quando este, reconhece o problema particular de avaliar satisfatoriamente a relação entre condutividade hidráulica versus conteúdo de água após revisar os métodos de calcular a condutividade hidráulica e os resultados de testes experimentais dos diversos métodos.

ROULIER *et alii* (1972), baseando-se na medição da condutividade hidráulica em laboratório, através de amostras de solo indeformáveis e sob condições de escoamento transiente utilizando o método de RICHARDS e WEEKS (1953) e no cálculo da mesma através das equações de MARSHALL (1958) e MILLINGTON and QUIRK (1959) utilizando a curva característica da água do solo determinada em

laboratório com amostras indeformadas e dados de potencial medidos no campo com transiômetro, conseguiram uma aproximação do valor da condutividade hidráulica em condições de campo. Verificaram que o método do escoamento transiente apresentava valores bem superiores daqueles encontrados em condições de campo. Entretanto, utilizando-se um fator de correção no método de escoamento transiente, os resultados foram bem satisfatório. Com referência aos valores calculados pelas equações de MARSHALL (1958) e de MILLINGTON and QUIRK (1959), constataram que a introdução de um fator de correção torna os mesmos aproximados em relação a condutividade hidráulica de campo, embora, menos satisfatório que o método do escoamento transiente.

HILLEL et alii (1972) apresentaram uma descrição detalhada do método de drenagem transiente ou do perfil instantâneo transformando-o em um procedimento mais simples. Este método deriva-se do método do perfil instantâneo originalmente desenvolvido por WATSON (1966). Este método sugere a utilização de sonda neutrons (BARROS FERRAZ, 1972) para obtenção de perfis de umidade e de tensiômetros com manômetro de mercúrio instalados em diversas profundidades (RICHARDS, 1965), para a obtenção do potencial matricial.

BAKER et alii (1974), apresentam limitações para determinação a campo da condutividade hidráulica não saturada. Afirmam que tais limitações se devem às características do próprio perfil do solo e aos problemas técnicos. Sugerem a utilização de sonda de neutrons como o melhor método para determinação do conteúdo de água do solo e uma modificação na instalação de tensiômetros, para uma medida mais acurada do potencial da água do solo. Recomenda a aplicação do método do perfil instantâneo para cálculo da condutividade hidráulica não saturada somente para solos em nível e sem camadas de impedimento ao longo do perfil.

Utilizando a metodologia de HILLEL et alii (1972), REICHART e LIBARDI (1974) alcançaram bons resultados na determinação da condutividade hidráulica em três parcelas de Terra Roxa Estruturada no município de Piracicaba (S.P.).

CHO et alii (1975), desenvolveram experimento em dunas com a finalidade de estimar evapotranspiração considerando a percolação profunda a partir da determinação da condutividade hidráulica

lica não saturada. O procedimento empregado para a obtenção desta característica hídrica do solo foi o método sugerido por HILLEL et alii (1972). Os resultados encontrados foram bem coerentes.

VERPLANCKE et alii (1977), avaliaram o movimento da água do solo em condições de campo através da condutividade hidráulica não saturada seguindo a metodologia preconizada por HILLEL et alii (1972). Os valores da condutividade foram apresentados sob a forma de função exponencial, com coeficiente de correlação variando de 0,89 a 0,92.

SAUNDERS (1978) determinou em um Alfisol condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo, empregando o procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972), a modificação introduzida por CHO et alii (1977) e a modificação na determinação do fluxo através de um processo analítico. Os resultados obtidos através dos três procedimentos foram bem compatíveis, admitindo-se a validade destes métodos. O terceiro processo apresentou-se como o mais sugestivo, tendo em vista a linearidade apresentada pela condutividade hidráulica versus conteúdo de água ocorrer para qualquer valor da umidade do solo.

3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - Condições do meio

O experimento foi conduzido na Fazenda Experimental do Vale do Curu, no município de Pentecoste-Ceará, localizada entre os paralelos 3°45'LS e 4°00'LS e entre os meridianos 39°15' e 39°30' a oeste de GREENWICH, com altitude de 47 metros.

O clima da região é semi-árido (BShi) segundo KOEPPEN. Apresenta uma média anual de precipitação em torno de 900mm, com temperatura média anual e umidade relativa em torno de 26°C e 73% respectivamente, de acordo com o Boletim Agro-Meteorológico do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará.

O solo é um aluvial eutrófico de acordo com o levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Ceará (1973). Classificado de acordo com a 7ª aproximação como um ustflúventis segundo os critérios da SOIL TAXONOMY (1975). As características físicas de um perfil típico deste solo são apresentados na TABELA 1.

3.2 - Dados de campo

3.2.1 - Parcela experimental

Utilizou-se uma área sistematizada com declividade nula, o suficientemente grande (10 m x 10 m) de tal maneira que os processos em seu centro não sejam afetados pelos seus limites (HILLEL et alii, 1972).

TABELA 1 - Caracterização física do aluvial eutrófico (valores correspondentes a 03 repetições).

Profundidade (cm)	Densidade Real	Densidade Global	Porosidade (%)	Composição Granulométrica (%)				Classe Textural
				Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila	
0 - 15	2,57	1,17	54,47	2,1	34,2	41,9	21,8	Franca
15 - 30	2,71	1,51	44,28	0,9	39,0	39,3	20,8	Franca
30 - 45	2,66	1,37	48,49	0,6	32,2	41,7	25,5	Franca
45 - 60	2,66	1,40	47,36	0,6	32,2	41,7	25,5	Franca
60 - 75	2,75	1,42	48,36	2,5	10,8	52,6	34,1	Franca Argilo Siltosa
75 - 90	2,75	1,37	50,18	2,5	10,8	52,6	34,1	Franca Argilo Siltosa
90 - 105	2,58	1,43	44,57	0,6	24,9	46,7	27,8	Franca Argilosa
105 - 120	2,58	1,45	43,79	0,6	24,9	46,7	27,8	Franca Argilosa
120 - 135	2,75	1,47	46,54	1,5	40,3	39,1	19,1	Franca
135 - 150	2,75	1,52	44,72	1,5	40,3	39,1	19,1	Franca

3.2.2 - Condutividade hidráulica saturada

A parcela experimental foi inundada durante 5 dias, permanecendo em sua superfície uma lâmina de água em torno de 20cm. Após este período, constatou-se através dos tensiômetros, que o sistema solo água se encontrava em escoamento permanente. Instalou-se três cilindros metálicos de 20 cm de diâmetro e 40 cm de altura em três locais da parcela. Por meio de um micrometro, mediu-se a altura da lâmina de água infiltrada em determinado intervalo de tempo, obtendo-se por conseguinte a condutividade hidráulica saturada.

3.2.3 - Condutividade hidráulica não saturada

Para a determinação dos valores de condutividade hidráulica não saturada instalaram-se duas baterias com dez tensiômetros cada uma. Quando as leituras dos tensiômetros indicaram a condição de escoamento permanente, a parcela foi coberta por um lençol plástico a fim de evitar qualquer fluxo de água através da superfície: evaporação ou infiltração de água de qualquer natureza.

3.2.3.1 - Tensiômetros

Utilizaram-se duas baterias de tensiômetros com manômetros de mercúrio, cada uma com dez unidades, dispostas a dois metros uma da outra e equidistantes ao ponto central da parcela experimental. A cada par de tensiômetro uma profundidade era observada. Os tensiômetros abrangiam um perfil de 150 cm de profundidade, dispostos em intervalos de 15 cm entre si. Os manômetros de cada bateria onde se realizavam as leituras dos tensiômetros foram colocados em cubas de mercúrio localizadas fora da parcela experimental (RICHARDS, 1965).

3.2.3.2 - Curva característica da água do solo

Determinou-se em laboratório, utilizando-se amostras de solo deformadas e indeformadas. Empregou-se nesta determinação o funil de BUCHNER (0 - 0,15 atm), a panela de pressão (0,20 - 1,00 atm) e a membrana de Richards (1 - 15 atm), obedecendo os métodos tradicionais de secamento de amostras saturadas.

3.2.3.3 - Poço de observação

No centro da parcela experimental foi construído um poço de observação com profundidade de 2,80 m, a fim de ser verificada a profundidade do lençol freático, pois a presença do mesmo, é fator limitante para a validade deste procedimento (WATSON, 1966).

3.2.3.4 - Coleta de amostras

Em área contígua a da parcela experimental, foi aberto um perfil até a profundidade de 150 cm da superfície a fim de ser determinadas as características físicas do solo às diferentes profundidades.

3.3 - Metodologia

3.3.1 - Condutividade hidráulica não saturada

3.3.1.1 - Fundamento teórico

Quando existirem diferenças de potencial total da água nos diferentes pontos de um sistema poroso, a água encontra-se em movimento e este movimento ocorre no sentido do decréscimo do potencial total. A capacidade de um solo em transmitir água a um

certo teor de umidade é definida por condutividade hidráulica. É pois um fator de proporcionalidade. Esta propriedade é mostrada pela equação de DARCY (1856):

$$q = -K \nabla \Psi \quad (1)$$

onde:

$$q = \text{densidade de fluxo} \quad |L^3 \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}|$$

$$K = \text{condutividade hidráulica do solo} \quad |L \cdot T^{-1}|$$

$$\nabla \Psi = \text{gradiente potencial} \quad |L \cdot L^{-1}|$$

A equação (1) simplesmente diz que o fluxo é proporcional à força que atua sobre a água, ou seja, o gradiente de potencial.

A condutividade hidráulica pode então ser definida pela relação entre fluxo e o gradiente:

$$K = - \frac{q}{\nabla \Psi} = \frac{L \cdot T^{-1}}{L \cdot L^{-1}} = |L \cdot T^{-1}| \quad (2)$$

Como K depende da umidade do solo (θ) e do arranjo geométrico das partículas, pode-se reescrever a equação de Darcy na seguinte forma para uma dimensão vertical:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad (3)$$

onde:

$K(\theta) = \text{condutividade hidráulica do solo} \quad |L \cdot T^{-1}|$ a qual é função de seu conteúdo de água $\theta \quad |L^3 \cdot L^{-3}|$.

Ψ = potencial total da água do solo [L], o qual representa para o fluxo vertical, a soma dos potenciais matricial (ξ) e gravitacional (z).

z = coordenada vertical de posição [L].

Combinando a equação de Darcy com a equação da continuidade aplicada para o caso da água movendo-se em um material poroso, (RICHARDS, 1931) tendo em vista que, apenas o conhecimento do fluxo não é suficiente em estudos do estado dinâmico da água no solo, tem-se para direção vertical:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (4)$$

onde:

$\frac{\partial \theta}{\partial t}$ = representa a variação do conteúdo de água com o tempo em dada profundidade e,

$\frac{\partial q}{\partial z}$ = representa a variação do fluxo com a distância, em um dado instante.

Da combinação das equações (3) e (4) resulta a equação diferencial que descreve o movimento geral da água em um meio poroso, para uma direção:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z}] = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial \xi}{\partial z}] + \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial z}{\partial z}] \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial \xi}{\partial z}] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (6)$$

onde, $(\theta) = \theta(z, t)$ e $\Psi = \Psi(z, t)$

ξ = potencial matricial [L]

z = potencial gravitacional [L]

3.3.1.2 - Método de HILLEL et alii (1972)

Este método pode ser aplicado no campo e inclusive para solos heterogêneos, onde se observa a presença de camadas retardadoras de infiltração. Entretanto é fator limitante a presença do lençol freático às proximidades das camadas em estudo.

O método requer frequentes e contínuas medidas de umidade e do potencial mátrico do perfil sob condições exclusivamente de drenagem. Destas medidas, é possível obter valor instantâneos de gradiente de potencial e de fluxo dentro do perfil e por conseguinte a condutividade hidráulica.

Este processo consiste na deposição na superfície do solo de uma determinada quantidade de água que leva o solo a atingir uma condição de escoamento permanente, o qual é indicada pela leitura dos tensiômetros. Em seguida, a parcela é coberta com um lençol plástico para prevenir contra o acesso de qualquer fluxo de água como também evitar a evaporação. Com o decorrer do tempo, o escoamento torna-se transiente e a água se redistribui no perfil pelo processo de drenagem interna.

Este método foi originalmente desenvolvido por WATSON (1966) e sugerido por HILLEL et alii (1972).

Integrando a equação geral (5) que descreve o fluxo da água em um perfil do solo para uma profundidade definida h , tem-se:

$$\int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right]_0^h$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot h = \left[K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right]_{z=h} - \left[K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right]_{z=0} \quad (7)$$

Entretanto como a superfície da parcela experimental é coberta com lençol plástico, conclui-se que na profundidade $z=0$, o fluxo é nulo e por conseguinte a equação (7) fica reduzida a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot h = \left[K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right]_{z=h} \quad (8)$$

Como ambos os membros da equação (8) representa a densidade fluxo (q), concluiu-se que reajustando a mesma obtem-se:

$$K(\theta) = - \frac{q}{\partial \Psi / \partial z} \quad (9)$$

Esta equação permite calcular o valor de $K(\theta)$ para os sucessivos perfis de umidade até o plano $z=h$, pois a densidade de fluxo (q) e o gradiente de potencial ($\partial \Psi / \partial z$) podem ser obtidos em função da Curva Característica da água do solo e pela bateria de tensiômetros, respectivamente. Na obtenção do gradiente de potencial total, determina-se primeiro, através dos tensiômetros, o potencial matricial da água do solo e daí o potencial total, por intermédio da soma dos potenciais matricial e gravitacional.

3.3.1.3 - Método de HILLEL modificado

Este método desenvolvido por SAUNDERS (1978), consiste em determinar o fluxo de água no solo por intermédio de um processo analítico.

A vantagem da utilização deste método consiste na linearidade apresentada pelos pontos de K versus θ para qualquer valor de umidade. Esta particularidade não é atendida pelo método de HILLEL *et alii* (1972), uma vez que para baixos valores de umidade θ , deixa de existir a linearidade dos pontos de K versus θ .

Além deste particular, o método modificado evita as difi

culdades em se obter corretamente as tangentes dos gráficos θ ou W versus t ., representa o armazenamento da água do solo.

Com a construção de gráficos de umidade ou de armazenamento versus logaritmo do tempo, possibilita-se o cálculo da densidade de fluxo analiticamente, desde que se encontre uma solução analítica para a dependência entre θ ou W e t .

Partindo do princípio que os pontos determinados pelo armazenamento (W) versus logaritmo de tempo ($\ln t$) em um sistema de eixos ortogonais, se distribuem obedecendo uma linearidade, podemos então desenvolver a seguinte equação:

$$W = a - b \ln t \quad (10)$$

onde:

W = armazenamento da água do solo [$L.L^{-1}$]

a = coeficiente linear

b = coeficiente angular

t = tempo [T]

Derivando-se a equação (10) em relação ao tempo, temos:

$$\frac{dW}{dt} = \frac{da}{dt} - \frac{d(b \cdot \ln t)}{dt}$$

$$\frac{dW}{dt} = 0 - b \cdot d(\ln t) + \ln t \cdot db$$

$$\frac{dW}{dt} = -b \cdot \frac{1}{t} + 0$$

$$\frac{dW}{dt} = -\frac{b}{t} = q \quad (11)$$

Como $\frac{dw}{dt}$ corresponde a densidade de fluxos (q), con
clui-se que q pode ser determinado analiticamente pela
equação (11).

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 - Condutividade hidráulica saturada

Os testes de infiltração foram realizados na parcela experimental após ser constatado o estado de escoamento permanente. Realizou-se três medições em pontos determinados ao acaso e obteve-se os valores de $10,15 \text{ cm. dia}^{-1}$, $6,33 \text{ cm. dia}^{-1}$ e $9,47 \text{ cm. dia}^{-1}$. Esses valores determinaram um valor médio da condutividade de hidráulica saturada de $8,65 \text{ cm. dia}^{-1}$. A diferença nos valores obtidos é normal, pois deve-se a variabilidade espacial das características físico-hídricas da área experimental. Assim, REICHARDT *et alii* (1976), trabalhando com Terra Roxa Estruturada, Piracicaba-S.Paulo, obtiveram para condições de fluxo saturado, os valores de condutividade hidráulica de 5,3, 10,0 e $13,7 \text{ cm.h}^{-1}$ correspondentes a média, moda e mediana respectivamente.

4.2 - Condutividade hidráulica não saturada.

Estes valores foram obtidos em função dos dados de potencial matricial coletados no campo através de duas baterias de tensiômetros, instaladas na parcela experimental e da determinação, em laboratório, das curvas características de água do solo em amostras deformadas e indeformadas para as profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120, 135 e 150 cm.

O nível do lençol freático foi observado através de um poço de observação instalado no centro geométrico da parcela experimental, observando-se leituras de 210 cm nos primeiros dias de desenvolvimento do processo e de 270 cm no final do experimento, o que garantia a validade do método do perfil instantâneo sugerido por HILLEL *et alii* (1972).

4.2.1 - Método de HILLEL et alii (1972)

Durante o período de redistribuição da água do solo pelo processo da drenagem interna, medidas periódicas foram feitas nos manômetros de mercúrio dos tensiômetros instalados às profundidades desejadas. Estas leituras possibilitaram a obtenção de valores do potencial matricial durante o período de redistribuição considerado, bem como a obtenção do conteúdo de água do solo através destes valores de potencial e das curvas características da água do solo, obtidas em laboratório.

Com os valores do conteúdo de água do solo obteve-se os perfis de umidade em função do período de drenagem para as diversas profundidades como demonstram as figuras 1 a 10. Estes gráficos apresentam o comportamento da variação do conteúdo de água do solo com o tempo. Uma análise acurada mostra que a variação de umidade a partir do 5º dia já é bem reduzida; portanto, pode-se afirmar que entre o 4º e 5º dia os valores do conteúdo de água existentes nas diversas camadas podem ser considerados como "capacidade de campo"; e tais valores em média estão submetidos a potenciais matriciais entre 40 e 70 cm de água. Do exposto conclui-se que é falho arbitrar um potencial matricial na faixa de 100 a 333 cm de água como valor generalizado da capacidade de campo. Portanto, recomenda-se que a determinação deste parâmetro deve ser feita à campo.

Os valores de $\partial\theta/\partial t$ foram obtidos com o traçado das tangentes às curvas das figuras 1 a 10, determinadas pelo conteúdo de água versus tempo, em pontos que representam os tempos de 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 20, 25 e 30 dias.

A partir das figuras 1 a 10, construiu-se a tabela 2 que apresenta os valores da densidade de fluxo durante o período de drenagem para as profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120, 135 e 150 cm. As tabelas 3 a 12, mostram os valores da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para as profundidades estudadas, foram obtidas com o auxílio da tabela 2. que mostra a densidade de fluxo, da figura 11, que representa a variação do potencial total com o tempo e da figura 12, que representa a mesma variação deste potencial com a profundidade e com o tempo. A coluna 2 destas tabelas apresentam o conteúdo

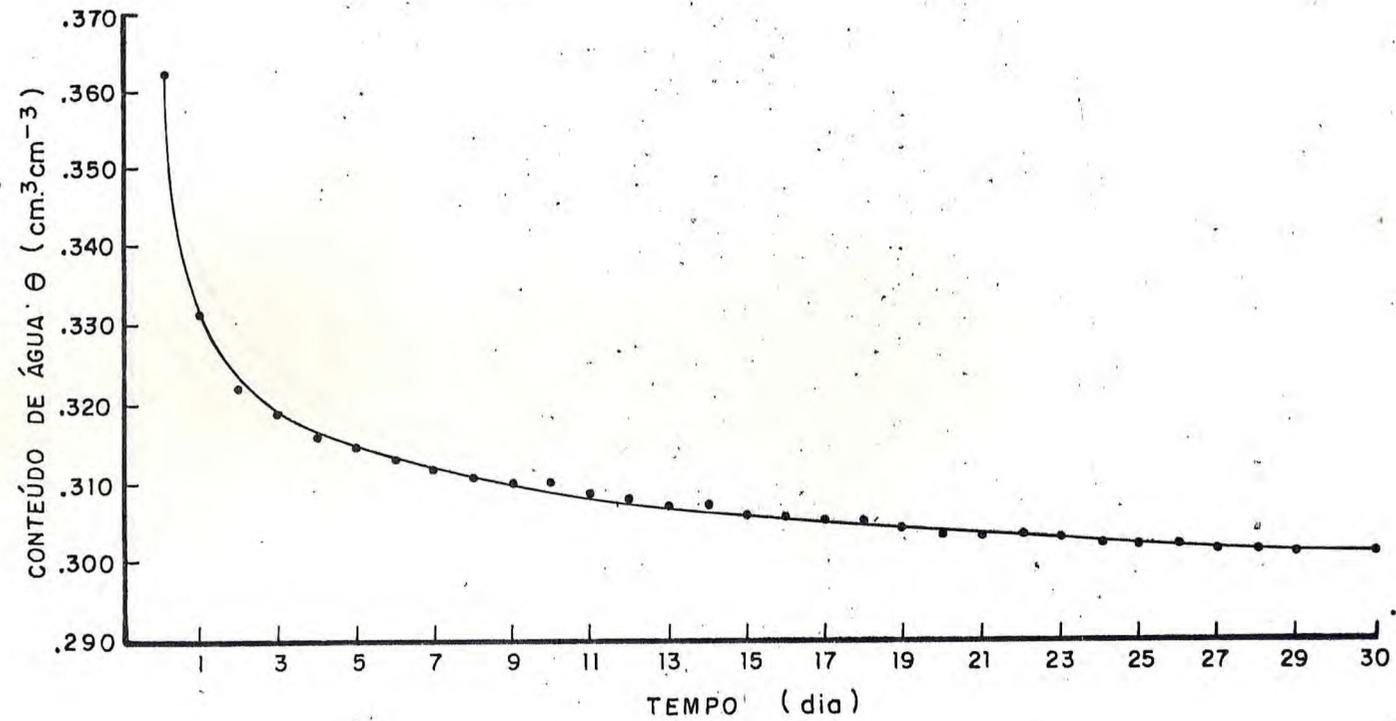


Figura 1 - Variação do conteúdo de água da camada 0 - 15 cm do solo durante o período de redistribuição.

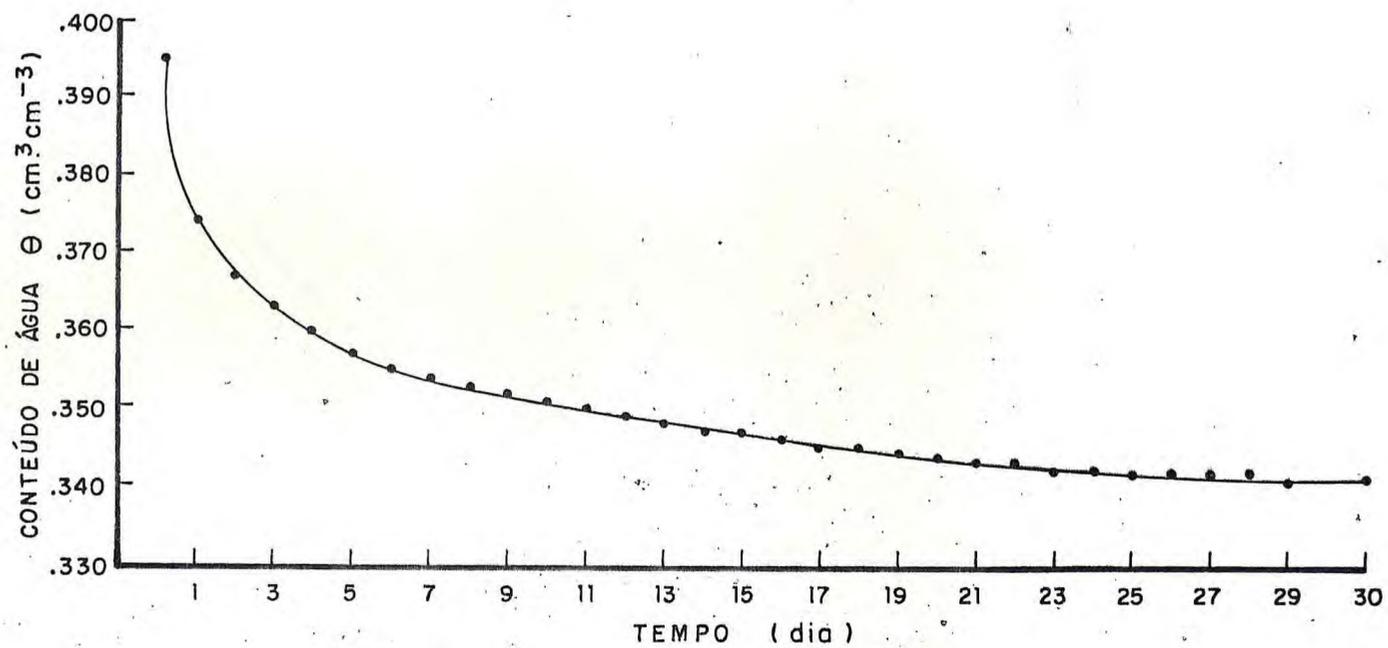


Figura 2 - Variação do conteúdo de água da camada 15 - 30 cm do solo durante o período de redistribuição.

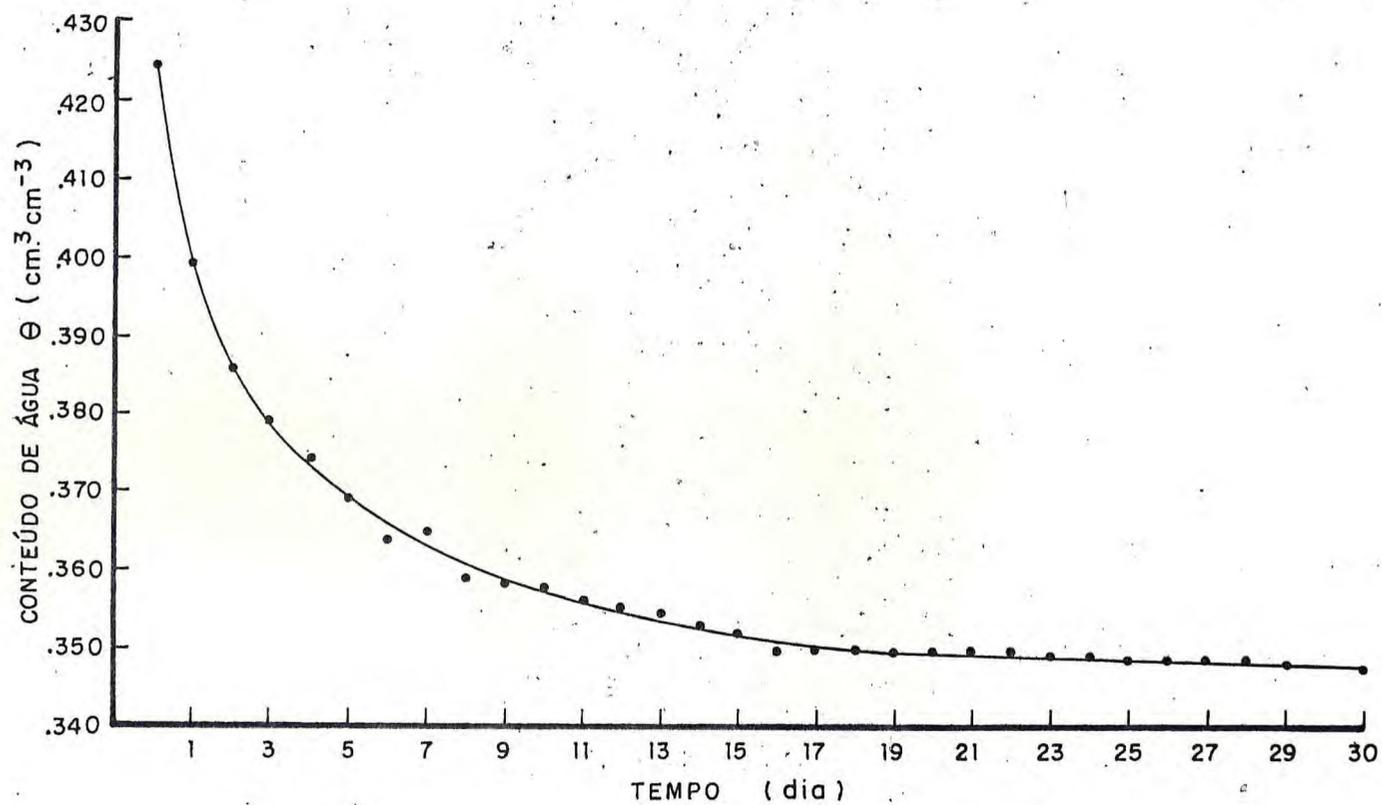


Figura 3 - Variação do conteúdo de água da camada 30 - 45 cm do solo durante o período de redistribuição.

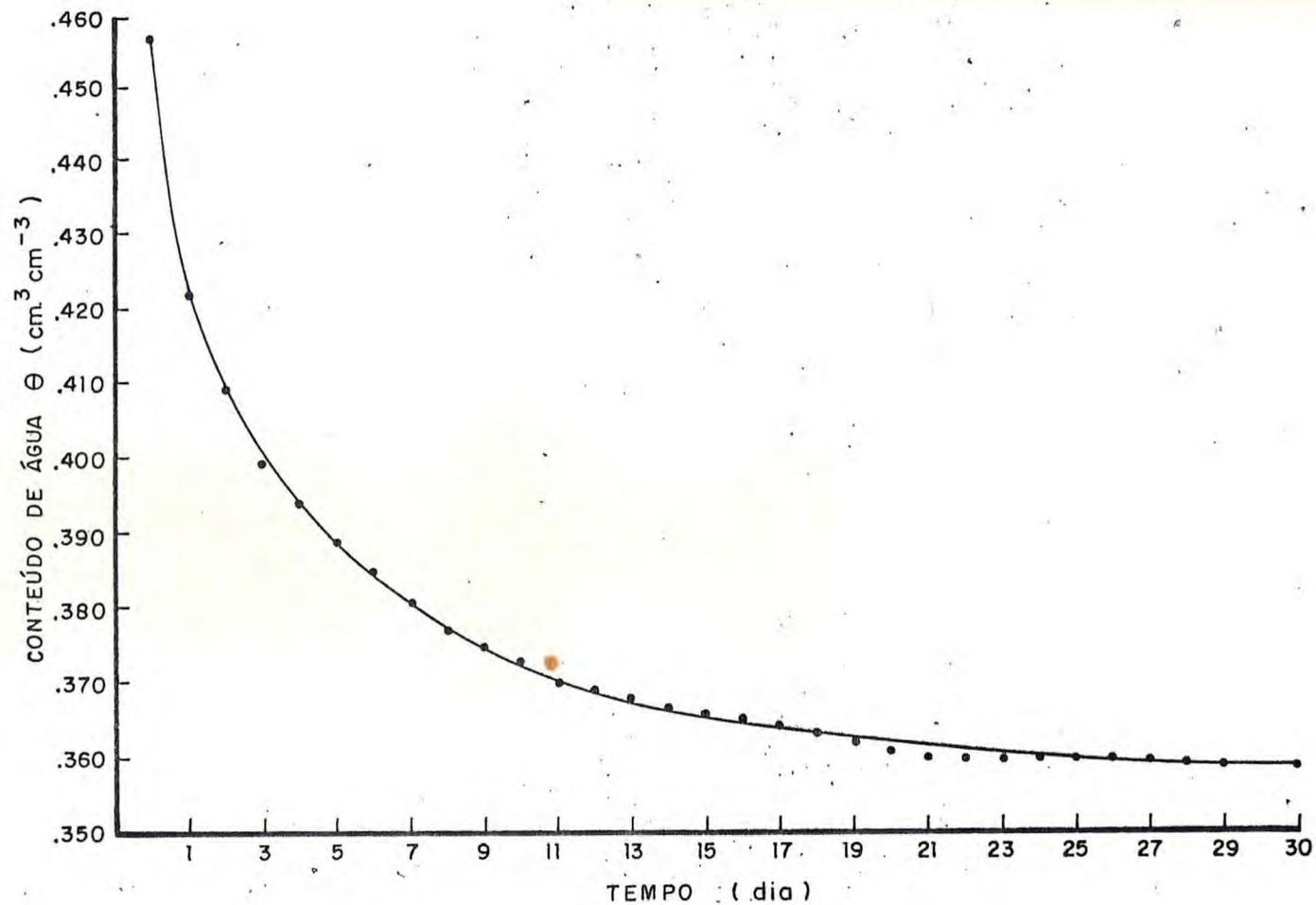


Figura 4 - Variação do conteúdo de água da camada 46 - 60 cm do solo durante o período de redistribuição.

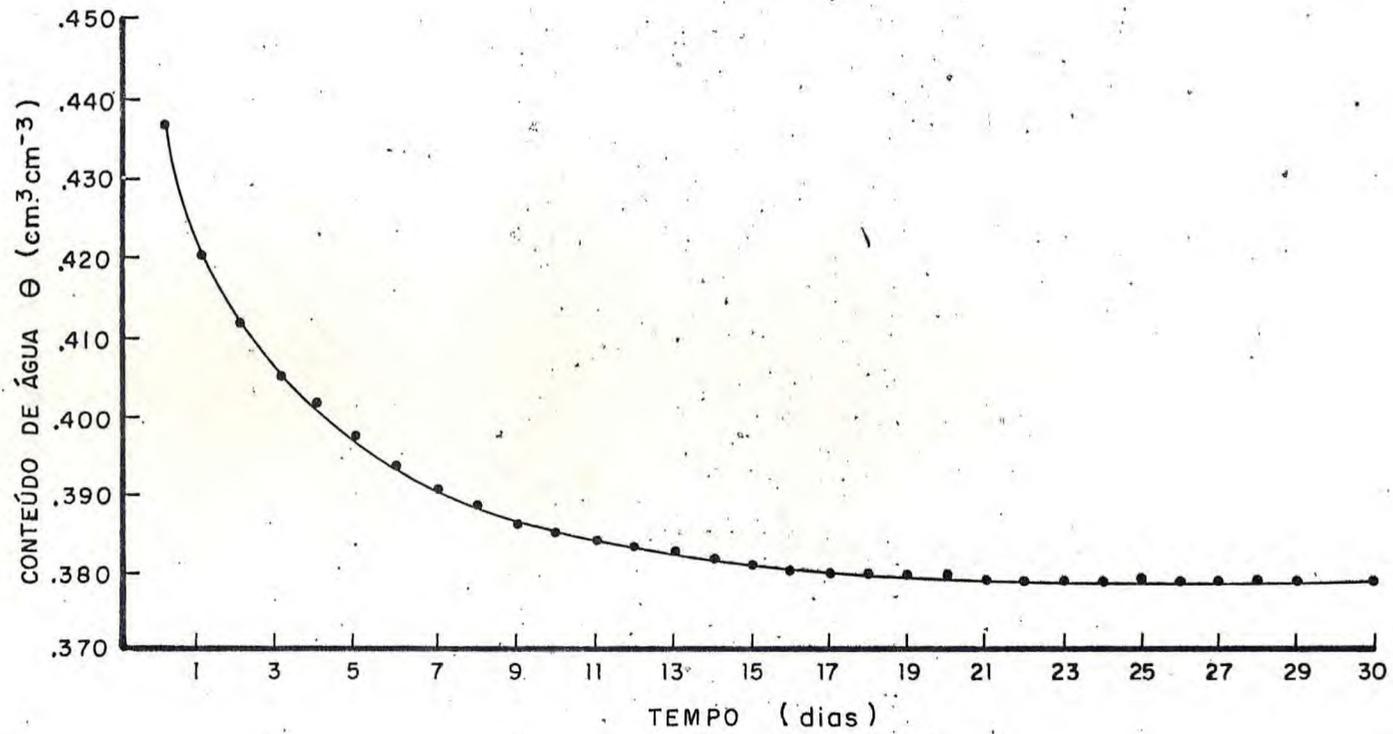


Figura 5 - Variação do conteúdo de água da camada 60 - 75 cm do solo durante o período de redistribuição.

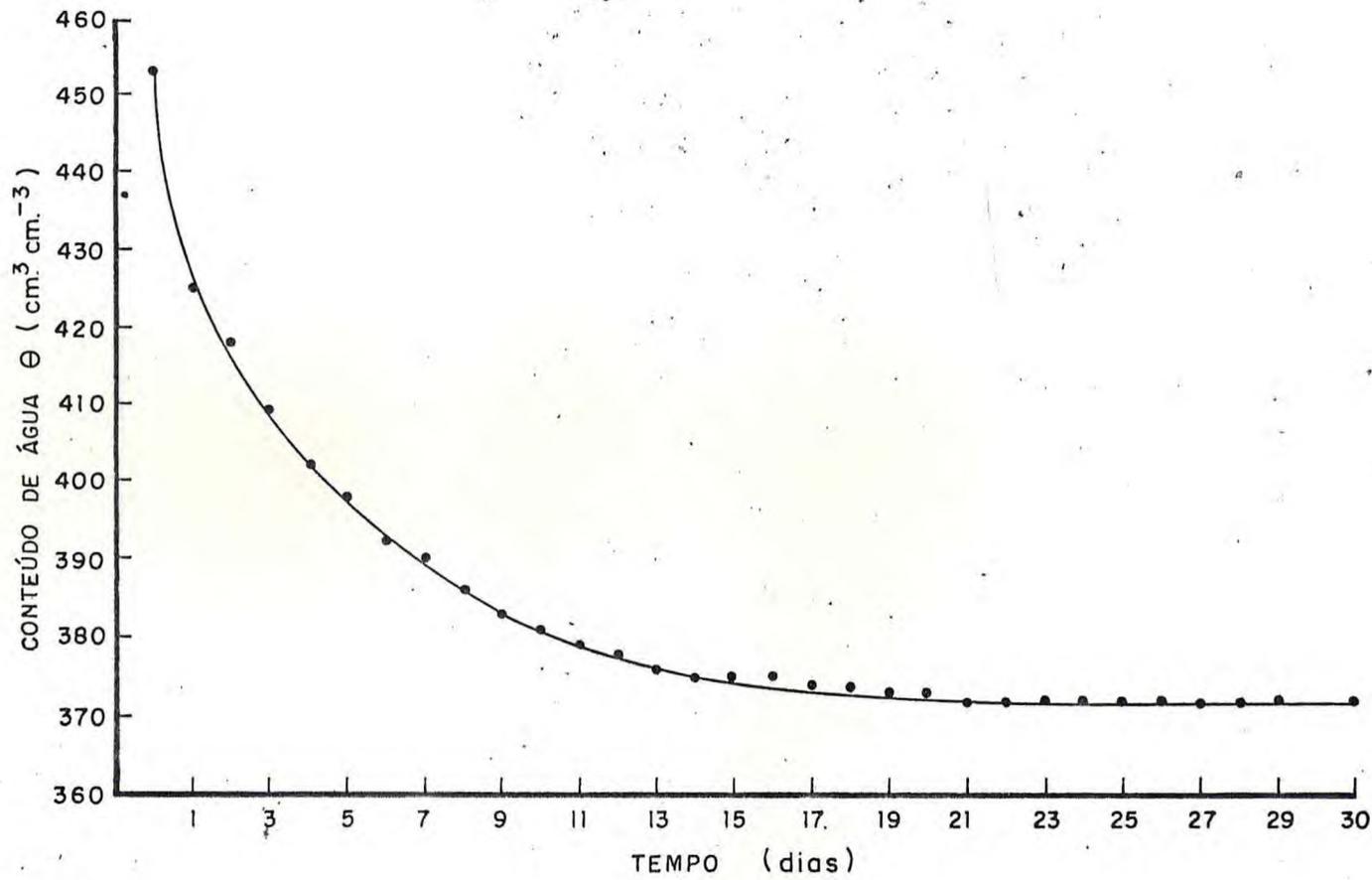


Figura 6 - Variação do conteúdo de água da camada 75 - 90 cm do solo durante o período de redistribuição.

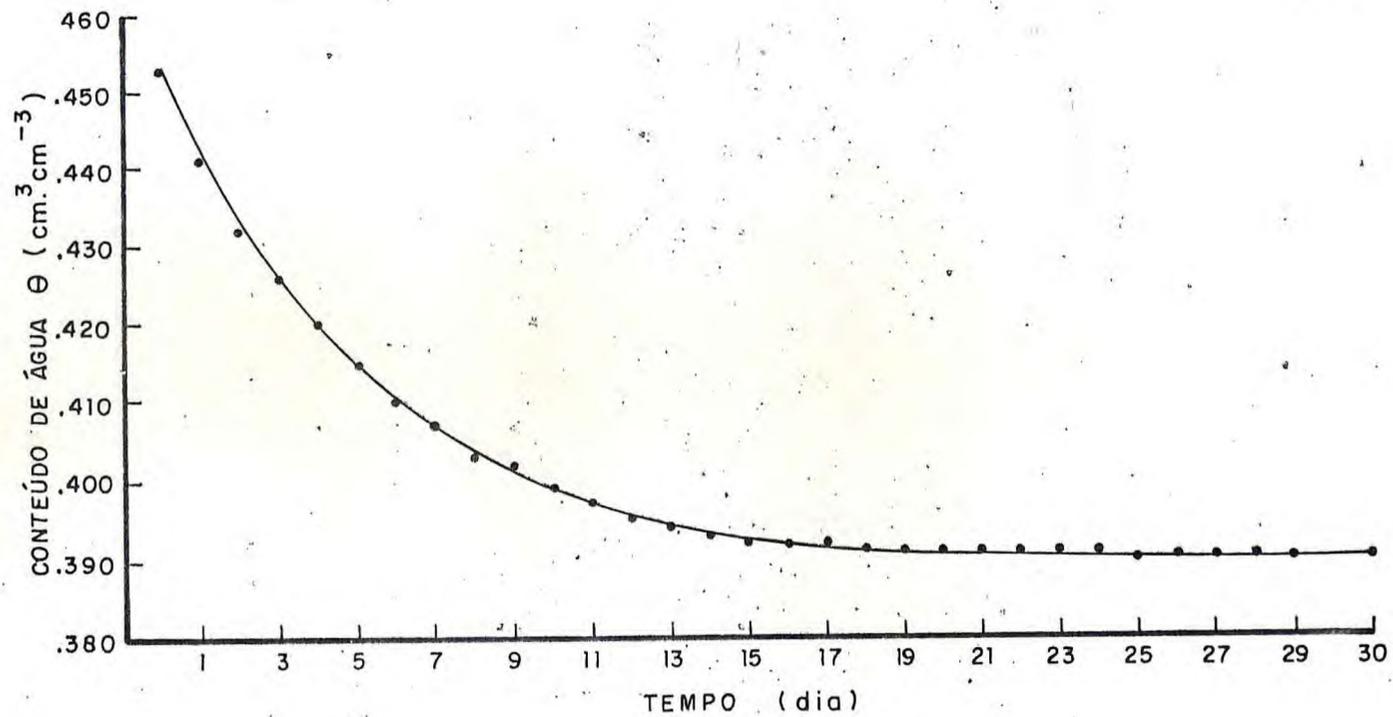


Figura 7 - Variação do conteúdo de água da camada 90 - 105 cm do solo durante o período de redistribuição.

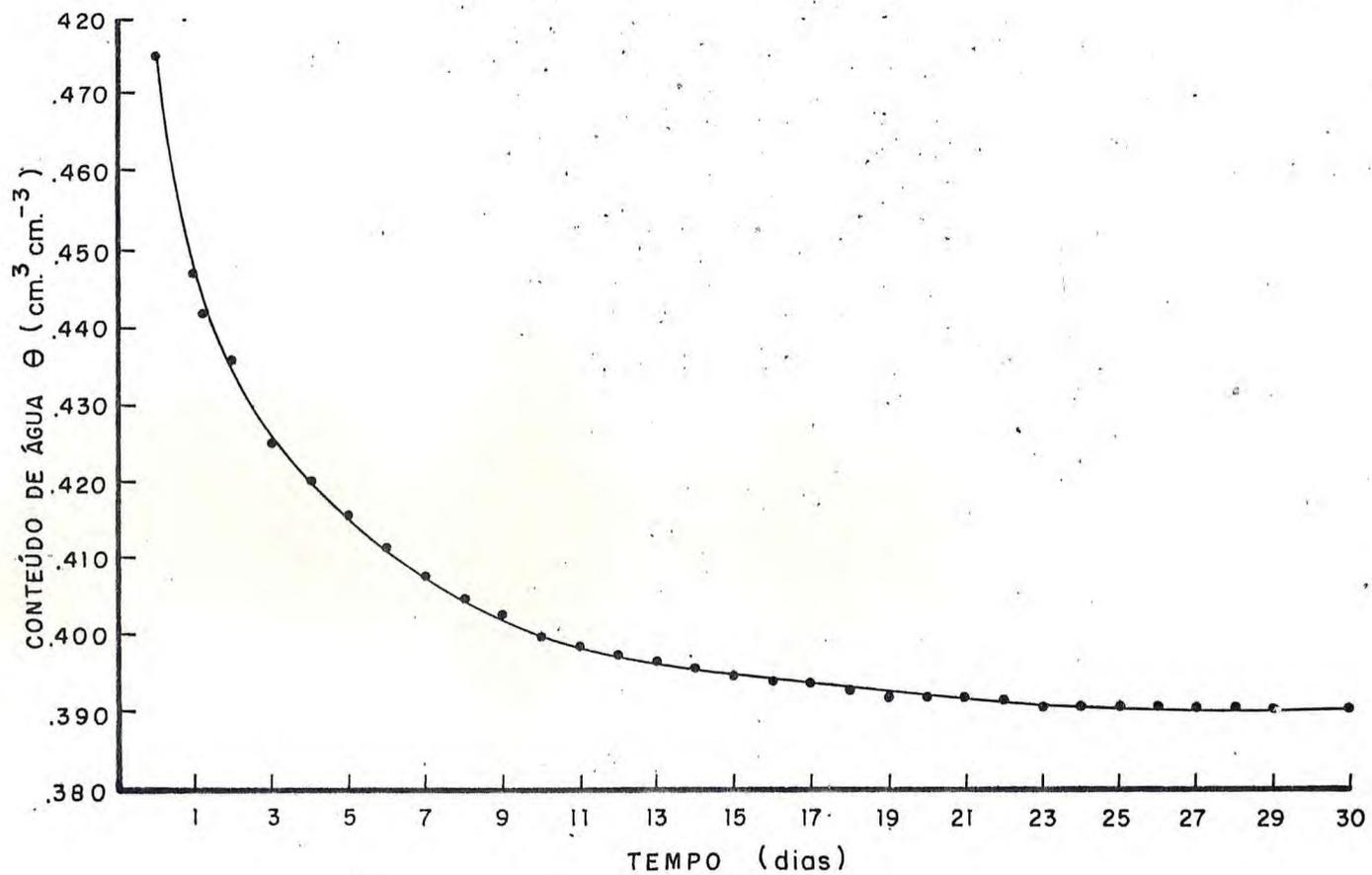


Figura 8 - Variação do conteúdo de água da camada 105 - 120 cm do solo durante o período de redistribuição.

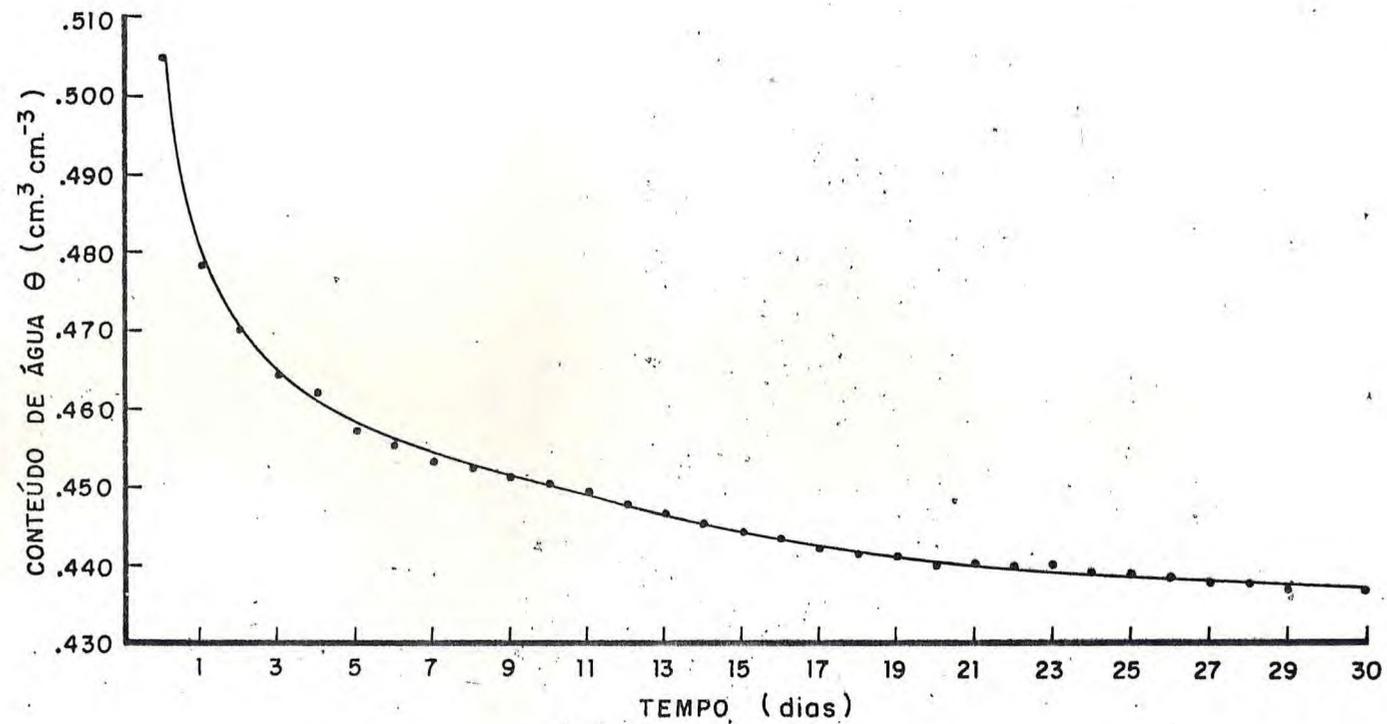


Figura 9 - Variação do conteúdo de água da camada 120 - 135 cm do solo durante o período de redistribuição.

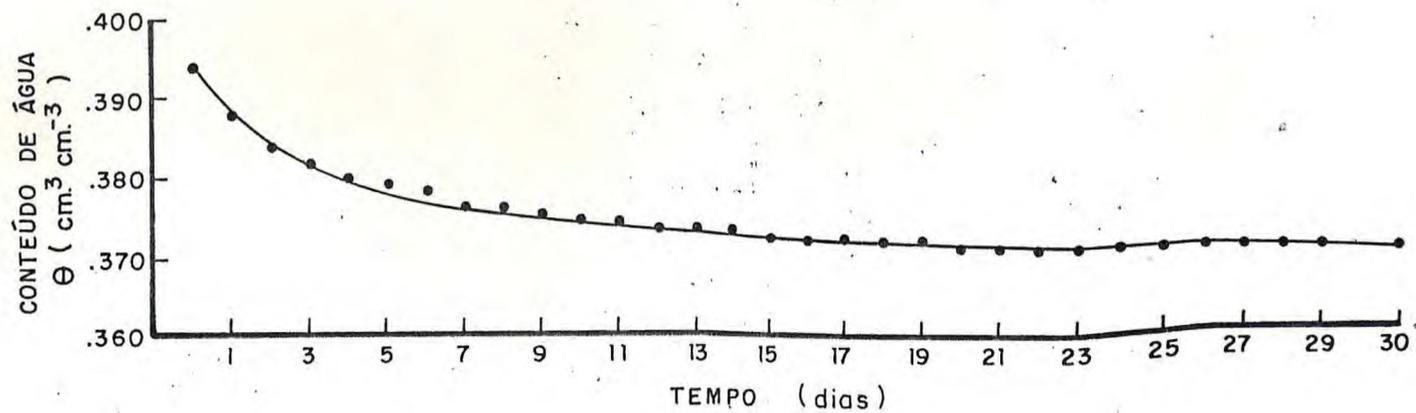


Figura 10 - Variação do conteúdo de água da camada 135 - 150 cm do solo durante o período de redistribuição.

TABELA 2 - Valores da densidade de fluxo (q) da água do solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t). Método de (HILLEL et alii, 1972).

t (dia)	z (cm)	$-\Delta\theta/\Delta t$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-dz \cdot (\Delta\theta/\Delta t)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-\Sigma dz (\Delta\theta/\Delta t) = -q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
1	0 - 15	0,0130	0,1950	0,1950
	15 - 30	0,0092	0,1380	0,3330
	30 - 45	0,0205	0,3075	0,6405
	45 - 60	0,0156	0,2340	0,8745
	60 - 75	0,0119	0,1785	1,0530
	75 - 90	0,0150	0,2250	1,2780
	90 - 105	0,0094	0,1410	1,4190
	105 - 120	0,0149	0,2235	1,6425
	120 - 135	0,0109	0,1635	1,8060
135 - 150	0,0048	0,0720	1,8780	
2	0 - 15	0,0065	0,0975	0,0975
	15 - 30	0,0053	0,0795	0,1770
	30 - 45	0,0085	0,1275	0,3045
	45 - 60	0,0103	0,1545	0,4590
	60 - 75	0,0067	0,1005	0,5595
	75 - 90	0,0108	0,1620	0,7215
	90 - 105	0,0080	0,1200	0,8415
	105 - 120	0,0097	0,1455	0,9870
	120 - 135	0,0060	0,0900	1,0770
135 - 150	0,0034	0,0510	1,1280	

TABELA 2 - (Continuação)

t (dia)	x (cm)	$-\Delta\theta/\Delta t$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-dz \cdot (\Delta\theta/\Delta t)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-\Sigma dz(\Delta\theta/\Delta t) = -q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
3	0 - 15	0,0031	0,0465	0,0465
	15 - 30	0,0030	0,0450	0,0915
	30 - 45	0,0059	0,0885	0,1800
	45 - 60	0,0077	0,1155	0,2955
	60 - 75	0,0049	0,0735	0,3690
	75 - 90	0,0082	0,1230	0,4920
	90 - 105	0,0067	0,1005	0,5925
	105 - 120	0,0073	0,1095	0,7020
	120 - 135	0,0041	0,0615	0,7635
135 - 150	0,0019	0,0285	0,7920	
4	0 - 15	0,0017	0,0255	0,0255
	15 - 30	0,0020	0,0300	0,0555
	30 - 45	0,0033	0,0495	0,1050
	45 - 60	0,0051	0,0765	0,1815
	60 - 75	0,0035	0,0525	0,2340
	75 - 90	0,0046	0,0690	0,3030
	90 - 105	0,0046	0,0675	0,3705
	105 - 120	0,0041	0,0615	0,4320
	120 - 135	0,0026	0,0390	0,4710
135 - 150	0,0012	0,0180	0,4890	

TABELA 2 - (Continuação)

t (dia)	z (cm)	$-\Delta\theta/\Delta t$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-dz \cdot (\Delta\theta/\Delta t)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-\Sigma dz(\Delta\theta/\Delta t) = -q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
7	0 - 15	0,0007	0,0105	0,0105
	15 - 30	0,0013	0,0195	0,0300
	30 - 45	0,0023	0,0345	0,0645
	45 - 60	0,0031	0,0465	0,1110
	60 - 75	0,0030	0,0450	0,1560
	75 - 90	0,0036	0,0540	0,2100
	90 - 105	0,0026	0,0390	0,2490
	105 - 120	0,0028	0,0420	0,2910
	120 - 135	0,0014	0,0210	0,3120
135 - 150	0,0010	0,0150	0,3270	
10	0 - 15	0,0005	0,0075	0,0075
	15 - 30	0,0009	0,0135	0,0210
	30 - 45	0,0013	0,0195	0,0405
	45 - 60	0,0018	0,0270	0,0675
	60 - 75	0,0015	0,0225	0,0900
	75 - 90	0,0019	0,0285	0,1185
	90 - 105	0,0020	0,0300	0,1485
	105 - 120	0,0019	0,0285	0,1770
	120 - 135	0,0008	0,0120	0,1890
135 - 150	0,0005	0,0075	0,1965	

TABELA 2 - (Continuação)

t (dia)	z (cm)	$-\Delta\theta/\Delta t$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-dz \cdot (\Delta\theta/\Delta t)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-\Sigma dz(\Delta\theta/\Delta t) = -q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
15	0 - 15	0,0003	0,0045	0,0045
	15 - 30	0,0006	0,0090	0,0135
	30 - 45	0,0007	0,0105	0,0240
	45 - 60	0,0009	0,0135	0,0375
	60 - 75	0,0005	0,0075	0,0450
	75 - 90	0,0005	0,0075	0,0525
	90 - 105	0,0001	0,0015	0,0540
	105 - 120	0,0008	0,0120	0,0660
	120 - 135	0,0008	0,0120	0,0780
135 - 150	0,0001	0,0015	0,0795	
20	0 - 15	0,0003	0,0045	0,0045
	15 - 30	0,0003	0,0045	0,0090
	30 - 45	0,0002	0,0030	0,0120
	45 - 60	0,0002	0,0030	0,0150
	60 - 75	0,0001	0,0015	0,0165
	75 - 90	0,0001	0,0015	0,0180
	90 - 105	0,0001	0,0015	0,0195
	105 - 120	0,0001	0,0015	0,0210
	120 - 135	0,0004	0,0060	0,0270
135 - 150	0,0001	0,0015	0,0285	

TABELA 2 - (Continuação)

t (dia)	z (cm)	$-\Delta\theta/\Delta t$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-dz \cdot (\Delta\theta/\Delta t)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-\sum dz (\Delta\theta/\Delta t) = -q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
25	0 - 15	0,0003	0,0045	0,0045
	15 - 30	0,0003	0,0045	0,0090
	30 - 45	0,0002	0,0030	0,0120
	45 - 60	0,0002	0,0030	0,0150
	60 - 75	0,0001	0,0015	0,0165
	75 - 90	0,0001	0,0015	0,0180
	90 - 105	0,0001	0,0015	0,0195
	105 - 120	0,0001	0,0015	0,0210
	120 - 135	0,0004	0,0060	0,0270
135 - 150	0,0001	0,0015	0,0285	
30	0 - 15	0,0003	0,0045	0,0045
	15 - 30	0,0003	0,0045	0,0090
	30 - 45	0,0002	0,0030	0,0120
	45 - 60	0,0002	0,0030	0,0150
	60 - 75	0,0001	0,0015	0,0165
	75 - 90	0,0001	0,0015	0,0180
	90 - 105	0,0001	0,0015	0,0195
	105 - 120	0,0001	0,0015	0,0210
	120 - 135	0,0004	0,0060	0,0270
135 - 150	0,0004	0,0060	0,0270	

TABELA 3 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 15 cm.
(Método de HILLEL *et alii*, 1972).

t (dia)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ ($\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$)	$-dz \cdot \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t}\right)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	K (θ) ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
1	0,331	1,5500	0,1950	0,1258
2	0,322	1,4733	0,0975	0,0661
3	0,319	1,0430	0,465	0,0445
5	0,315	0,8066	0,0255	0,0316
7	0,312	0,7233	0,0105	0,0145
10	0,310	0,8333	0,0075	0,0090
15	0,306	0,7200	0,0045	0,0062
20	0,303	0,7600	0,0045	0,0059
25	0,302	0,7633	0,0045	0,0058
30	0,301	0,8666	0,0045	0,0051

TABELA 4 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 30 cm.
(Método de HILLEL *et alii*, 1972)..

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\sum dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm . dia ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	0,374	0,9800	0,3330	0,3397
2	0,367	0,6000	0,1770	0,2950
3	0,363	0,4300	0,0915	0,2127
5	0,357	0,4566	0,0555	0,1215
7	0,354	0,5333	0,0300	0,0562
10	0,351	0,5766	0,0210	0,0364
15	0,347	0,6266	0,0135	0,0215
20	0,344	0,6366	0,0090	0,0141
25	0,342	0,6766	0,0090	0,0133
30	0,342	0,7366	0,0090	0,0122

TABELA 5 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 45 cm.
(Método de HILLEL *et alii*, 1972).

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm . dia ⁻¹)	H (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	0,399	0,6333	0,6405	1,0113
2	0,386	0,3200	0,3045	0,9515
3	0,379	0,3000	0,1800	0,6000
5	0,370	0,3066	0,1050	0,3424
7	0,365	0,3466	0,0645	0,1860
10	0,358	0,3633	0,0405	0,1114
15	0,352	0,6600	0,0240	0,0363
20	0,350	0,6233	0,0120	0,0192
25	0,349	0,6666	0,0120	0,0180
30	0,348	0,6666	0,0120	0,0180

TABELA 6 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 60 cm.
(Método de HILLEL *et alii*, 1972).

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\sum dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm . dia ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	0,422	0,5066	0,8745	1,7262
2	0,409	0,4500	0,4590	1,0200
3	0,399	0,4666	0,2955	0,6333
5	0,389	0,3266	0,1815	0,5557
7	0,381	0,2433	0,1110	0,4562
10	0,373	0,2933	0,0675	0,2301
15	0,366	0,4500	0,0375	0,0833
20	0,361	0,4733	0,0150	0,0316
25	0,360	0,4800	0,0150	0,0312
30	0,359	0,5166	0,0150	0,0290

TABELA 7 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 75 cm.
(Método de HILLEL et alii, 1972)

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm . dia ⁻¹)	K (θ) (cm. dia ⁻¹)
1	0,420	0,6100	1,0530	1,7262
2	0,412	0,5466	0,5595	1,0236
3	0,405	0,3933	0,3690	0,9382
5	0,398	0,4366	0,2340	0,5359
7	0,391	0,4466	0,1560	0,3493
10	0,385	0,3366	0,0900	0,2673
15	0,381	0,3700	0,0450	0,1216
20	0,380	0,4866	0,0165	0,0339
25	0,379	0,4866	0,0165	0,0339
30	0,379	0,4933	0,0165	0,0334

TABELA 8 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 90 cm.
(Método de HILLEL *et alii*, 1972)

t (dia)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ ($\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	K (θ) ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)
1	0,430	0,7133	1,2780	1,7916
2	0,418	0,6533	0,7215	1,1043
3	0,409	0,6266	0,4920	0,7851
5	0,398	0,4766	0,3030	0,6357
7	0,390	0,4633	0,2100	0,4532
10	0,381	0,4500	0,1185	0,2633
15	0,375	0,3400	0,0525	0,1544
20	0,373	0,5733	0,0180	0,0313
25	0,372	0,6333	0,0180	0,0284
30	0,372	0,6800	0,0180	0,0264

TABELA 9 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 105 cm.
(Método de HILLEL et alii, 1972).

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm. cm ⁻¹)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm. dia ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	0,441	1,1750	1,4190	1,2076
2	0,432	1,0266	0,8415	0,8196
3	0,426	1,0266	0,5925	0,5771
5	0,415	1,1200	0,3705	0,3308
7	0,407	1,2633	0,2490	0,1971
10	0,399	1,2333	0,1485	0,1204
15	0,392	1,300	0,0540	0,0415
20	0,391	1,3066	0,0195	0,0149
25	0,390	1,3866	0,0195	0,0140
30	0,390	1,5800	0,0195	0,0123

TABELA 10 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 120 cm. (Método de HILLEL *et alii*, 1972).

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm . dia ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	0,447	0,6800	1,6425	2,4154
2	0,436	0,9266	0,9870	1,0651
3	0,425	0,9666	0,7020	0,7262
5	0,416	0,9733	0,4320	0,4438
7	0,408	0,9266	0,2910	0,3140
10	0,400	1,0233	0,1770	0,1729
15	0,395	1,0666	0,0660	0,0618
20	0,392	1,1233	0,0210	0,0186
25	0,391	1,2400	0,0210	0,0169
30	0,391	1,3566	0,0210	0,0154

TABELA 11 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo, na profundidade de 135 cm.
(Método de HILLEL et alii, 1972).

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm . dia ⁻¹)	K $\cdot(\theta)$ (cm. dia ⁻¹)
1	0,478	0,8600	1,8060	2,1000
2	0,470	0,8533	1,0770	1,2621
3	0,464	0,8533	0,7635	0,8947
5	0,457	0,8066	0,4710	0,5839
7	0,453	0,7800	0,3120	0,4000
10	0,450	0,7533	0,1890	0,2508
15	0,444	0,8133	0,0780	0,0959
20	0,440	0,8833	0,0270	0,0305
25	0,439	0,8933	0,0270	0,0302
30	0,437	0,0600	0,0270	0,0254

TABELA 12 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, na profundidade de 150 cm. (Método de HILLELE et alii, 1972).

t (dia)	θ (cm ³ . cm ⁻³)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	$-\Sigma dz \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)$ (cm. dia ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	0,388	1,1833	1,8780	1,5870
2	0,384	0,7533	1,1280	1,4974
3	0,382	0,6666	0,7920	1,1881
5	0,379	0,5333	0,4890	0,9169
7	0,376	0,6033	0,3270	0,5420
10	0,374	0,5600	0,1965	0,3508
15	0,372	0,6666	0,0795	0,1192
20	0,371	0,7347	0,0285	0,0387
25	0,371	0,8666	0,0285	0,0328
30	0,371	0,8700	0,0285	0,0327

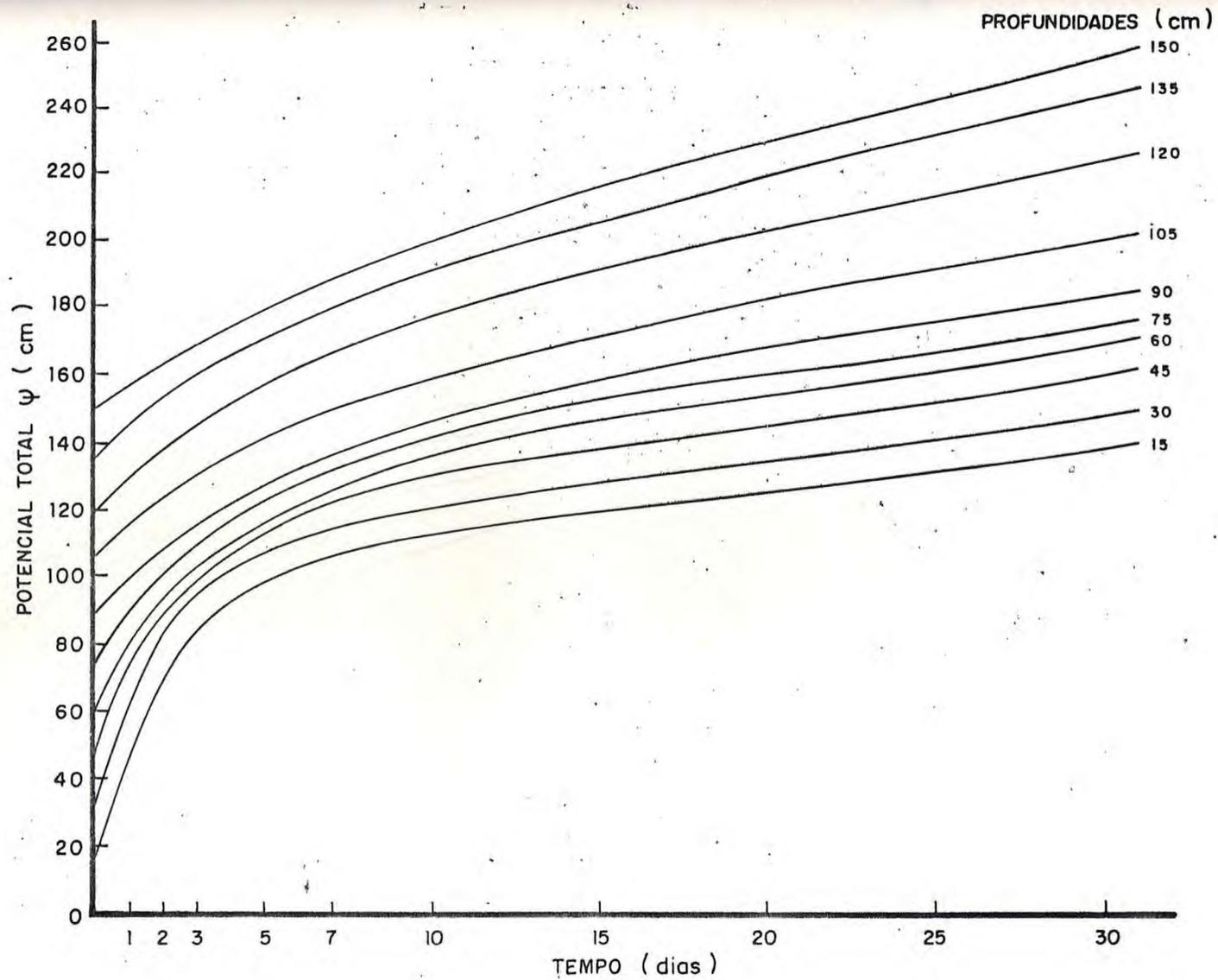


Figura 11 - Variação do potencial total da água do solo em relação ao tempo, para as diversas profundidades.

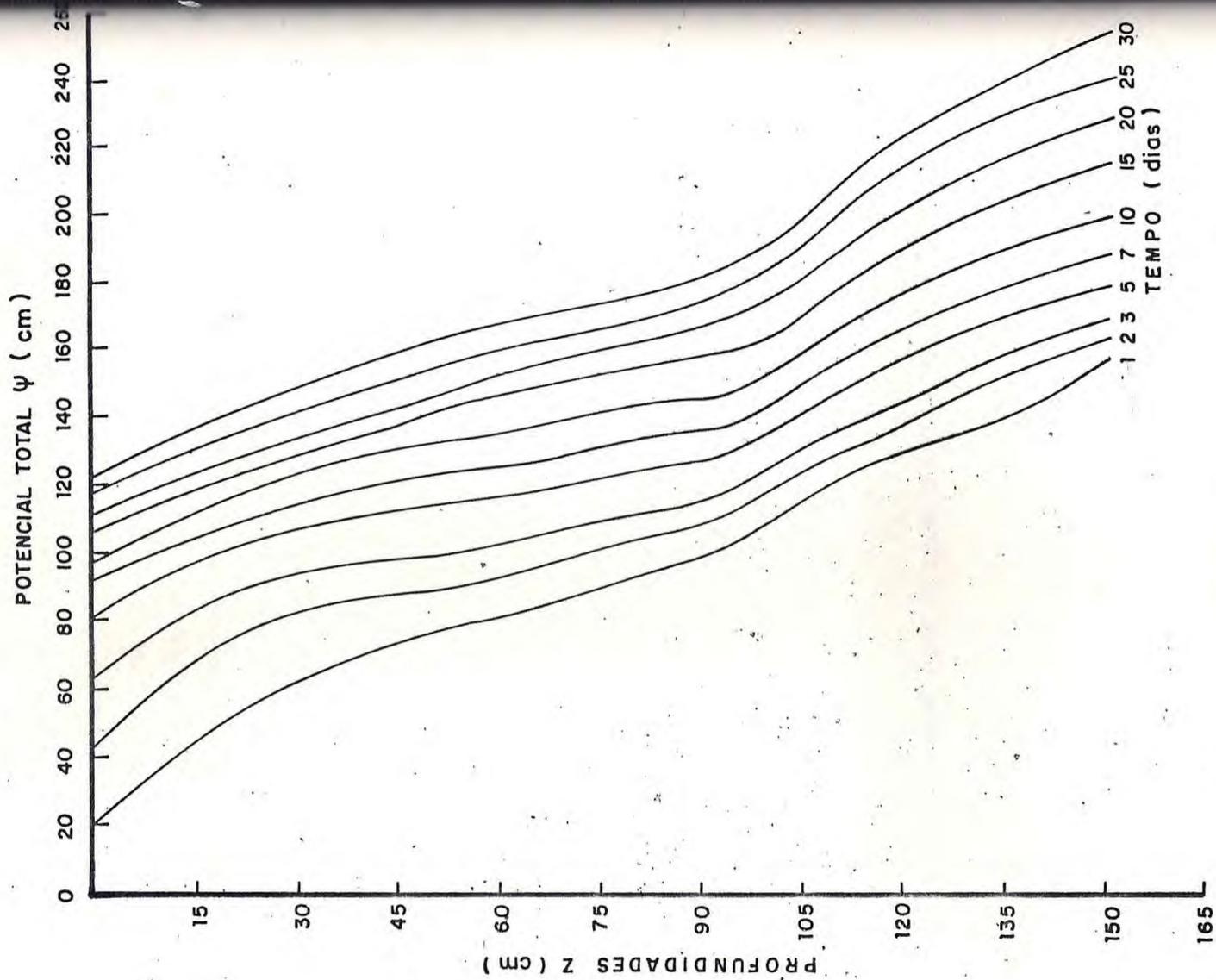


Figura 12 - Variação do potencial total da água do solo a profundidade para os diversos tempos considerados.

de água que foi obtido através das determinações dos perfis de umidade versus tempo. A coluna 3 mostra a variação dos valores do gradiente de potencial total da água do solo. A coluna 4 apresenta os valores correspondentes a densidade de fluxo da água do solo às diversas profundidades e diversos tempos. A coluna 5 é a condutividade hidráulica não saturada, que é obtida dividindo-se os valores da coluna 4 pelos valores da coluna 3, de acordo com a fórmula de DARCY (1856).

Os valores da condutividade hidráulica não saturada na camada de 15 cm de profundidade, variaram numa ordem de grandeza de 10^{-1} a 10^{-3} cm.dia⁻¹ para uma variação no conteúdo de água de 0,33 a 0,30 cm³.cm⁻³. Nas demais camadas, em média, observou-se uma variação na ordem de grandeza de 10^0 a 10^{-2} cm.dia⁻¹ em função da variação de umidade das referidas camadas.

4.2.2 - Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978)

Este método determina a condutividade hidráulica não saturada através de um processo analítico utilizado na obtenção da densidade de fluxo. Este procedimento caracteriza o método e o torna mais prático pois evita as confecções de curvas e marcações de tangentes como no método anterior o que geralmente induzem a erros, principalmente em valores extremos de conteúdo de água ou armazenamento.

As tabelas de nº 13 a 22 apresentam os valores da condutividade hidráulica não saturada proveniente de processamento analítico no que se refere a densidade de fluxo. A coluna 2 destas tabelas apresentam os valores médios do armazenamento (W) da água do solo nas diversas profundidades para diversos tempos. Estes valores são obtidos em função dos valores de conteúdo de água do solo (θ), determinados e apresentados no método anterior. A coluna 3 apresenta os valores de densidade de fluxo nas diversas profundidades para diversos tempos, calculados como já foi descrito, pela expressão analítica $q = -b/t$. O valor de b encontrado na expressão analítica é determinado por intermédio da equação da reta: $W = a - b \ln t$, onde b representa o seu coeficiente angular. Esta equação é determinada após os valores referentes ao logaritmo do tempo e aos de armazenamento de água do solo serem submetidos a uma análise de regressão linear. A coluna 4 mostra

TABELA 13 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 15 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = 0,1281$.

Tempo (dia)	W (cm)	-q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	4,9650	0,1281	1,5500	0,0826
2	4,8300	0,0641	1,4733	0,0435
3	4,7850	0,0427	1,0430	0,0409
5	4,7250	0,0256	0,8066	0,0317
7	4,6800	0,0183	0,7233	0,0253
10	4,6500	0,0128	0,8333	0,0154
15	4,5900	0,0085	0,7200	0,0118
20	4,5450	0,0064	0,7600	0,0084
25	4,5300	0,0051	0,7633	0,0067
30	4,5150	0,0043	0,8666	0,0050

TABELA 14 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 30 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -0.2648$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	10,2525	0,2648	0,9800	0,2702
2	9,9975	0,1324	0,6000	0,2206
3	9,9000	0,0882	0,4300	0,2051
5	9,7650	0,0529	0,4566	0,1158
7	9,6750	0,0378	0,5333	0,0708
10	9,6075	0,0264	0,5766	0,0457
15	9,4875	0,0176	0,6266	0,0280
20	9,3975	0,0132	0,6366	0,0207
25	9,3600	0,0105	0,6766	0,0155
30	9,3375	0,0088	0,7366	0,0119

TABELA 15 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 45 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -0,4545$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	16,0500	0,4545	0,6333	0,7176
2	15,6450	0,2272	0,3200	0,7100
3	15,4650	0,1515	0,3000	0,5050
5	15,2175	0,0909	0,3066	0,2964
7	15,0675	0,0649	0,3466	0,1872
10	14,8500	0,0454	0,3633	0,1249
15	14,7300	0,0303	0,6600	0,0459
20	14,6025	0,0227	0,6233	0,0364
25	14,5425	0,0181	0,6666	0,0271
30	14,5125	0,0151	0,6666	0,0226

TABELA 16 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 60 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -0,7171$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	22,2075	0,7171	0,5066	1,4155
2	21,6075	0,3585	0,4500	0,7966
3	21,3000	0,2390	0,4666	0,5122
5	20,9100	0,1434	0,3266	0,4390
7	20,6625	0,1024	0,2433	0,4208
10	20,2575	0,0717	0,2933	0,2444
15	20,1150	0,0478	0,4500	0,1062
20	19,9350	0,0358	0,4733	0,0756
25	19,8600	0,0286	0,4800	0,0595
30	19,8150	0,0239	0,5166	0,0462

TABELA 17 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 75 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978). $b = -0,9600$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	28,5225	0,9600	0,6100	1,5737
2	27,7650	0,4800	0,5466	0,8781
3	27,3300	0,3200	0,3933	0,8136
5	26,8125	0,1920	0,4366	0,4397
7	26,4525	0,1371	0,4466	0,3069
10	25,9425	0,0960	0,3366	0,2852
15	25,7175	0,0640	0,3700	0,1729
20	25,4925	0,0480	0,4866	0,0986
25	25,4025	0,0384	0,4866	0,0789
30	25,3500	0,0320	0,4933	0,0648

TABELA 18 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 90 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -1,1946$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	34,8975	1,1946	0,7133	1,6747
2	33,9900	0,5973	0,6533	0,9142
3	33,4350	0,3982	0,6266	0,6354
5	32,7825	0,2389	0,4766	0,5012
7	32,3100	0,1706	0,4633	0,3682
10	31,6875	0,1194	0,4500	0,2653
15	31,3875	0,0796	0,3400	0,2341
20	31,1400	0,0597	0,5733	0,1041
25	31,0350	0,0477	0,6333	0,0753
30	30,9825	0,0398	0,6800	0,0585

TABELA 19 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios de armazenamento da água do solo na profundidade de 105 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -1,4564$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	41, 4300	1,4564	1,1750	1,2394
2	40,3650	0,7282	1,0266	0,7093
3	39,6975	0,4854	1,0266	0,4728
5	38,8800	0,2912	1,1200	0,2600
7	38,2875	0,2080	1,2633	0,1646
10	37,5375	0,1456	1,2333	0,1180
15	37,1400	0,0970	1,3000	0,0746
20	36,8700	0,0728	1,3066	0,0557
25	36,7500	0,0582	1,3866	0,0419
30	36,6975	0,0485	1,5800	0,0306

TABELA 20 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 120 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -1,7123$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	48,0900	1,7123	0,6800	2,5180
2	46,8750	0,8561	0,9266	0,9239
3	46,0800	0,5707	0,9666	0,5904
5	45,1125	0,3424	0,9733	0,3517
7	44,4000	0,2446	0,9266	0,2639
10	43,5300	0,1712	1,0233	0,1673
15	43,0425	0,1141	1,0666	0,1069
20	42,7425	0,0856	1,1233	0,0762
25	42,6075	0,0684	1,2400	0,0551
30	42,5550	0,0570	1,3566	0,0420

TABELA 21 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 135 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978) $b = -1,9365$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	55,0275	1,9363	0,8600	2,2515
2	53,6700	0,9681	0,8533	1,1345
3	52,7475	0,6454	0,8533	0,7563
5	51,6600	0,3872	0,8066	0,4800
7	50,8575	0,2766	0,7800	0,3546
10	49,9050	0,1936	0,7533	0,2570
15	49,3175	0,1290	0,8133	0,1586
20	48,9825	0,0968	0,8833	0,1095
25	48,8325	0,0774	0,8933	0,0866
30	48,7650	0,0645	1,0600	0,0608

TABELA 22 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 150 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = -b/t$. Método de HILLEL modificado por SAUNDE IS (1978) $b = - 2,0679$.

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm . dia ⁻¹)	$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z}$ (cm . cm ⁻¹)	K (θ) (cm . dia ⁻¹)
1	61,5195	2,0679	1,1833	1,7475
2	60,0750	1,0339	0,7533	1,3720
3	59,0925	0,6893	0,6666	1,0340
5	57,9300	0,4135	0,5333	0,7753
7	57,0750	0,2954	0,6033	0,4896
10	56,0850	0,2067	0,5600	0,3691
15	55,4375	0,1378	0,6666	0,2067
20	55,0650	0,1033	0,7347	0,1406
25	54,9075	0,0827	0,8666	0,0954
30	54,8250	0,0689	0,8700	0,0791

a variação dos valores do gradiente de potencial total da água ($\partial\Psi/\partial z$) já determinadas pelo método anterior. A coluna 5 apresenta a condutividade hidráulica não saturada que é obtida ao dividir-se os valores da coluna 3 com os valores da coluna 4, conforme a equação de DARCY (1856).

Os valores da condutividade hidráulica durante o período de drenagem interna para a camada de 15 cm apresentaram uma variação em ordem de grandeza de 10^{-2} a 10^{-3} cm.dia⁻¹, enquanto que as camadas de profundidade 30 e 40 cm variaram de 10^{-1} a 10^{-2} cm.dia⁻¹. As demais camadas apresentaram valores de K (θ) numa faixa de 10^0 a 10^{-2} cm.dia⁻¹.

4.2.3 - Comparação dos métodos de HILLEL et alii (1972) com o método modificado por SAUNDERS (1978)

As figuras 13 a 22 apresentam os valores da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Como se pode observar, os valores da condutividade hidráulica não saturada se confundem para valores intermediários dentro da amplitude de conteúdo de água do solo e diferem para valores extremos ou seja, para baixos e altos valores de umidade. No entanto ao examinar os valores da condutividade conclui-se que apresentam a mesma ordem de grandeza.

O método de HILLEL et alii (1972), apresenta valores de condutividade hidráulica não saturada coerentes, pois de acordo com as análises de regressão linear, ocorreram coeficientes de correlação sempre superior a 0,92.

Os valores de condutividade hidráulica não saturada, determinados pelo método de HILLEL modificado por SAUNDERS (1978), apresentaram-se ainda mais coerentes, pois tiveram coeficientes de correlação superior a 0,92, com exceção da camada a 135 cm de profundidade que apresentou um coeficiente de correlação de 0,92.

Observando-se as curvas de K versus θ dos dois métodos estudados, constata-se que para baixos valores de umidade o método de HILLEL et alii (1972) não apresenta linearidade, a qual

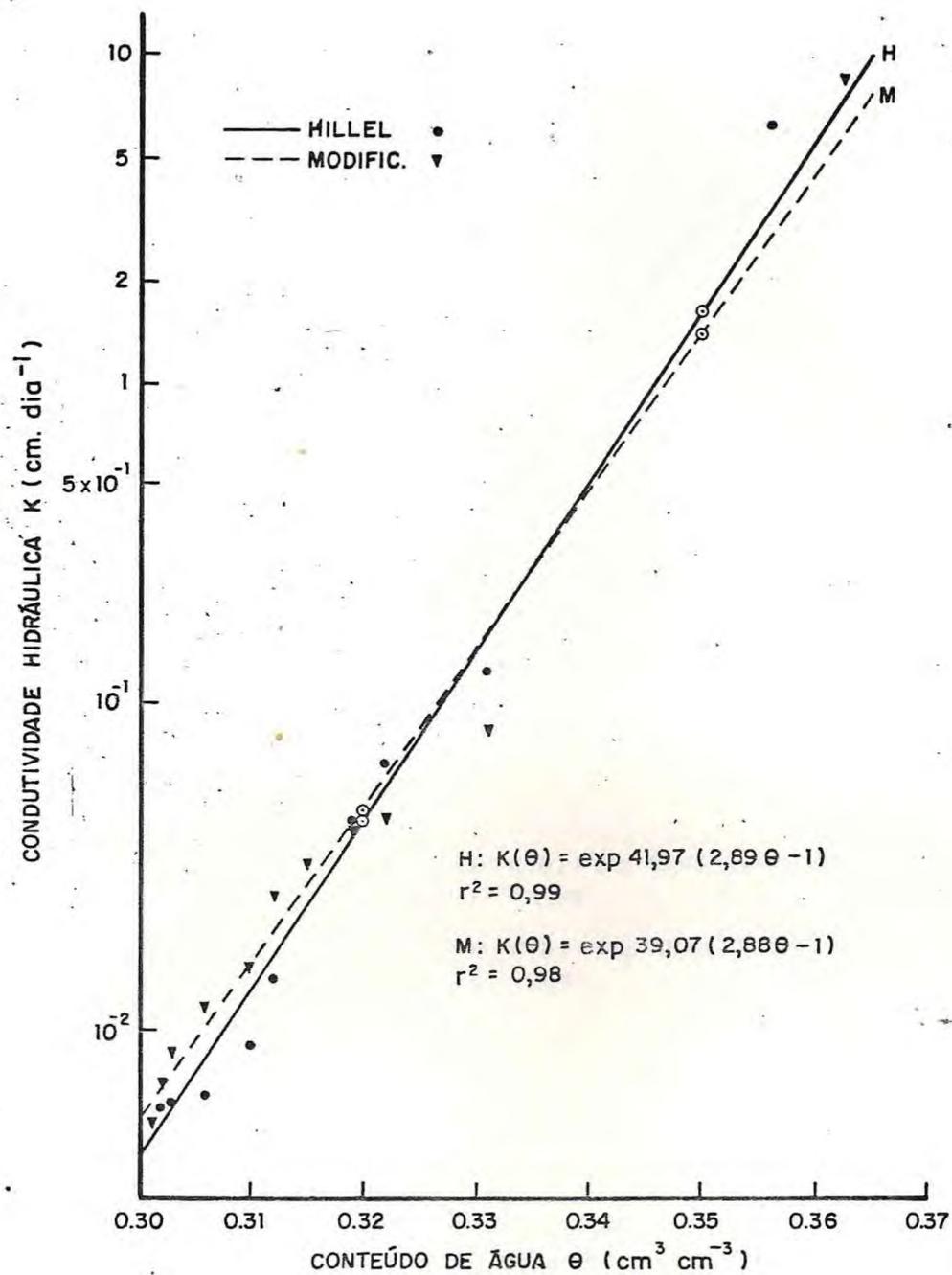


Figura 13 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 15 cm.

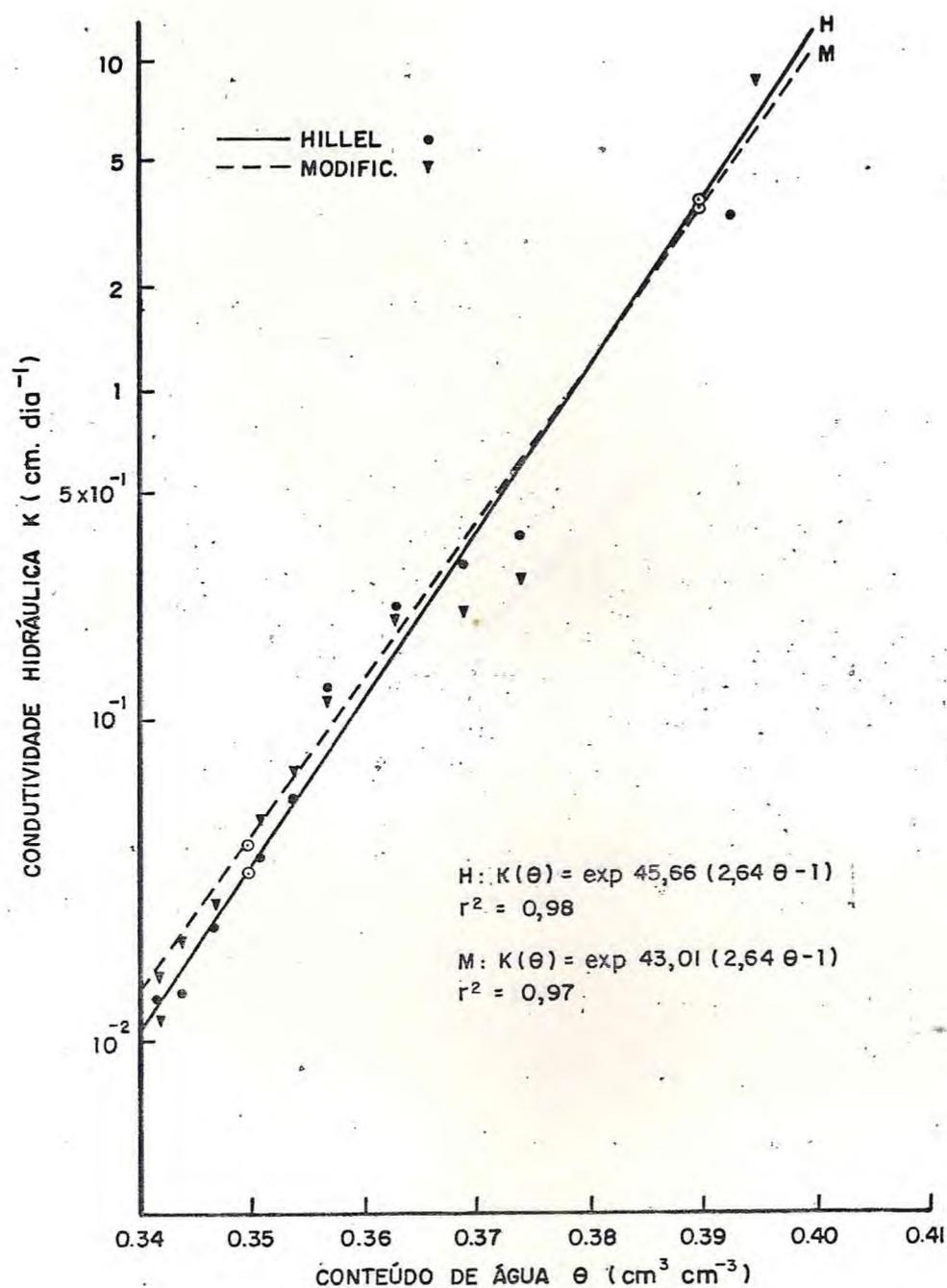


Figura 14 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 30 cm.

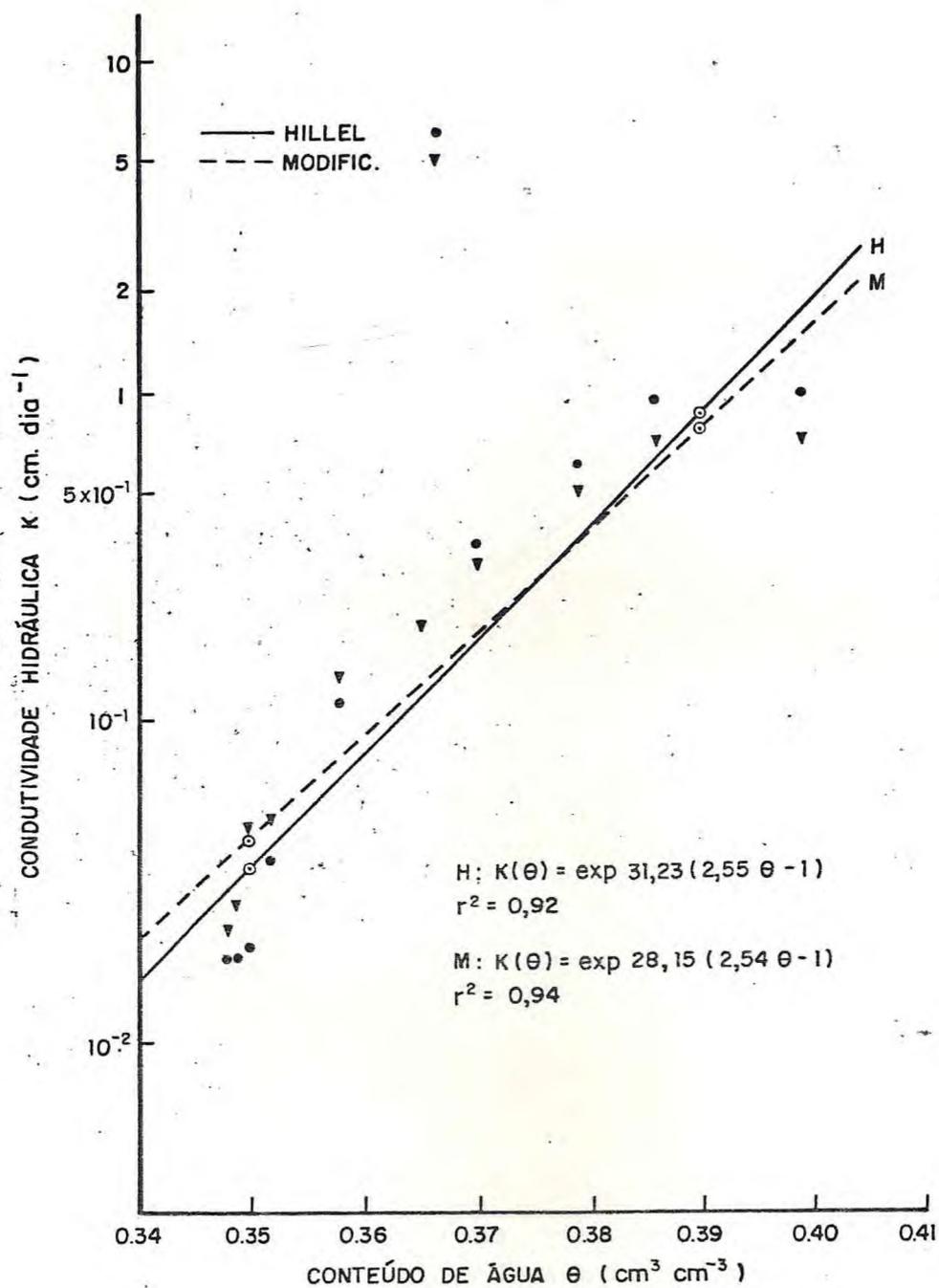


Figura 15 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 45 cm.

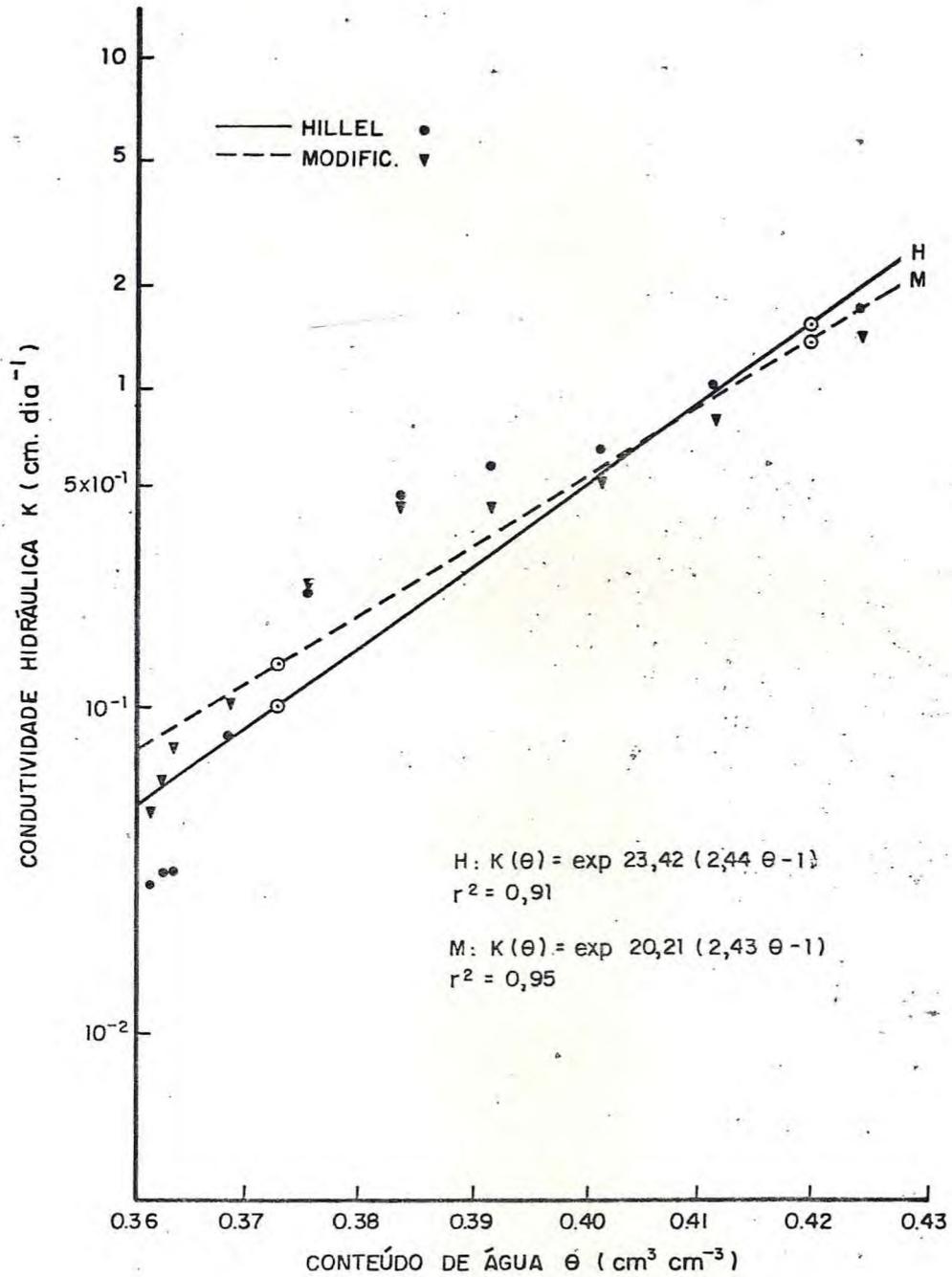


Figura 16 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 60 cm.

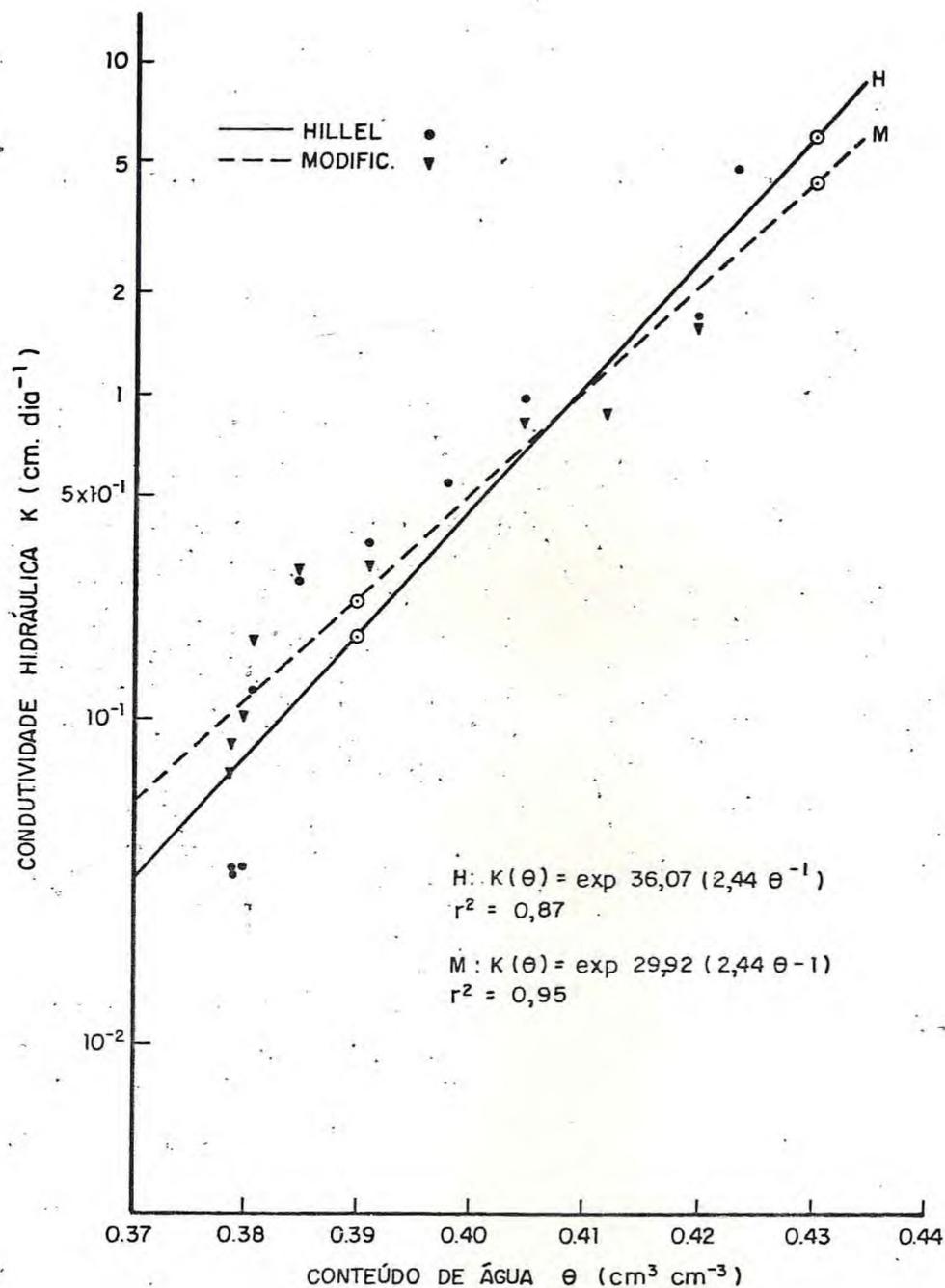


Figura 17 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 75 cm.

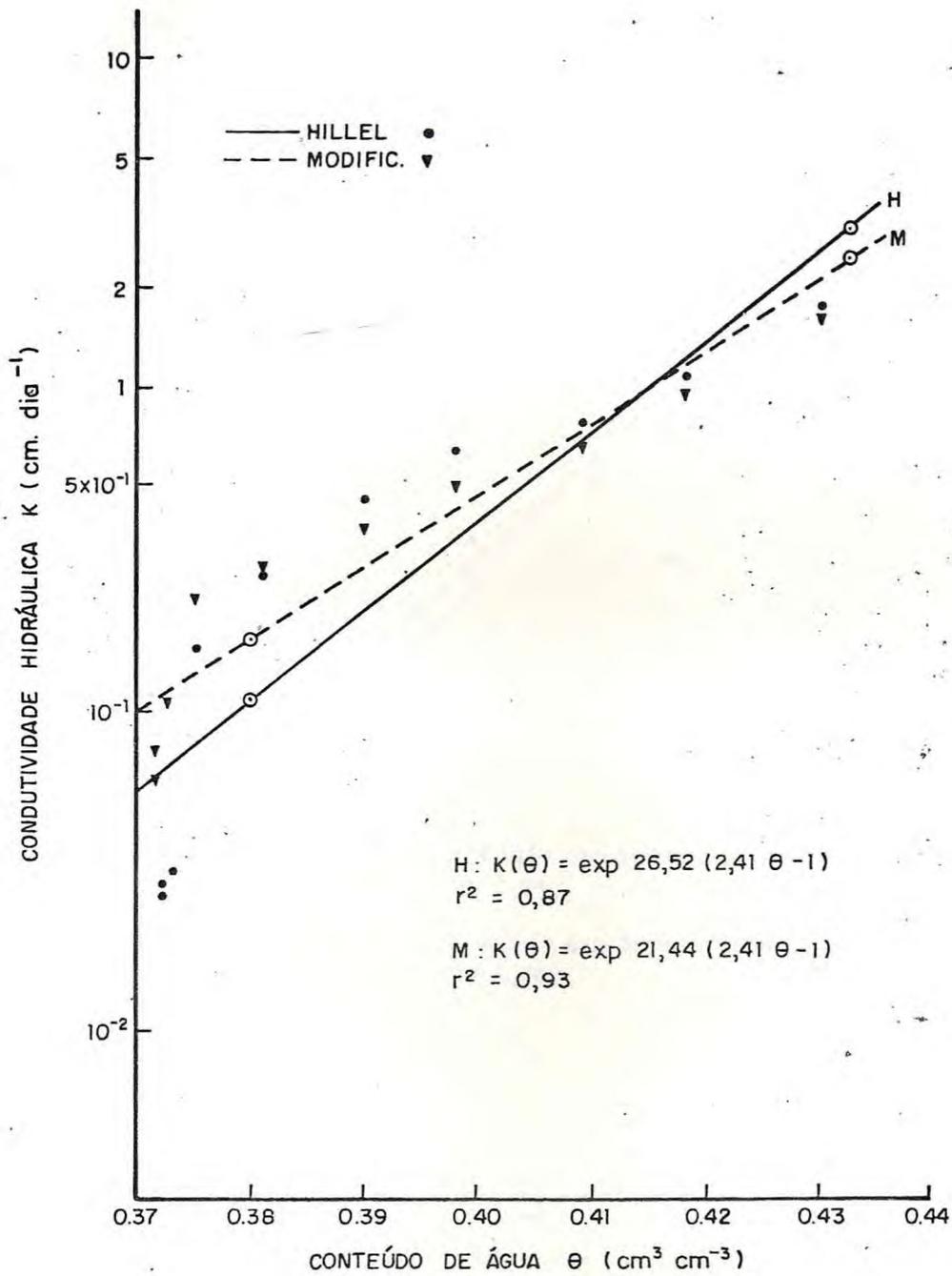


Figura 18 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 90 cm.

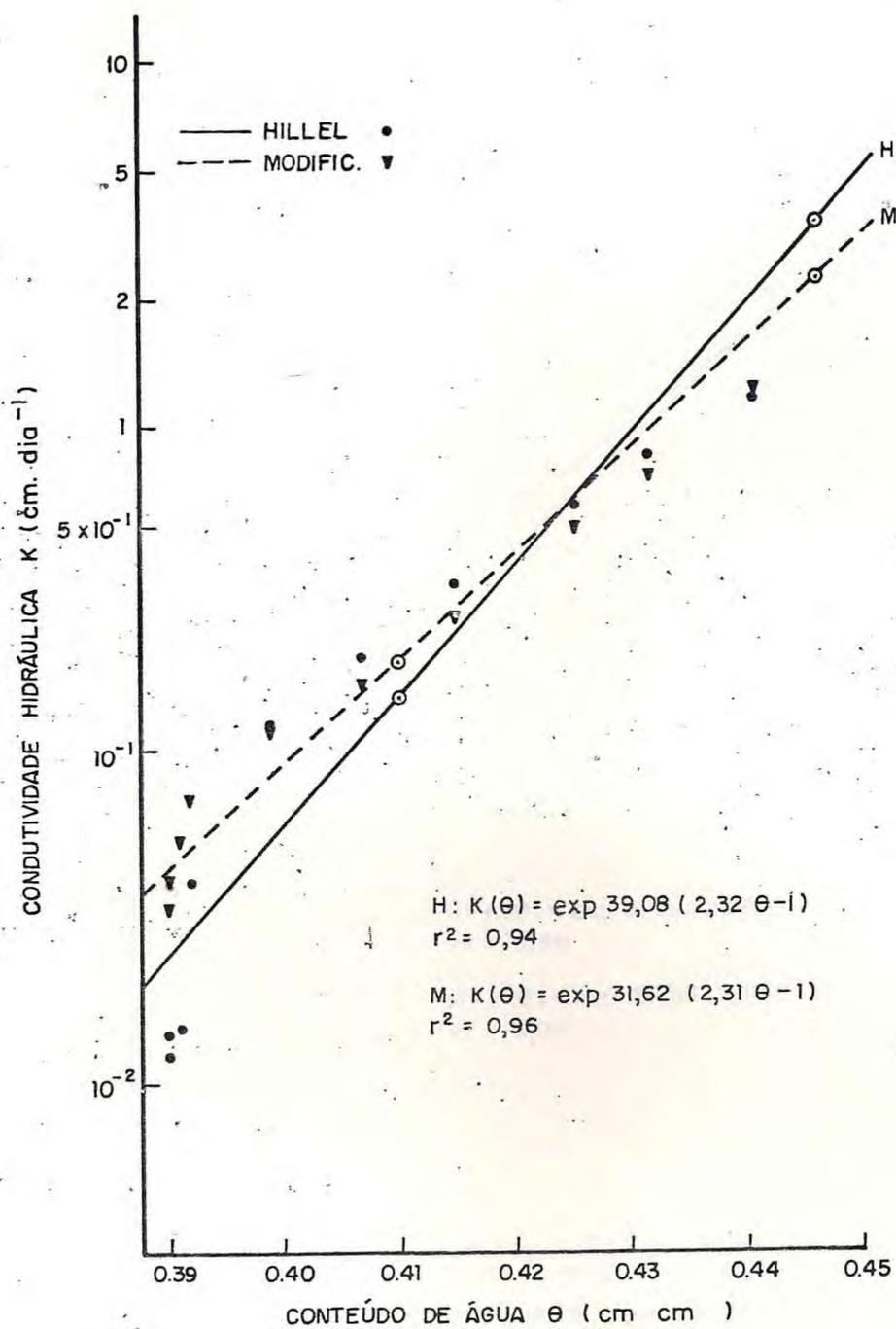


Figura 19 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 105 cm.

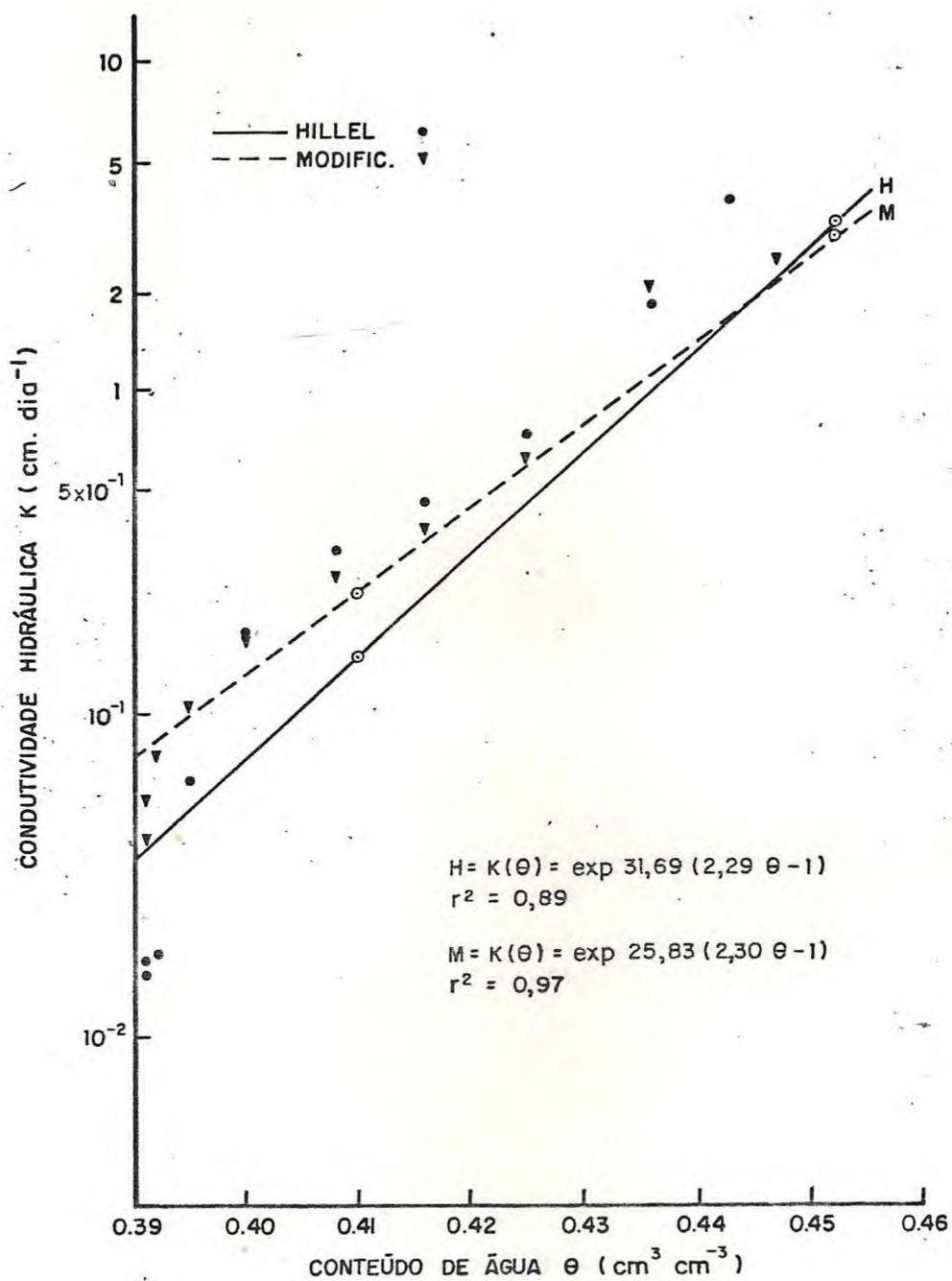


Figura 20 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 120 cm.

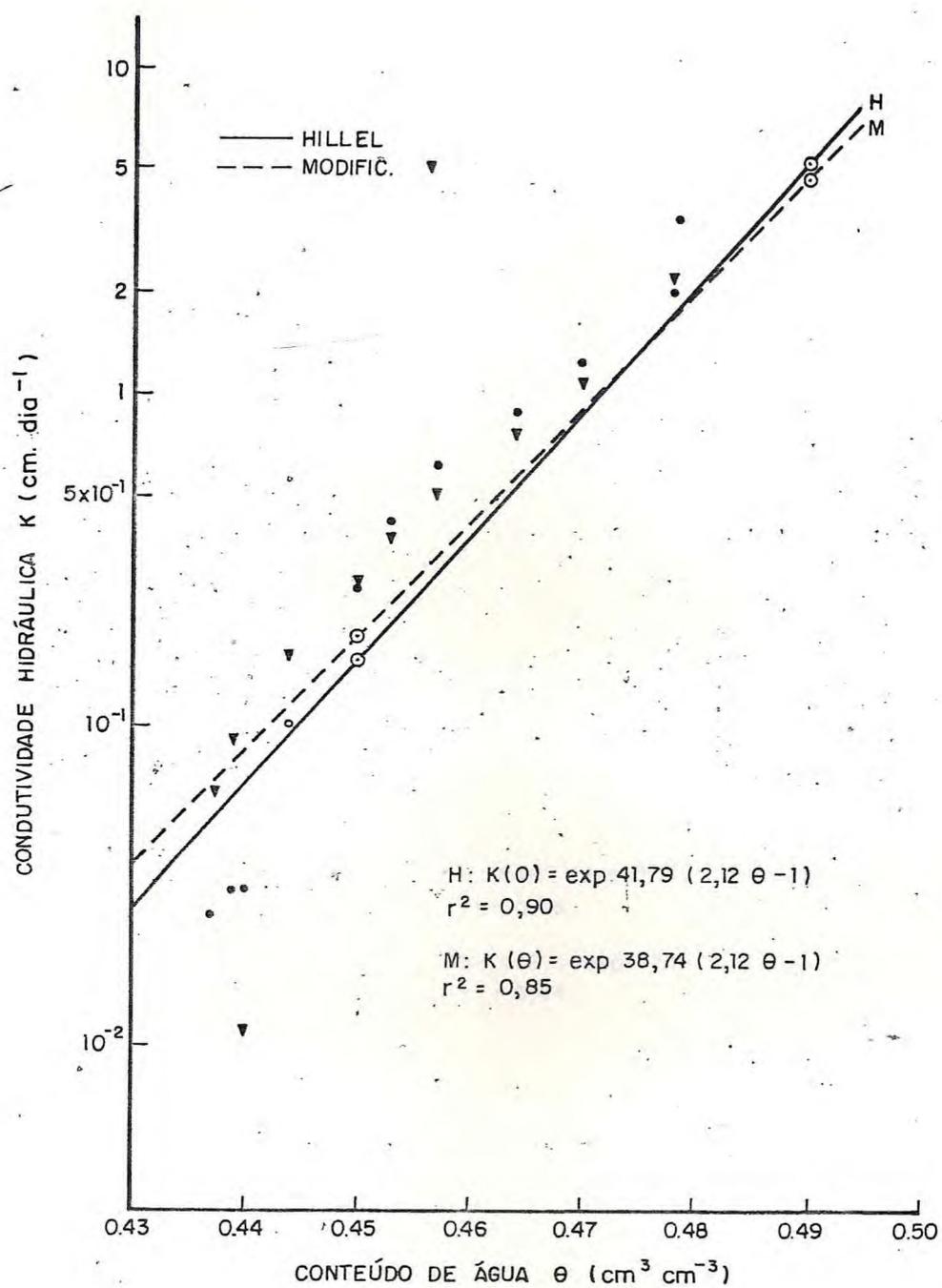


Figura 21 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 135 cm.

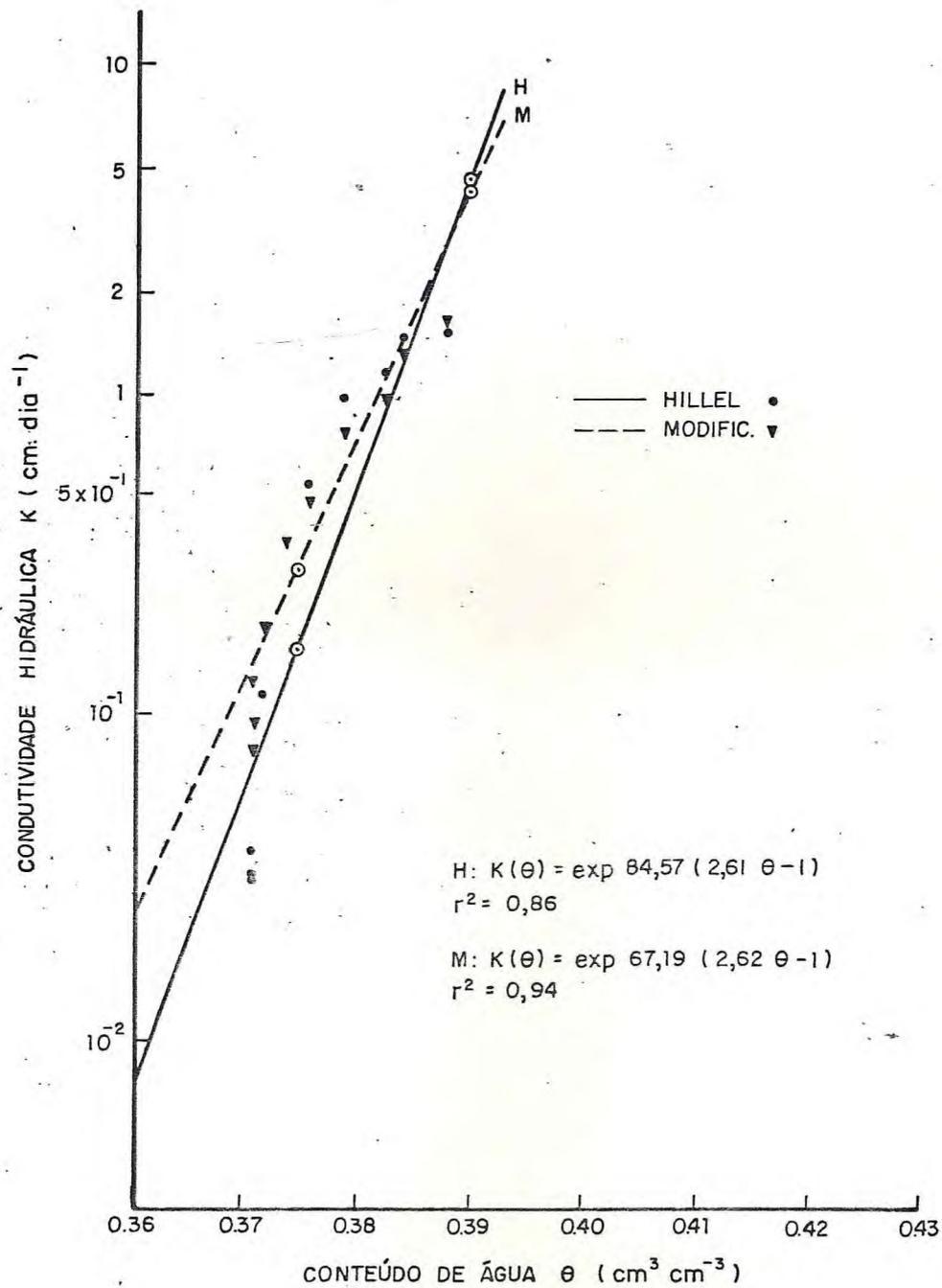


Figura 22 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo para os dois métodos estudados. Profundidade 150 cm.

pode ser justificada devido a dificuldade na determinação das tan gentes quando ocorre uma pequena variação de umidade. O método modificado não apresenta esta limitação de linearidade, o que é justificada pelo cálculo analítico da densidade do fluxo.

5 - CONCLUSÕES

A condutividade hidráulica saturada apresentou um valor médio na ordem de $8,65 \text{ cm.dia}^{-1}$. Estes valores devem ser sempre apresentados em termos médios devido ao fato da variabilidade espacial das características físico-hídricas de uma área experimental.

O processo de drenagem interna do perfil mostra que a variação de umidade a partir do 5º dia é bastante reduzida e que entre o 4º e 5º dia os valores de conteúdo de água existentes ao longo do perfil do solo podem ser considerados como "capacidade de campo". Isto demonstra que o conceito deste parâmetro não pode ser considerado como um valor estático e que sua determinação deve ser feita à campo.

Os métodos empregados na determinação da condutividade hidráulica não saturada apresentam-se bem coerentes, os resultados obtidos são semelhantes pois encontram-se sempre em uma mesma ordem de grandeza. Entretanto, ao comparar a metodologia de aplicação dos dois métodos, é fácil concluir que a utilização do método modificado por SAUNDERS (1978) é bastante sugestiva por ser de determinação mais simples além de apresentar vantagens provenientes de uma maior precisão no cálculo da densidade de fluxo e manter a linearidade da curva K versus θ quando a variação do teor de umidade for relativamente pequena.

6 - SUMMARY

Hydraulic conductivity of an alluvial eutrophic soil was determined in a 10 m x 10 m experimental plot at the Fazenda Experimental do Vale do Curu, Pentecoste County, State of Ceará, Brazil. The instantaneous profile method, as suggested by HILLEL et alii (1972) and modified by SAUNDERS (1978) was utilized.

Two batteries of ten tensiometers were buried in the soil from 15 cm to 150 cm, at 15 cm depth increments. Two tensiometers, one per battery, were placed in each depth. Soil water potential was measured. Water table variations were determined during the experiment with the aid of an observation well, 2,80m deep, located at the center of the plot. Soil moisture characteristic curves were determined in the laboratory from disturbed and undisturbed soil samples. The curves were further utilized to estimate soil water content.

Non saturated hydraulic conductivity was determined based on total soil water potential and soil water content. Comparable values of hydraulic conductivity were obtained by the two methods, when the same soil depths were considered.

7 - LITERATURA CITADA

- BAKER, F. G., VENEMAN, P. L. & BOUMA, J. Limitations of the Instantaneous Profile Method for Field Measurement of Unsaturated Hydraulic Conductivity. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 38: 885-8. 1974.
- BRASIL. Ministério de Agricultura. Div. de Pesq. Pedológica. Levantamento exploratório - reconhecimento do solo do Estado do Ceará. Recife, 1973. (Boletim Técnico, 28. v. 1).
- BRUCE, R. R. Hydraulic Conductivity Evaluation of the Soil Profile from Soil Water Retention Relation. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 26: 555-61. 1972.
- BRUTSAERT, W. Some Methods of Calculating Unsaturated Permeability. Trans. A.S.A.E. 10: 400-4. 1967.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil Moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils, 1907. (Bulletin, 38).
- CHILDS, E. C. & COLLIS-GEORGE, N. Permeability of porous materials. Proc. Royal Soc. London. 201A: 392-405. 1950.
- CHO, T., NOMURA, Y., YANO, T., SHIKASHO, 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. A Report for the Co-ordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil-Water Regimes. IAEA. Tottori University, 1977. 85 p.
- CHO, T., NOMURA, Y., YANO, T., YAMAMOTO, T. & IVONE, M. Application of Neutron Moisture Meter for Estimation of Evapotranspiration-Water Management in a Sand Dune Area. Report for Co-ordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil-Water Regime, IAEA. Tottori University, 1975. 18 p.

- DARCY, H. Les Zontaines Publiques de la Ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont, 1856. 592 p.
- DAVIDSON, J.M., STONE, L.R., NIELSEN, D.R. & La RUE, M. E. Field Measurement and Use of Soil-Water Properties, Water Resour. Res., 5: 1312-21, 1969.
- FERRAZ, E.S.B. Estudo da Evapotranspiração Real através da Medida no Solo por moderação de Neutrons. Boletim Científico, CENA, (005): 1-40, 1972.
- HILLEL, D., KRENTOS, V.D. & STILIANOU, Y. Procedure and Test of on Internal Drainage Method for Measuring Soil Hidraulic Conductivity in situ. Soil. Sci. 114: 395-400, 1972.
- HUBBERT, M.K. Darcy's law and Field Equations of the flow of Undergraind Fluids. Amer. Inst. Mining. Met. Petrol. Eng. Trans., 207: 222-39, 1956.
- JACKSON, R.D., REGINATO, R.J. & BAVEL, C.H.M. Van. Comparison of Measured and Calculated Hydraulic Conductivities of Unsaturated soil. Water Resouces. Res. 1: 375-80, 1965.
- KLUTE, A. Laboratory Measurement of Hidraulic Conductivity of Saturated Soil. In: Black, C.A. Methods of Soil Analysis. Amer. Soc. Agron., 1965. p. 253-61.
- LALIBERTI, G. E., COREY, A. T. & BROOKS, R. H. Properties of Unsaturated Porous Media. Colorado State University, 1966. (Hydrology Paper, 17).
- La RUE, M. E., NIELSEN, D. R. & HAGAN, R. M. Soil Water Flux Below a Ryegrass Root Zone. Agron. Journ., 60: 625-9, 1968.
- MARSHALL, T. J. A Relation between Permeability and size Distribution of pores. Journ. Soil Sci., 9: 1-8, 1958.
- MILLER, R. J. & LOW, P. F. Theshold gradiente for Water Flow in Clay Sistems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27: 605-9, 1963.
- MILLINGTON, R. J. & QUIRK, J. P. Permeability of Porous Media. Nature, 183: 387-9, 1959.

- NIELSEN, D. R., KIRKHAN, D. & PERRIER, E. R. Soil Capillary Conductivity Comparison of Measured and Calculated Values. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 24: 157-60, 1960.
- NIELSEN, D. R., KIRKHAN, D., & WIJK, W. R. Van. Diffusion equation calculations of Field Soil Water Infiltration Profiles. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25: 165-8, 1961.
- REICHARDT, K. Processos de Transferência do Sistema Solo - Planta - Atmosfera, 3. ed. São Paulo, CEMA. USP. CNEN e Fundação Cargill, 1975. 286 p.
- REICHARDT, K., GROMANN, F., LIBARDI, P.L. & QUEIROZ, S. V. Spatial Variability of Physical Properties of a Tropical Soil: II Soil Water Retention Curves and Hidraulic Conductivity. Boletim Técnico CENA, Piracicaba, SP. (005): 1-24, 1976.
- REICHARDT, K & LIBARDI, P. L. An Analysis of Soil-Water Movement in the Field: I. Hidrological Field Site Characterization. Boletim Científico CENA, Piracicaba, SP., (021) - 1-21, 1974.
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquid through porous mēdis. Physics, 1: 318-33, 1931.
- RICHARDS, L. A., W. R. GARDNER & G. OGATA. Phisical Processes Determining Water loss fronr soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 20: 310-4, 1956.
- RICHARDS, S. J. Soil Succion Measurement with Tensiometer. In: Black, C. A. Methods of Soil Analysis. Amer. Soc. Agron., 1965. p. 153-8.
- RICHARDS, S. J. & WEEKS, L. V. Capillary Conductivity Values from Moisture, Yield and Teusion Measurement on Soil Columns. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 17: 206-9, 1953.
- ROSE, C. W., STERN, W. R. & DRUMOND, J. E. Determination of Hidraulic Conductivity as a function of Depth and Water content for soil in situ. Aust. Journ. Res., 3: 1-9, 1965.

ROULIER, M. H., STOLZY, L. H., LETEY, J. & WEEKS, L. V. Approximation of Field Hydraulic Conductivity by Laboratory Procedures on Intact Cores. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36: 387-92, 1972.

SAUNDERS, L. C. V. Métodos de determinação e variabilidade espacial da condutividade hidráulica sob condições de campo. Piracicaba, SP., ESALQ, 1978. 71 p. Tese: (Ph.D.) Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - USP.

SOIL taxonomy; a basic system of soil classification for mapping and interpreting soil surveys. Washington, USDA, 1975.

SWARTZENDRUBER, D. Non Darcy Behavior in Liquid saturated Porous Media. Journ. Geophysies Res., 67: 5205-13, 1962.

Van BAVEL, C. H. M., STIRK, G. G. & BRUST, K. J. Hydraulic Properties of a Clay Loam Soil and the Field Measurement of Water Uptake by Roots. I - Interpretation of Water Content and Pressure Profiles. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 32: 310-7, 1968.

VERPLANCKE, H., HARTMANN, R. & De BOODT, M. An Analysis of Soil Water Movement in the Field.; Report Co-ordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil-Water Regime, IAEA. Belgium, State State University of Ghent, 1977. 19 p.

WATSON, K. K. An Instantaneous Profile Method for Determining the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Materials, Water Resources Res. 2: 709-15, 1966.

YOUNGS, E. G. Infiltration Method of Measuring the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Materials. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 97: 307-13, 1964.