

RELAÇÕES SOLO - ÁGUA - PLANTA EM CULTURA
DE ARROZ EM CONDIÇÕES DE SEQUEIRO

ORIVALDO BRUNINI

Engenheiro Agrônomo - Pesquisador Científico
Seção de Climatologia Agrícola
Instituto Agrônomo - Campinas

ORIENTADOR:

Dr. JESUS MARDEN DOS SANTOS

*Dissertação apresentada à Escola Superior
de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Uni-
versidade de São Paulo, para obtenção do
título de Mestre, em Energia Nuclear na
Agricultura.*

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
1975

i

Homenagem

a minha mãe

ii

Dedico

*ã minha esposa
ao meu pai*

A G R A D E C I M E N T O S

Ao Dr. Jesus Marden dos Santos, professor do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ, pela sua incansável orientação, amizade e paciência a mim dedicadas durante o curso de Pós-graduação e no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Dr. Francisco Grohmann, pesquisador junto à Seção de Pedologia do Instituto Agronômico de Campinas, pela sua inestimável colaboração, estímulo e apoio no desenvolvimento, análise e interpretação dos resultados obtidos.

Ao Dr. Klaus Reichardt, professor do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ e do Centro de Energia Nuclear na Agricultura, pelo seu auxílio, estímulo e constante apoio.

Ao Dr. Altino Aldo Ortolani, pesquisador junto à Seção de Climatologia Agrícola do Instituto Agronômico de Campinas, pelo seu incentivo e pela amizade demonstrados durante a realização do curso de Pós-graduação e consecução deste trabalho.

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), na pessoa de seu diretor, Dr. Admar Cervellini, pelas facilidades oferecidas.

À Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), pela bolsa de estudos com que o autor foi contemplado.

Aos Engenheiros Agrônomos: Hernani Godoy, Antonio Roberto Pereira, Rogério Remo Alfonsi, Mário José Pedro Júnior, Dr. Hilton Silveira Pinto, Luiz Roberto Angelocci, Dr. Angelo Paes de Camargo, Dr. José Roberto

Postalí Parra, Geógrafo Dr. José Roberto Tarifa e Sr. Alcinó Preuss da Seção de Climatologia Agrícola do IAC, pelo excelente ambiente de trabalho, constante estímulo, amizade e sugestões apresentadas.

Ao Instituto Agrônomo de Campinas, na pessoa de seu Diretor Geral, Dr. Lourival Carmo Mônaco, pelo ótimo ambiente de trabalho e facilidades oferecidas no desenvolvimento deste trabalho e realização do Curso de Pós-graduação.

Ao Engenheiro Agrônomo Francisco Lombardi Neto, da Seção de Conservação de Solos do IAC e Flavio Bussmeyer Arruda, da Seção de Irrigação e Drenagem do IAC, pelo incentivo e sugestões apresentadas.

Ao Dr. Geraldo Barreto, Chefe da Seção de Irrigação e Drenagem do IAC, pelas facilidades oferecidas no uso do material de laboratório.

Ao Engenheiro Agrônomo Luiz Ernesto Azzini, da Seção de Genética do IAC, pelo auxílio prestado no desenvolver deste trabalho.

Ao Dr. Reinaldo Forster, Chefe do Centro Experimental de Campinas do IAC, pelas facilidades oferecidas.

Aos professores: Dr. Epaminondas S. B. Ferraz, Dr. Nilson A. Villa Nova, Dr. Eneas Salati, Dr. José Carlos Ometto e Dr. Afonso Decico do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ, pelo constante apoio e estímulo.

À desenhista Carmencita Ciarelli Brunini, esposa e amiga, da Seção de Climatologia Agrícola do IAC, pelo seu zelo e paciência na confecção dos gráficos e figuras, assim como pela compreensão demonstrada no desenvolver deste trabalho.

Aos Srs. Adamastor Polastro, Benedito A. P. Gomes, Edmirson Borrozzino, José Carlos Fabri, Luiz André Macedo, Mauro Ganzarolli e Umberto Bonato, da Seção de Climatologia Agrícola do IAC, pelo auxílio no desenvolvimento dos trabalhos e observações de campo, sem o que não seria possível realizar a contento este trabalho.

À Srta. Rachel Bonduki, pelo excelente serviço datilográfico.

SÍMBOLOS E DIMENSÕES

ζ	- potencial matricial da água no solo (L)
Z	- potencial gravitacional da água no solo (L)
ψ	- potencial total da água no solo (L)
H	- potencial de pressão da coluna de água (L)
∂	- derivada parcial
d	- derivada total
Z	- profundidade (L)
θ	- umidade do solo ($L^3.L^{-3}$)
θ_0	- umidade do solo seco ao ar ($L^3.L^{-3}$)
θ_s	- umidade do solo saturado ($L^3.L^{-3}$)
α	- partícula alfa
n	- neutron
q	- densidade de fluxo ($L.T^{-1}$)
$K(\theta)$	- condutividade hidráulica do solo, para um valor qualquer de θ ($L.T^{-1}$)
$D(\theta)$	- difusividade da água no solo ($L^2.T^{-1}$)
t	- tempo (T)
x	- coordenada horizontal de posição (L)
m_i	- coeficiente angular da reta de regressão entre o avanço da frente de molhamento e a raiz quadrada do tempo ($L.T^{1/2}$)
exp	- exponencial
w	- umidade do solo adimensional
A	- área da seção transversal (L^2)
Q	- vazão da água ($L^3.T^{-1}$)
L	- comprimento da coluna de solo (L)
B	- tangente à curva de retenção da água no solo
p	- fluxo de precipitação (LT^{-1})
ℓ	- fluxo de irrigação (LT^{-1})
q_e	- fluxo de evapotranspiração (LT^{-1})
q_d	- fluxo de drenagem (LT^{-1})

U	- drenagem profunda (L)
ΔM	- variação no armazenamento da água no solo (L)
e	- evapotranspiração potencial mensal estimada segundo Thornthwaite (L)
T	- temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$)
I	- índice térmico anual
i	- índice térmico mensal
a	- constante segundo Thornthwaite para obtenção da evapotranspiração potencial
R	- escoamento superficial (L)
\bar{K}	- condutividade hidráulica média do solo
E	- evapotranspiração real medida (L)
P	- total da precipitação no período (L)
I	- irrigação total no período (L)
A.D.	- água disponível no solo (L)
θ_{15}	- umidade do solo sob tensão de 15 bars ($\text{L}^3.\text{L}^{-3}$)
e.u.a.	- eficiência de uso da água
b, c	- constantes para cada camada para a obtenção da difusividade da água no solo pela expressão $D = 1/b \exp c\theta$
K_L	- condutividade hidráulica do solo estimada pelo método de laboratório (LT^{-1})
b_i, c_i, d_i	- constantes para a obtenção da condutividade hidráulica do solo, pelos métodos de laboratório de Rose e de Hillel
M.A.D.	- máxima água disponível no solo (L)
Alt	- alteração da água no solo estimada pelo método do Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (L)
ER	- evapotranspiração real estimada pelo método do Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (L)
Ea	- excedente hídrico estimado pelo método do Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (L)
Def	- deficiência hídrica estimada pelo método do Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (L)
K_R	- condutividade hidráulica do solo obtida pelo método de Rose para cada período de análise (L.T^{-1})

- K_H - condutividade hidráulica do solo estimada pelo método de Hillel para cada período de análise ($L.T^{-1}$)
- K_{Rc} - condutividade hidráulica do solo obtida pelo método de Rose para cada camada ($L.T^{-1}$)
- K_{Hp} - condutividade hidráulica do solo estimada pelo método de Hillel para cada profundidade ($L.T^{-1}$)

ÍNDICE

	Página
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Características hídricas do solo	8
2.2 Evapotranspiração	12
3 - MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1 Material	17
3.1.1 Solo	17
3.1.2 Determinação das características hídricas do solo	19
3.1.2.1 Curva de retenção da água no solo	19
3.1.2.2 Difusividade hidráulica	20
3.1.2.3 Condutividade hidráulica	21
3.1.3 Umidade do solo	22
3.1.4 Planta	24
3.1.5 Elementos climáticos	24
3.2 Método	25
3.2.1 Curvas de retenção da água no solo	25
3.2.2 Difusividade da água no solo	26
3.2.3 Condutividade hidráulica do solo saturado	29
3.2.4 Condutividade hidráulica do solo não saturado	30
3.2.4.1 Método de laboratório ..	31
3.2.4.2 Método de campo	32
3.2.4.2.1 Método de Rose	32
3.2.4.2.2 Método de Hillel	35

3.2.5	Balanço hídrico	37
3.2.5.1	Balanço hídrico estimado pelo método de Thornthwaite e Mather	37
3.2.5.2	Balanço hídrico medido em condições de campo ..	39
3.2.6	Água disponível no solo	41
3.2.7	Análise de crescimento	42
4	- RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
4.1	Curvas de retenção da água no solo	43
4.2	Infiltração horizontal da água no solo .	45
4.3	Difusividade da água no solo	49
4.4	Condutividade hidráulica do solo saturado	53
4.5	Movimento da água no solo	54
4.6	Condutividade hidráulica do solo não saturado	59
4.6.1	Método de laboratório	59
4.6.2	Método de campo	63
4.6.2.1	Método de Rose	63
4.6.2.2	Método de Hillel	75
4.7	Balanço hídrico	91
4.7.1	Balanço hídrico de Thornthwaite e Mather	91
4.7.2	Balanço hídrico no campo	93
4.8	Água disponível	106
5	- CONCLUSÕES	111
6	- RESUMO	115
7	- SUMMARY	117
8	- BIBLIOGRAFIA	119

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura		Página
1	- Esquema usado para a determinação da curva característica do solo em laboratório	19
2	- Esquema para a determinação da infiltração horizontal da água em colunas de solo	20
3	- Esquema para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado	21
4	- Curva de retenção da água no solo, obtida em laboratório, para as várias camadas em estudo	44
5	- Curva de retenção da água no solo, obtida em laboratório, para as camadas 0-60, 60-120 e 0-120 cm	46
6	- Infiltração horizontal da água no solo, em função do tempo, para as várias camadas do solo em estudo	47
7	- Infiltração horizontal da água no solo, em função do tempo, para as camadas 0-60, 60-120 e 0-120 cm	48
8	- Difusividade da água no solo, em função da umidade do solo, para as várias camadas do solo em estudo	51
9	- Difusividade da água no solo, em função da umidade, para as camadas 0-60, 60-120 e 0-120 cm	52
10	- Gradiente de potencial matricial da água no solo, nos três períodos de drenagem ..	56

Figura	Página
11 - Perfis de umidade no solo, nos três períodos de drenagem	57
12 - Gradiente de potencial total da água no solo, nos três períodos de drenagem	58
13 - Condutividade hidráulica do solo, em função da umidade, para as camadas 0-30, 30-60, 60-90 e 90-120, obtida pelo método de laboratório	61
14 - Condutividade hidráulica do solo, em função da umidade, para as camadas 0-60, 60-120 e 0-120 cm, obtida pelo método de laboratório	62
15 - Condutividade hidráulica do solo, obtida pelo método de Rose, no 1º período de drenagem	63
16 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Rose, no 2º período de drenagem	64
17 - Condutividade hidráulica do solo, obtida pelo método de Rose, no 3º período de drenagem	65
18 - Condutividade hidráulica do solo, obtida pelo método de Rose, para a camada 0-30cm	71
19 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Rose, para a camada 0-60cm	72
20 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Rose, para a camada 0-90cm	73
21 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Rose, para a camada 0-120 cm	74

Figura	Página
22 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Hillel, no 1º período de drenagem	76
23 - Condutividade hidráulica do solo, obtida pelo método de Hillel, no 2º período de drenagem	77
24 - Condutividade hidráulica do solo, obtida pelo método de Hillel, no 3º período de drenagem	78
25 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Hillel, à profundidade de 45 cm	87
26 - Condutividade hidráulica do solo, obtida pelo método de Hillel, à profundidade de 75 cm	88
27 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Hillel, à profundidade de 105 cm	89
28 - Condutividade hidráulica do solo, estimada pelo método de Hillel, à profundidade de 135 cm	90
29 - Balanço Hídrico medido, para as duas variedades de arroz	97
30 - Evapotranspiração acumulada durante o ciclo vegetativo das duas variedades de arroz, sob duas densidades de plantio e a precipitação acumulada nos vários períodos de análise	98

Figura	Página
31 - Índices de área foliar das duas variedades de arroz	99
32 - Relação de transmissão de energia solar para as duas variedades de arroz sob os dois espaçamentos	100
33 - Peso seco acumulado, durante todo o ciclo vegetativo, das duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio	102
34 - Ganho em peso seco pelas variedades de arroz durante as várias observações	103
35 - Eficiência de uso de água pelas variedades de arroz	104
36 - Comparação entre o Balanço Hídrico observado em condições de campo e o Balanço Hídrico estimado segundo o método de Thornthwaite e Mather	105

ÍNDICE DOS QUADROS

Quadro		Página
1	- Produção mundial de arroz	2
2	- Produção nacional de arroz	3
3	- Necessidades de água em uma cultura de ar roz irrigado	3
4	- Características texturais das várias cama das de solo	18
5	- Umidades do solo seco ao ar e solo satura do nas várias camadas	45
6	- Parâmetros para determinação da difusivi dade hidráulica do solo	50
7	- Condutividade hidráulica do solo saturado	53
8	- Parâmetros para determinação da condutivi dade hidráulica do solo, pelo método de laboratório	60
9	- Parâmetros para determinação da condutivi dade hidráulica do solo, nos três perío dos pelo método de Rose	66
10	- Sequência de cálculos para determinação da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, no 1º período de drena gem	67
11	- Sequência de cálculos para determinação da condutividade hidráulica do solo, se gundo o método de Rose, no 2º período de drenagem	68

Quadro	Página
12 - Seqüência de cálculos para determinação da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, no 3) período de drenagem	69
13 - Parâmetros para cálculo da condutividade hidráulica do solo, nas diversas camadas do solo, segundo o método de Rose	70
14 - Fluxo de água no solo, segundo o método de Hillel, para o 1º período de drenagem	79
15 - Fluxo de água no solo, segundo o método de Hillel, para o 2º período de drenagem	80
16 - Fluxo de água no solo, segundo o método de Hillel, para o 3º período de drenagem	81
17 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, para o 1º período de drenagem	82
18 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, para o 2º período de drenagem	83
19 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, para o 3º período de drenagem	84
20 - Constantes para cálculo da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, nos três períodos de drenagem ...	85
21 - Constantes para cálculo da condutividade hidráulica do solo, nas várias profundidades, segundo o método de Hillel	86

Quadro		Página
22	- Balanço hídrico segundo o método de Thorn <u>thwaite</u> e Mather	92
23	- Balanço hídrico no campo até a profundida <u>de</u> de 30 cm para a variedade de arroz IAC-1246	95
24	- Balanço hídrico no campo até a profundida <u>de</u> de 30 cm para a variedade de arroz IR-665	96
25	- Umidade média do solo, para as camadas 0-30 e 0-60 cm sob tensão em laboratório de 1/3 e 15 atmosferas	107
26	- Água disponível no solo até a profundida <u>de</u> de 30 cm	109
27	- Água disponível no solo até a profundida <u>de</u> de 60 cm	110

1 - INTRODUÇÃO

O consumo de água por comunidades vegetais (evapotranspiração) e a água percolada através do solo (drenagem) constituem duas importantes etapas do ciclo hidrológico, e um melhor entendimento destes processos e os fatores que os influenciam, contribuirão para melhor caracterização do ciclo hidrológico e das áreas aptas à exploração econômica dos vegetais.

O arroz tem sido uma cultura sucessivamente sujeita a melhoramento genético, (YOSHIDA, 1975), o que o torna capaz de ser cultivado em locais com grandes diferenças climáticas, possuindo uma distribuição que vai

2.

desde 50^o de Latitude Norte até 35^o de Latitude Sul, ou mesmo desde abaixo do nível do mar, até uma altitude superior a 2000 m, podendo ser cultivado em condições de sequeiro ou em solos inundados.

^ A distribuição mundial da produção de arroz, segundo dados da FAO, pode ser observada no Quadro 1.

Quadro 1 - Produção mundial de arroz em casca observada no ano de 1971 - FAO

Região	Área (milhões ha)	Produção (milhões ton)	Produtividade (ton/ha)
Ásia	124,5	286,6	2,30
América do Sul	5,7	9,2	1,60
África	3,9	7,7	2,00
América do Norte e Central	1,4	5,3	3,73
Europa e Russia	0,8	3,2	4,30
Oceania	0,1	0,3	6,24
Mundial	134,1	309,1	2,30

No Brasil, a produção de arroz é distribuída conforme mostra o Quadro 2.

Quadro 2 - Produção de arroz em casca no Brasil nas diversas unidades da Federação - Anuário Estatístico do Brasil - IBGE - 1973

Região	Área (milhões ha)	Produção (milhões ton)	Produtividade ton/ha
Norte	94,65	90,89	0,96
Nordeste	733,28	976,86	1,33
Leste	928,73	1138,96	1,23
Sudeste			
R. Janeiro	83,35	110,57	1,33
S. Paulo	709,02	774,10	1,09
Sul	882,28	1996,42	2,26
Centro Oeste	1183,39	1306,46	1,10
Total	4620,7	6652,51	1,44

Sendo o arroz uma planta de grande exigência em água, as necessidades hídricas de uma cultura irrigada, podem ser divididas em três processos, segundo trabalho de KUNG (1971), citado por YOSHIDA (1975), e no Quadro 3 são mostradas a demanda em água por essa cultura.

Quadro 3 - Necessidades de água em uma cultura de arroz irrigado

Processo	Necessidades (mm.dia ⁻¹)
Transpiração	1,5 - 9,8
Evaporação	1,0 - 6,2
Percolação	0,2 - 15,2
Total	5,6 - 20,4

Essa grande demanda em água pela cultura do arroz não pode ser observada como um fator absoluto, por que o consumo de água pelas comunidades vegetais depende da interação conjunta clima-solo-planta.

Desde a introdução do conceito de evapotranspiração potencial, (THORNTHWAITE, 1944), muitos trabalhos têm sido desenvolvidos no sentido de determinar o consumo de água pelos vegetais, que seria a sua evapotranspiração real, e dentre estes podemos citar no Brasil os trabalhos de CAMARGO (1966), MOTA et alii (1970).

O método do balanço hídrico de THORNTHWAITE (1948), modificado por THORNTHWAITE e MATHER (1955), tem sido largamente usado para a determinação do consumo de água por vegetais (CAMARGO, 1960); (MOTA et alii, 1966), considera o solo como um reservatório que ganha e perde água através da precipitação e evapotranspiração respectivamente. A percolação para as camadas inferiores só ocorrerá se o teor de água no solo for superior à sua capacidade máxima de armazenamento.

Este fato, aliado àquele de não se levar em conta o tipo de cultura e de solo, tornam o método passível de erros, porque considera a água do solo como estado submetida somente a processos estáticos, quando se sabe que está sujeita a processos essencialmente dinâmicos, como mostram BAVER et alii (1972) e KRAMER (1969).

No cálculo do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather, a quantidade de água que percola não é computada, entrando como participando da água evapotranspirada, ou da água armazenada ou, ainda, de ambas ao mesmo tempo. Entretanto, considerando os totais, a água percolada é, em muitos casos, superior à consumida, podendo alcançar até 30-35% da variação no armazenamento, durante o período

do de dois anos para uma cultura de café, (PEREIRA et alii, 1974); ou mesmo 40% como um valor médio para todo o ciclo da cultura do feijão e, em certo estágio da cultura, 80% da variação total de água no solo, (REICHARDT et alii, 1974).

O arroz é um vegetal que necessita uma grande disponibilidade de água no solo, para um bom desenvolvimento e produção, sendo que no seu período crítico ("em borrachamento"), chega a utilizar 10 mm de água por dia, (MATSUSHIMA, 1962).

Quando se tenta, porém, relacionar o consumo de água pela cultura e os fatores físicos do solo, particularmente no que se relaciona à disponibilidade hídrica, condutividade hidráulica do solo, e também aos parâmetros da cultura, tais como análise de crescimento e eficiência de uso de água pelo vegetal, bem como os elementos climáticos que a influenciam, não se encontra nenhum trabalho em nossa literatura, sendo os existentes de autores estrangeiros, tais como EVANS (1971) e TOMAR (1975).

A carência de informações sobre o uso da água por essa cultura e sobre as relações físicas do solo que a influenciam, acrescidas ao fato de que no Estado de São Paulo a cultura de arroz de sequeiro possui ampla distribuição, orientaram este trabalho para os seguintes objetivos:

- 1 - determinar o consumo de água, das variedades de arroz IR-665 e IAC-1246, pela técnica de moderação de neutrons;
- 2 - verificar como esse consumo pode ser afetado pela densidade de plantio e estágio de desenvolvimento do vegetal;

- 3 - determinar, para os vários tratamentos e no solo em estudo, como a perda de água no solo se reparte entre a evapotranspiração e a drenagem profunda;
- 4 - comparar o método do balanço hídrico em condições de campo, para determinação da evapotranspiração real com o método proposto por THORNTHWAITE e MATHER (1955);
- 5 - comparar os métodos sugeridos por ROSE et alii (1965) e por HILLEL et alii (1972), para a determinação "in situ" da condutividade hidráulica de um solo, com o método de determinação em laboratório.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para um melhor entendimento do consumo de água por comunidades vegetais, as características hídricas do solo e os elementos climáticos que estão relacionados com o desenvolvimento vegetal, devem ser estudados conjuntamente, pois o sistema solo-planta-atmosfera é um meio contínuo e dinâmico.

As características hídricas do solo estão relacionadas com o movimento e com a disponibilidade de água para os vegetais, enquanto que a taxa de evaporação e transporte de água do vegetal para a atmosfera estão relacionados com os elementos climáticos.

2.1 Características hídricas do solo

A teoria do transporte da água no solo está frequentemente sujeita a estudos e revisões dos processos que a influenciam, (CHILDS, 1967), (KLUTE, 1969), (MILLER e KLUTE, 1967), (SWARTZENDRUBER, 1966), mas podemos afirmar que as características hídricas de um solo, relacionadas com o movimento, a retenção e a redistribuição da água são a sua difusividade hidráulica e a sua condutividade hidráulica.

O fluxo de água no solo pode ser descrito através da análise do fluxo de água em amostras de solo submetidas, em laboratório, a diferentes tensões, como afirma GARDNER (1956).

No estudo do ciclo hidrológico nota-se que os processos de infiltração da água no solo têm função preponderante na fase subterrânea do ciclo, e a evaporação e transpiração de água pelos vegetais influem na sua fase aérea. Estas conclusões são corroboradas por SWARTZENDRUBER e HILLEL (1973), ao analisarem os conceitos modernos do movimento da água no solo.

O balanço hídrico em um ambiente é função das condições atmosféricas e das condições hídricas do solo, não sendo possível considerar os sistemas separados, mas sim inter-relacionados e, sendo assim, é viável correlacionar a variação diária da umidade do solo com as condições do tempo passado, (BAIER e ROBERTSON, 1966), desde que se procedam a ajustes para o tipo de solo, para o escoamento superficial e para a drenagem.

A água está sujeita a processos dinâmicos no interior do solo, os quais estão relacionados com as con

dições ambientais e com o tipo de solo (NIELSEN et alii, 1973). Foi apresentado por VACHAUD et alii (1973), um modelo para o gradiente de potencial da água no solo e a sua aplicação para a determinação dos balanços hídricos no campo. Neste modelo, se estabeleceu um plano de fluxo nulo (zero flux plane) que foi utilizado também por GOWAN (1973), quando analisou o regime de água em diferentes tipos de solos cultivados com cereais. Em seus estudos, GOWAN observou o progresso da frente de secamento associado com a extração de água pelas raízes e concluiu que, através do plano de fluxo nulo do gradiente de potencial da água no solo, determinado com tensiômetros, pode-se calcular com precisão a água evapotranspirada pela comunidade vegetal e a percolada para as camadas inferiores.

Nos balanços hídricos sempre são empregados os valores de capacidade de campo, porém a sua determinação deve levar em conta a dinâmica da água no solo, sendo mais aconselhável realizá-la nas condições naturais de solo e clima, (CAVAZZA et alii, 1973). A mesma recomendação vem de CASSEL e SWEENEY (1974) que, estudando a capacidade de armazenamento, em laboratório, através de amostras de solo submetidas a várias tensões entre 1/3 e 1/10 de atmosfera, não encontraram nenhum resultado consistente entre a determinação de laboratório, com a obtida em condições de campo.

Quanto à difusividade e à condutividade, o estudo destas propriedades pode ser feito tanto no campo como em laboratório, sendo sempre preferível realizá-los "in situ". Vários autores têm se preocupado com a determinação da condutividade e da difusividade dos solos.

Fazendo estudos em condições de campo, DAVID

SON et alii (1969), estabeleceram uma relação entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo, e concluíram após as estimativas dos fluxos de água em vários tipos de solo, que cada solo se comportou diferentemente em função das suas características físicas. HILLEL et alii (1972) chegaram a desenvolver um método para a determinação da condutividade hidráulica de um solo, através de medidas sucessivas do conteúdo de água e do gradiente de potencial de um perfil de solo em condições de campo.

REICHARDT (1974), ao analisar as várias formas de determinação da condutividade hidráulica de um solo, conclui que esse parâmetro é indispensável nos cálculos de balanço hídrico, para a determinação da componente de drenagem. ROSE et alii (1965) apresentam um método de cálculo da condutividade hidráulica de um solo, em função da umidade média do perfil.

NIELSEN et alii (1961) estabeleceram a equação de difusividade hidráulica de um perfil de solo, estudando o processo de infiltração da água no solo.

Comparando o método de determinação da difusividade hidráulica do solo a partir da infiltração horizontal da água em colunas de solo, considerando uma posição fixa e medindo a variação no teor de água com o tempo, com o método de medir a distribuição de umidade através de toda a coluna, SELLIM et alii (1970) concluíram que os dois métodos são eficazes para a determinação da difusividade da água no solo.

REICHARDT et alii (1972) ampliaram a teoria de determinação da difusividade da água no solo, e concluíram que uma constante de generalização pode ser determinada para cada tipo de solo, analisando o avanço da

frente de molhamento como uma função da raiz quadrada do tempo. Conhecendo-se a difusividade de um solo padrão e as constantes de generalização de outros solos, pode-se determinar a difusividade da água nestes outros solos. REICHARDT e LIBARDI (1973), utilizando esse princípio, propõem uma equação para cálculo da difusividade da água em um solo, pela análise da infiltração horizontal da água, em colunas de solo homogêneo em laboratório.

Segundo WHISLER e KLUTE (1965), a histerese é fator importante no movimento da água em colunas de solo.

Em resumo, pode-se considerar que a redistribuição da água em amostras de solo em laboratório é função da condutividade hidráulica, da difusividade hidráulica, do potencial da água no solo e da histerese, (STAPLE, 1970). Segundo este mesmo autor, a análise deve ser feita em solo com a estrutura indeformada, para um melhor entendimento da distribuição da sua umidade e dos fatores que a influenciam.

O perfil do solo no campo em relação ao seu regime hídrico, é um sistema dinâmico e complexo, tendo grande importância no ciclo hidrológico (BAVER et alii, 1972),

2.2 Evapotranspiração

Inúmeros trabalhos existem relacionados com a física da evaporação. Alguns pesquisadores desenvolveram métodos compreensíveis e aceitáveis para a determinação da água consumida por vegetais baseados em conceitos físico-teóricos do transporte de vapor d'água e nas respostas fisiológicas dos vegetais, assim como em experimentos realizados para tal finalidade. Estes métodos têm sido largamente utilizados e difundidos. Bons exemplos são os trabalhos de: THORNTHWAITE e HOLZMAN (1942), THORNTHWAITE (1948), PASQUIL (1949), TURC (1955), PENMAN (1948), van BAVEL (1966), PRUIT (1963) e muitos outros.

Esses conceitos têm sofrido constantes mudanças de modo a adequá-los a situações reais de manejo do solo, necessidades da cultura e disponibilidade de água no solo, para os vegetais.

Reverendo os conceitos de determinação da evapotranspiração real, THORNTHWAITE e HAREL (1965) concluem que a radiação líquida, tipo de vegetação e de solo, influem na estimativa da evapotranspiração real.

Para a cultura de arroz, EVANS (1971) determinou que para fins de irrigação, a evapotranspiração real pode ser correlacionada com dados de tanque classe A, su jeito às mesmas condições do vegetal. Quanto à cultura de arroz irrigado, a advecção local teve influência decisiva sobre a evapotranspiração desse vegetal, (LANG et alii, 1974).

A densidade de plantio em culturas de milho é fator decisivo na evapotranspiração real e na eficiência de uso de água por esse vegetal, conforme mostram YAO e SHAW (1964).

Nos estudos atuais de balanço hídrico e consumo de água pelos vegetais, grande ênfase é dada à disponibilidade de água no solo, e a sua relação com os elementos climáticos e o desenvolvimento vegetal. Estas afirmativas são corroboradas por BAIER (1965), que analisando a inter-relação entre elementos meteorológicos, umidade do solo e crescimento vegetal, concluiu que a estimativa da evapotranspiração potencial precisa ser modificada, pela aplicação dos parâmetros de solo e da planta que influenciam.

Estudando o consumo de água por culturas de milho, DALE (1968) afirma que a evapotranspiração real está intimamente relacionada com a umidade do solo e a facilidade com que a água disponível pode ser extraída do solo.

Ao analisarem o consumo de água por culturas de milho sob duas condições de cultivo, SHANHOLTZ e LILLARD (1970) desenvolveram um modelo matemático de predição da água no solo, considerando o meio contínuo solo-planta-atmosfera e ainda o período de acréscimo de água no solo, a interceptação da chuva pela cultura e a retenção da água pelo solo.

Para a cultura do chá, WILLAT (1971) observou que mesmo sob condições de alta demanda atmosférica, o consumo de água pelas plantas depende do potencial da água no solo. Esse mesmo raciocínio é desenvolvido por RITCHIE (1974), que afirma que o balanço hídrico de uma comunidade vegetal é função das condições de solo, clima e da própria planta.

Analisando o balanço de água da planta e suas relações com as condições atmosféricas e edáficas, KAUFMANN e HALL (1974) concluíram que a resposta dos vege-

tais às condições hídricas, depende da interação conjunta de todos os elementos do meio contínuo solo-planta-atmosfera.

O crescimento vegetal, a transpiração e a resistência à perda de água pelos vegetais, tem grande importância nos estudos de balanço hídrico e consumo de água pelos vegetais, sendo regulados pelos elementos climáticos e pela disponibilidade de água no solo.

KRAMER (1963) afirma que o crescimento dos vegetais é controlado diretamente pelos potenciais de água na planta, e indiretamente pelo potencial de água no solo; essa mesma afirmativa é compartilhada por Van BAVEL (1967), que observou que as mudanças na resistência à perda de água pelos vegetais são reguladas pelo teor e potencial da água no solo e pela demanda atmosférica.

BLACK et alii (1970 e 1970a) afirmam que a transpiração de uma vegetação é função da evaporação potencial, da umidade do solo, da resistência estomatal, do índice de área foliar e do tipo de solo.

Ao estudarem a taxa de transpiração e potencial da água em folhas de arroz, TOMAR e GHILDYAL (1973) concluíram que estes parâmetros estão intimamente relacionados com os elementos climáticos e a disponibilidade da água no solo. Do mesmo modo, GARONER e MILLAR (1973), observaram que o potencial da água no solo e na folha, assim como a condutância estomatal e a transpiração, influem na fotossíntese e no crescimento de plantas de cebola e feijão. Afirmam ainda, que a taxa de crescimento diminui quando o potencial da água no solo for inferior a $-0,7$ atmosfera.

Analisando o consumo de água por plantas de milho, KOWAL e KASSAM (1973) concluíram que a eficiência de uso de água por esse vegetal é função do consumo de água pelas plantas e do potencial de água no solo. Afirmam ainda, estes autores, que a taxa de crescimento foi reduzida quando o potencial de água no solo estava abaixo de -0,5 bar. DUBÉ et alii (1974) observaram que o potencial de água no solo e na planta são fatores importantes na respiração e nas taxas de transpiração em folhas de milho.

THURTEL (1974) afirma que o estudo das relações água-planta contribuirá para um melhor entendimento das reações fisiológicas dos vegetais aos défices de água no solo.

A evapotranspiração real pode ser determinada também, através da técnica de moderação, introduzida por BELCHER et alii (1950) para a medida da umidade do solo.

Inúmeros foram os autores que se utilizaram dessa técnica para estimativa dos vários termos do balanço hídrico e da evapotranspiração real dos vegetais, entre os quais podemos destacar: HOLMES (1956), BLACK et alii (1969), OREIBELBIS (1962), DENMEAD e SHAW (1962), ROBINSON e BAVER (1964).

BARROS FERRAZ (1968) concluiu que esta técnica é conveniente para a determinação da evapotranspiração real e da condutividade hidráulica de um solo em condições de campo; à mesma conclusão chegou CRUCIANI (1972), que, utilizando-se da técnica de moderação de neutrons, determinou o balanço hídrico em cultura de cana-de-açúcar, indicando como a mesma é vantajosa em estudos de água no solo.

PEREIRA et alii (1974) utilizaram-se dessa técnica para estimativa da evapotranspiração real e da drenagem profunda em cafezais cultivados em solos Podzolizados Lins e Marília, e concluíram que a mesma é válida para estudos desta natureza, como também o demonstraram REICHARDT et alii (1974), para a cultura do feijão.

3 - MATERIAL E MÉTODO

3.1 Material

3.1.1 Solo

O experimento foi instalado numa área de relevo plano, no Centro Experimental do Instituto Agronômico de Campinas. O solo é caracterizado como Latossolo Roxo, de textura argilosa. A composição granulométrica das várias camadas do solo, determinadas pelo método de GROHMANN e Van RAIJ (1973), é apresentada no Quadro 4.

Quadro 4 - Composição granulométrica obtida pelo método de GROHMANN e Van RAIJ (1973), e densidade global média das várias camadas do solo

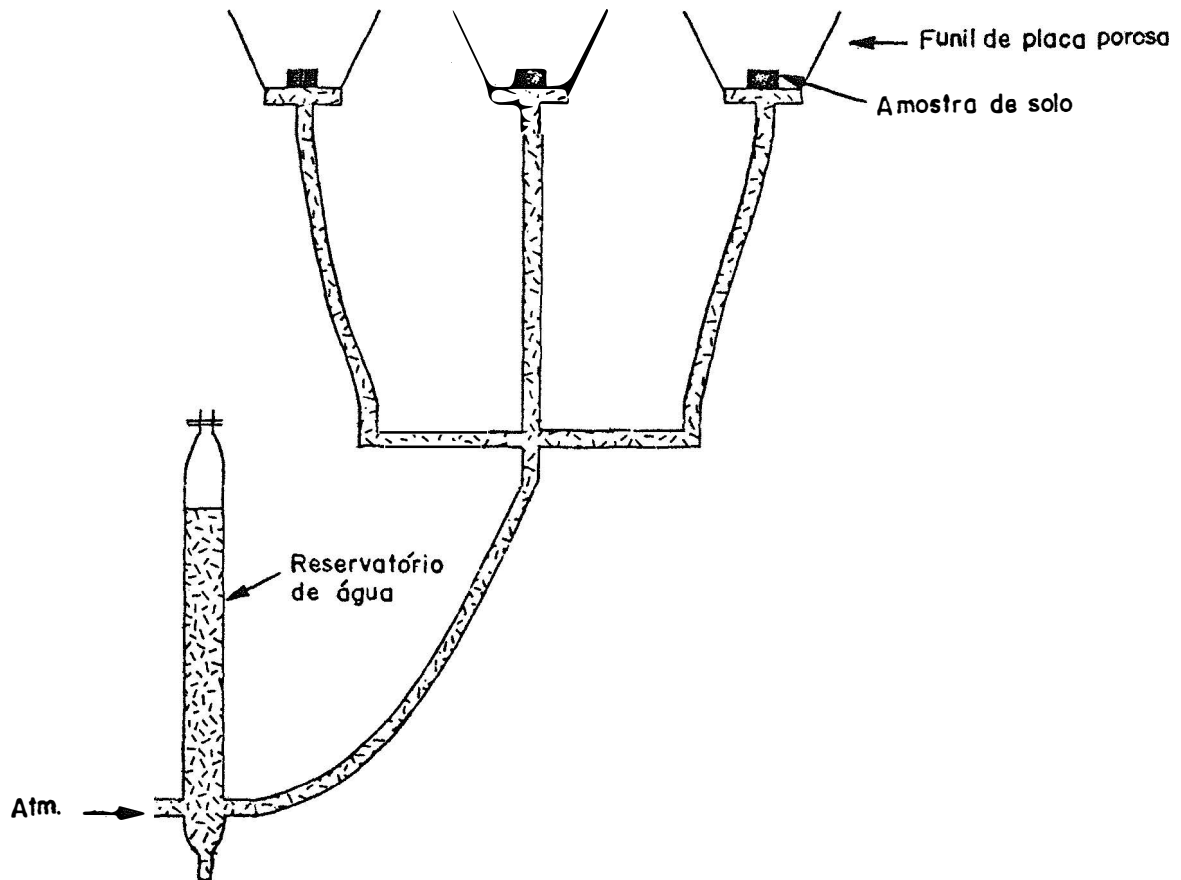
Camada do solo (cm)	Granulometria: %				Densidade global (g/cm ³)
	Argila	Limo	A.Fina	A.Grossa	
0 - 30	40.0	1.4	26.2	32.4	1,21
30 - 60	41.3	2.3	24.7	31.7	1.19
60 - 90	43.6	2.5	23.2	30.7	1.25
90 - 120	43.9	2.1	24.2	29.8	1.20

3.1.2 Determinação das características hídricas do solo

3.1.2.1 Curva de retenção da água no solo

Para a determinação da curva característica da umidade do solo foram utilizados funil de placa porosa (Figura 1) e membrana de Richards.

O funil de placa porosa foi utilizado na determinação da curva de retenção da água no solo pelo mé-



C. Giarelli Brunini

Figura 1 - Esquema para a determinação da curva característica da água no solo através do funil de placa porosa.

todo de secamento no intervalo 0 a 0,2 atmosferas, sendo que de 0,2 a 15 atmosferas foram utilizados um extrator de placa porosa e a membrana de Richards.

3.1.2.2 Difusividade da água no solo

A difusividade hidráulica foi determinada a partir da análise de infiltração horizontal da água em colunas de solo em laboratório, como mostra a Figura 2,

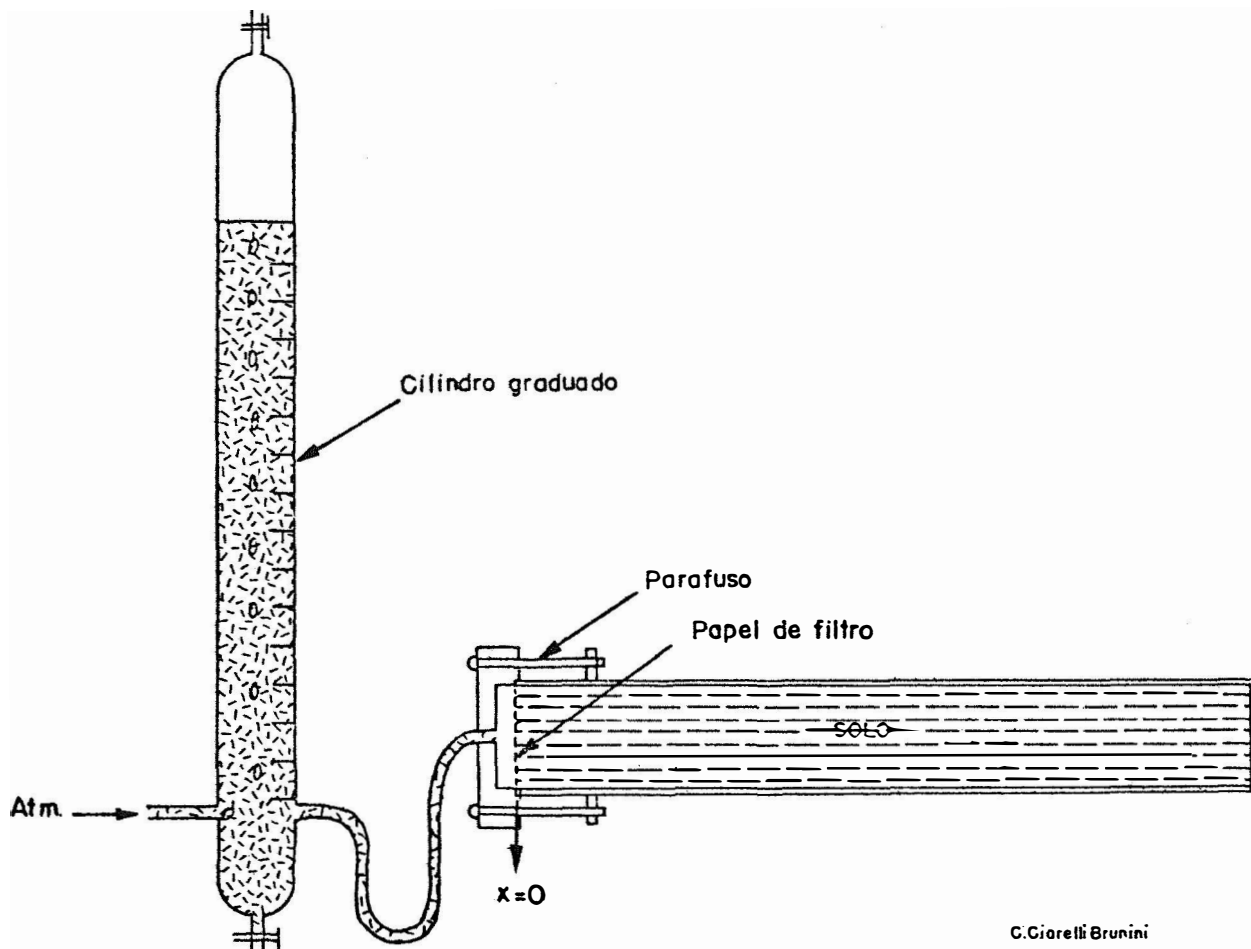


Figura 2 - Esquema para a determinação da infiltração horizontal da água nas camadas do solo em estudo.

que apresenta um reservatório de água a nível constante e um tubo de acrílico de 50 cm de comprimento e 5,5 cm de diâmetro interno.

3.1.2.3 Condutividade hidráulica do solo

A determinação da condutividade hidráulica do solo saturado, foi feita segundo o esquema da Figura 3. No estudo da condutividade hidráulica do solo não saturado em condições de campo, foram utilizados: tensiômetros às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm, para a de-

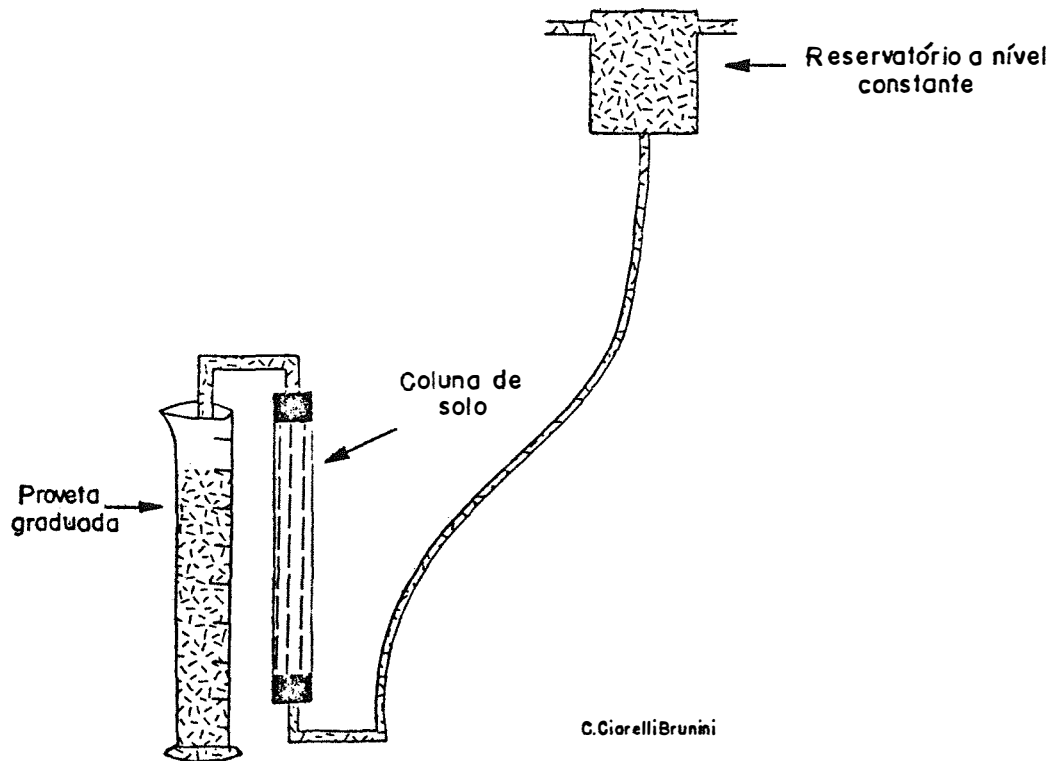


Figura 3 - Esquema para a determinação da condutividade hidráulica saturada do solo para as várias camadas em estudo.

terminação do gradiente de potencial da água no solo; 2 tubos de alumínio instalados até a profundidade de 120 cm, para acesso da fonte de neutrons e determinação da umidade do solo, e um plástico negro impermeável de 10 x 10 m, cobrindo a superfície do solo para evitar a evaporação.

3.1.3 Umidade do solo

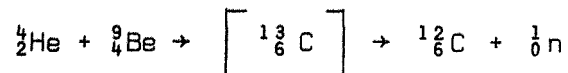
A umidade do solo foi determinada nas parcelas representativas de cada tratamento, e para tanto foram instalados 3 tubos de alumínio de diâmetro externo 4,5 cm e diâmetro interno 4 cm, até uma profundidade de 120 cm para acesso da sonda de neutrons utilizada na determinação da umidade do solo.

Nas profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm, a umidade do solo foi determinada pela técnica de moderação de neutrons, como descrito por BELCHER et alii (1950), HOLMES e ROBERTSON (1956), BARROS FERRAZ (1968); e na superfície pelo método gravimétrico.

A fonte de neutrons, utilizada no presente experimento é da Nordisk Elektrisk Apparatfabric (Denmark), Modelo BASC Depth Moisture - Density Probe.

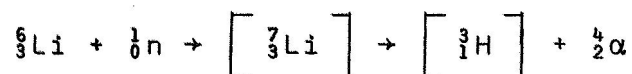
Esta sonda de neutrons é constituída de 6 partes principais:

a) Fonte Radioativa - é constituída de uma mistura de $^{241}\text{Am}-^9\text{Be}$, emitindo neutrons rápidos (com energia predominante de 4 MeV) através da seguinte reação (α, n):



A sonda utilizada possui uma fonte radioativa desse tipo, com atividade de 30 m Ci e fluxo $7,4 \cdot 10^4$ n.seg⁻¹, que interagem com os átomos de hidrogênio no solo e são moderados.

b) Detector - é formado por um cristal cintilador de lítio, enriquecido com 96% em ${}^6_3\text{Li}$. Os neutrons lentos interagem com o cintilador, produzindo indiretamente as cintilações através da radiação α , formada dentro do cristal pela reação:



c) Fotomultiplicadora - a fotomultiplicadora, que é introduzida no solo junto com a fonte radioativa e o detector, tem a função de transformar as cintilações produzidas no cristal em corrente de elétrons, dando formação a um sinal elétrico.

d) Pré-amplificador - o pré-amplificador acompanha também o conjunto fonte-detector e suas funções são amplificar os impulsos, à saída da fotomultiplicadora e prepará-los quanto à polaridade, amplitude e tempo adequado, para a entrada no amplificador.

e) Amplificador - tem a função de amplificar os sinais para que sejam contados.

f) Contador - sua função é contar o número de impulsos que chegam no mesmo, dando a leitura em contagens por unidade de tempo.

3.1.4 Planta

Foram utilizadas duas variedades de arroz de sequeiro, IR-665 e IAC-1246. As plantas da variedade IR-665 apresentam uma altura máxima de 80 cm e folhas eretas, enquanto o IAC-1246 apresenta folhas pendentes, altura máxima 120 cm e ciclo vegetativo ligeiramente menos que o IR-665.

Cada variedade foi semeada às distâncias de 30 e 60 cm entre linhas e 10 cm entre plantas na linha, em uma área de 1000 m², perfazendo quatro tratamentos com duas repetições, possuindo cada parcela uma área útil de 100 m² (10 x 10 m).

Utilizou-se a adubação normal (40-60-30), sendo 1/3 do nitrogênio aplicado no plantio e 2/3 em cobertura.

3.1.5 Elementos Climáticos

Para a caracterização do meio físico e correlações entre o consumo de água e a análise de crescimento, foram observados os seguintes elementos climáticos, obtidos em Posto Meteorológico próximo ao local do experimento:

- temperatura diária máxima, mínima e média do ar, em °C a 1,50 m (no abrigo termométrico modelo 1.^a classe);

- insolação diária, em horas e minutos;
- precipitação pluviométrica em 24 hs, em mm;
- radiação solar global, em $\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$

3.2 Método

3.2.1 Curvas de retenção da água no solo

As curvas características da água no solo foram determinadas, segundo o método descrito por LIBARDI e REICHARDT (1973), em funil de Placa Porosa e na Membrana de Richards. As amostras de solo foram preparadas em laboratório e submetidas às tensões de: 0,0 - 0,01 - 0,02 - 0,03 - 0,05 - 0,07 - 0,10 - 0,2 - 0,3 - 0,5 - 0,7 - 3,0 - 6,0 - 9,0 - 12,0 e 15,0 atmosferas; a umidade das amostras de solo, para cada tensão, foi obtida como uma média de três repetições.

Nesse estudo, o perfil do solo foi dividido em quatro camadas, para que pudesse ser observado o efeito individual e posteriormente o efeito conjunto das camadas. As camadas em estudo foram as seguintes, a partir da superfície do solo: 0-30; 30-60; 60-90; 90-120 cm, e o efeito conjunto foi observado nas camadas 0-60; 60-120 e 0-120 cm.

A dependência entre umidade do solo e o potencial matricial foi determinada pelas características de retenção da água em amostras de solo preparadas em laboratório, sendo que para as tensões de 0,0 até 0,2 atmosferas essa relação foi obtida no funil de Placa Porosa e de 0,3 a 15 atmosferas, foi determinada no extrator de placa porosa e na membrana de pressão de Richards.

3.2.2 Difusividade hidráulica

A equação de DARCY (1856), extendida por BUCKINGHAM (1907), que rege o fluxo geral da água no solo, pode ser escrita de uma maneira simples como:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \dots\dots\dots 1$$

onde q é a densidade de fluxo da água no solo em cm.dia^{-1} , $K(\theta)$ a condutividade hidráulica do solo em cm.dia^{-1} , que é função da umidade do solo e $\partial\psi/\partial Z$ é o gradiente do potencial total da água no solo.

Considerando-se o potencial total (ψ), como função somente do potencial gravitacional (Z) e do potencial matricial (ζ), tem-se:

$$\psi = Z + \zeta \dots\dots\dots 2$$

Desse modo, a expressão 1 fica:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \zeta}{\partial Z} - K(\theta) \dots\dots\dots 3$$

ou

$$q = -K(\theta) \left(\frac{\partial \zeta}{\partial Z} + 1 \right) \dots\dots\dots 4$$

Para facilidade de resolução, através das propriedades das derivadas considerando o potencial matricial (ζ), como função unívoca da umidade (θ) e multiplicando e dividindo por $\partial\theta$, a expressão 4 ficará sendo:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} - K(\theta) \dots\dots\dots 5$$

ou

$$q = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \dots\dots\dots 6$$

O termo $D(\theta)$ é definido como a difusividade hidráulica de um solo cuja unidade é $\text{cm}^2.\text{seg}^{-1}$, sendo dada pela relação:

$$D(\theta) = - K(\theta) \frac{\partial z}{\partial \theta} \dots\dots\dots 7$$

Considerando-se apenas o processo de infiltração horizontal da água em colunas de solo, a expressão 6 ficará como:

$$q_x = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \dots\dots\dots 8$$

De acordo com a equação da continuidade, a variação de umidade de um solo com o tempo é definida como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \dots\dots\dots 9$$

Porém, se considerarmos somente o fluxo horizontal, a expressão 9 fica igual a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} \dots\dots\dots 10$$

Desse modo, igualando-se 10 e 8 temos:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \dots\dots\dots 11$$

A solução da expressão 11 estará sujeita às seguintes condições de contorno:

$$\theta = \theta_0; \quad x > 0; \quad t = 0 \dots\dots\dots 12$$

$$\theta = \theta_s; \quad x = 0; \quad t > 0 \dots\dots\dots 13$$

$$\theta = \theta_0; \quad x = \infty; \quad 0 \dots\dots\dots 14$$

Através da técnica das variáveis separáveis, BRUCE e KLUTE (1956) resolveram a expressão 11, sujeita às condições 12, 13 e 14 e determinaram a seguinte expressão para $D(\theta)$:

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t} \frac{dx}{d\theta} \int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta \dots\dots\dots 15$$

expressão esta que pode ser resolvida, conhecendo-se o perfil horizontal de umidade $\{\theta\}$ em um certo tempo t .

No presente trabalho, porém, a difusividade da água no solo, foi obtida pelo método proposto por REICHARDT e LIBARDI (1973), que basicamente consiste no seguinte:

O processo de infiltração horizontal da água em colunas de solo (Figura 2) é analisado anotando-se o espaço percorrido pela frente de molhamento em cm e o tempo em minutos. Em um sistema de eixos cartesianos o espaço percorrido pela frente de molhamento em cm é anotado no eixo das ordenadas em função da raiz quadrada do tempo em minutos anotado no eixo das abcissas. Determina-se então a tangente formada pela reta que une esses pontos, e o tempo de observação.

Com o valor dessa tangente, a difusividade

da água no solo pode ser determinada a partir da seguinte expressão, proposta por REICHARDT e LIBARDI (1973):

$$D_{(w)} = 1,462 \cdot 10^{-5} m_i^2 \exp(8,087w) \dots\dots\dots 16$$

onde $D_{(w)}$ é a difusividade hidráulica do solo em $cm^2 \cdot seg^{-1}$; m_i^2 é o coeficiente angular da reta de regressão entre o avanço da frente de molhamento e a raiz quadrada do tempo, elevada ao quadrado, e w uma unidade adimensional, que varia de 0 a 1, e calculada como:

$$w = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_s - \theta_0} \dots\dots\dots 17$$

sendo, θ a umidade do solo ($cm^3 \cdot cm^{-3}$) para um instante qualquer, θ_0 e θ_s correspondem às umidades do solo seco ao ar e do solo saturado.

Os valores da difusividade da água no solo em função da umidade foram determinados para as seguintes camadas do solo: 0-30; 30-60; 60-90; 90-120; 0-60; 60-120 e 0-120 cm.

3.2.3 Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica do solo saturado, para as várias camadas do solo em estudo, foi determinada segundo a metodologia descrita por REICHARDT (1973), conforme mostra a Figura 3, e que consiste no seguinte:

Preenche-se uma coluna de acrílico, de diâmetro interno 5 cm e comprimento 30 cm, com a camada de solo em estudo, de modo que tenha uma densidade global semelhante à de campo. Posteriormente, uma pressão de

água (H) é aplicada na parte inferior da coluna, e o volume de água que sai na parte superior é medida. Considerando o volume total de água coletado e a diferença de potencial de pressão ($H_2 - H_1$), nos dois extremos da coluna, tem-se:

$$\frac{Q}{A \cdot t} = -K(\theta_s) \frac{\Delta H}{\Delta Z} \dots\dots\dots 18$$

onde Q é o volume de água coletada (cm^3), durante o tempo t em minutos, A, a área da seção transversal; $K(\theta_s)$ a condutividade hidráulica e $\Delta H/\Delta Z$ o gradiente de potencial.

Rearranjando a expressão 18 e considerando que o gradiente de potencial refere-se à diferença das pressões de água nos dois extremos da coluna, obtém-se:

$$K(\theta_s) = - \frac{Q \cdot L}{A \cdot t (H_2 - H_1)} \dots\dots\dots 19$$

Esta expressão foi utilizada na determinação da condutividade hidráulica saturada, para as várias camadas do solo em estudo.

3.2.4 Condutividade hidráulica do solo não saturado

Uma vez que a condutividade hidráulica (K) de um solo é função da sua umidade (θ), necessário se faz conhecer a dependência de K em função de θ para a determinação do valor da componente de drenagem profunda, parâmetro indispensável nos estudos de balanço hídrico.

A dependência da condutividade hidráulica do solo em função da umidade do solo pode ser feita de várias maneiras, sendo que no presente trabalho, foram de terminados pelos seguintes métodos:

3.2.4.1 Método de laboratório

Este método, apesar de possuir o inconveniente de utilizar amostras de solo preparadas em laboratório cuja estrutura apresenta-se completamente deformada em relação à sua estrutura natural, permite conhecer a variação da condutividade hidráulica do solo, desde um valor de umidade do solo seco ao ar (θ_0), até o valor de umidade de saturação (θ_s).

Pela expressão 7, tem-se que:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \dots\dots\dots 7$$

Os valores da difusividade hidráulica $D(\theta)$ foram obtidos segundo as expressões 16 e 17 de acordo com o método descrito por REICHARDT e LIBARDI (1973), e a relação $\partial \zeta / \partial \theta$ foi obtida graficamente através da curva característica da umidade do solo, traçada em papel semi logarítmico.

A razão $\partial \zeta / \partial \theta$, obtida em escala semi-logarítmica, pode ser convertida em escala decimal, pela relação:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial \theta} = \zeta \tan B \cdot \frac{1}{0,4343} \dots\dots\dots 20$$

sendo $\partial \zeta / \partial \theta$ o gradiente do potencial matricial com a umi

dade, ζ o potencial matricial para a umidade correspondente, B a tangente à curva de retenção da água no solo e pela substituição de 20 em 7 tem-se:

$$K_{\{\theta\}} = \frac{D_{\{\theta\}} \cdot 0,4343}{\zeta \tan B} \dots\dots\dots 21$$

Os valores da condutividade hidráulica foram determinados segundo esse método, para as várias camadas do solo em estudo, utilizando-se a expressão 21.

3.2.4.2 Método de campo

3.2.4.2.1 Método de Rose

Para simplicidade de notação, será chamado "Método de Rose", o método de determinação "in situ" da condutividade hidráulica de um solo, como sugerido por ROSE et alii (1965).

A quantidade de água armazenada (M) em uma camada de solo, até uma profundidade Z , pode ser obtida pela expressão:

$$M = \int_0^Z \theta(Z) dZ \dots\dots\dots 22$$

A expressão da conservação de massa para a precipitação pluvial em um perfil de solo, para um certo período de tempo, é a seguinte:

$$\int_{t_1}^{t_2} (p + l + q_e + q_d) dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_Z dZ dt \dots\dots 23$$

sendo t_1 e t_2 o intervalo de tempo considerado em dias, p , l , q_e e q_d os fluxos de precipitação, irrigação, evapotranspiração e drenagem em cm.dia^{-1} , respectivamente, e $d\theta/\partial t$, a variação da umidade com o tempo.

Em um solo coberto com plástico para evitar evaporação, p , l e q_e , tornam-se iguais a zero, e num certo intervalo de tempo dt , a expressão 23 torna-se:

$$\int_{t_1}^{t_2} q_d dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^Z \frac{\partial \theta(z)}{\partial t} dz dt \dots 24$$

O segundo termo da expressão 24, corresponde à variação no armazenamento (ΔM) da água no solo, e uma vez que p , l e q_e são nulos, torna-se a própria componente de drenagem (U):

$$U = \Delta M = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \dots 25$$

ou

$$U = \Delta M = q_d \int dt \dots 26$$

Como a umidade do solo foi determinada a profundidades fixas, a água armazenada no solo foi obtida pela aproximação da integral da expressão 22 pela soma dos trapézios correspondentes, e a variação de armazenamento (ΔM), no intervalo $t_2 - t_1$ é dada por:

$$\Delta M = M_2 - M_1 \dots 27$$

Considerando-se que o fluxo de drenagem q_d

obedece à lei de DARCY e uma vez que no solo coberto com plástico a variação no armazenamento é igual à componente de drenagem, tem-se no mesmo intervalo de tempo $t_2 - t_1$, que:

$$\Delta M = -K(\theta) \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} + 1 \right) (t_2 - t_1) \dots\dots\dots 28$$

de modo que:

$$K(\theta) = - \frac{\Delta M}{\left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} + 1 \right) (t_2 - t_1)} \dots\dots\dots 29$$

A expressão 29 é utilizada para a determinação da dependência de K em função de θ , segundo o Método de Rose, para as várias camadas de solo.

A variação de armazenamento (ΔM) foi obtida em solo desnudo, coberto com um plástico de 10 x 10 m, para se evitar os fluxos de evaporação, precipitação e irrigação. No centro da área foram instalados dois tubos de alumínio até a profundidade de 120 cm, para acesso da Fonte de Neutrons. Colocou-se também, tensiômetros a 30, 60, 90 e 120 cm de profundidade, para a determinação dos gradientes de potencial da água no solo.

Primeiramente, o solo foi saturado e logo após coberto com o plástico. As umidades do solo às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm foram determinadas pela técnica de moderação de neutrons e as da superfície pelo método gravimétrico.

A relação K em função de θ foi determinada para as camadas 0-30; 0-60; 0-90 e 0-120 cm, e essa determinação compreendeu três épocas de repetição, para

que um possível efeito estacional, que influenciaria o fluxo da água do solo pudesse ser observado.

O primeiro ensaio compreendeu um período de 26 dias (de 2 a 28 de setembro), o segundo 13 dias (de 8 a 21 de outubro) e o terceiro 40 dias (de 30 de outubro a 10 de dezembro).

3.2.4.2.2 Método de Hillel

Como no caso anterior, será chamado de "Método de Hillel" o método proposto por HILLEL et alii (1972), para a determinação "in situ" da condutividade hidráulica de um perfil de solo.

De acordo com a equação da continuidade, a expressão geral que descreve o fluxo de água em um perfil de solo, pode ser escrita como:

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_Z = \frac{\partial}{\partial Z} \left[-K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \right] \dots\dots\dots 30$$

A resolução da equação diferencial (30) com respeito a Z leva a:

$$\int \left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_Z dZ = \int \frac{\partial}{\partial Z} \left[-K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \right] dZ \dots\dots 31$$

que pela eliminação da integral tem-se:

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_Z \cdot \Delta Z = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \dots\dots\dots 32$$

Se o solo estiver coberto, para evitar evaporação, a mudança do conteúdo de água, por unidade de tempo será:

$$\left(\frac{\partial M}{\partial t}\right)_Z = -K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial Z}\right)_Z \dots\dots\dots 33$$

onde M é o conteúdo total de água no solo, até a profundidade Z, dado pela expressão 22. Igualando-se 33 e 22 tem-se:

$$\left(\frac{\partial M}{\partial t}\right)_Z = \frac{\partial \theta(Z)}{\partial t} \cdot \Delta Z \dots\dots\dots 34$$

Por considerações matemáticas entre as expressões 34 e 33 tem-se:

$$K(\theta) = \frac{\frac{\partial \theta(Z)}{\partial t} \Delta Z}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial Z}\right)_Z} \dots\dots\dots 35$$

A expressão 35 foi utilizada para a determinação da condutividade hidráulica do solo pelo Método de Hillel, utilizando-se os procedimentos experimentais descritos por HILLEL et alii (1972).

A parte experimental foi realizada do mesmo modo como descrito em 3.2.4.2, sendo que nesse caso não se utilizou da umidade da superfície, sendo o fluxo determinado em função da expressão 34.

A relação K em função de θ foi obtida para as profundidades de 45, 75, 105 e 135 cm, valores esses em função do raio de influência da sonda de Neutrons. O estudo compreendeu as três épocas de repetição como citado em 3.2.4.2.

3.2.5 Balanço hídrico

O balanço hídrico é a expressão da conservação de massa para a precipitação pluvial em um dado período, e corresponde ao consumo de água pelas comunidades vegetais.

Esse consumo hídrico é influenciado pelo tipo de solo, condições ambientais, estágio de desenvolvimento do vegetal, e disponibilidade de água no solo.

No presente trabalho, determinou-se o balanço hídrico como sugerido por THORNTHWAITE e MATHER (1955), e pelo método de campo, através da técnica de moderação de neutrons.

3.2.5.1 Balanço hídrico de Thornthwaite e Mather

O balanço hídrico sugerido por THORNTHWAITE e MATHER (1955), é um método climatológico de estudar as variações hídricas de um local, onde a água no solo é considerada como submetida somente a processos estáticos.

Neste processo de análise, as características do solo e do vegetal não são consideradas, e o valor máximo de armazenamento da água no solo, elemento importante para esse tipo de balanço hídrico é considerado igual quer seja um Latossolo Roxo, um Podzólico ou uma Terra Roxa, em cultivo com uma cultura de cana-de-açúcar, de café ou mesmo arroz.

Para o cálculo desse tipo de balanço hídrico, são necessários: temperatura média mensal do ar ($^{\circ}\text{C}$), temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$), precipitação pluviométrica mensal (mm) e latitude do local.

Os valores da temperatura média do ar são utilizados para determinar a evapotranspiração potencial, parâmetro indispensável no método do Balanço Hídrico proposto por THORNTHWAITE (1948).

A expressão sugerida por THORNTHWAITE, para a determinação da evapotranspiração potencial mensal, é a seguinte:

$$e = 1,6 (10 T/I)^a \dots\dots\dots 36$$

onde e é a evapotranspiração potencial mensal (mm), T a temperatura média mensal do ar ($^{\circ}$ C), I e a são duas constantes assim calculadas:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j \dots\dots\dots 37$$

sendo i um índice térmico mensal obtido segundo a expressão:

$$i = (T/5)^{1,514} \dots\dots\dots 38$$

A constante a é obtida através da relação:

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 0,01792 I + 0,49239 \dots 39$$

No presente trabalho, o balanço hídrico de Thornthwaite e Mather foi realizado em base diária, sendo utilizados valores diários de precipitação e da temperatura do ar em $^{\circ}$ C. A quantidade máxima de água armazenada no solo foi considerada como sendo 125 mm. A metodologia usada para esse caso foi a descrita por ORTOLANI et alii (1970).

3.2.5.2 Balanço hídrico no campo

Este método mostra-se mais preciso nos estudos de determinação do consumo de água pelos vegetais, porque considera os fatores de solo, clima e planta conjuntamente.

A expressão do balanço hídrico para esse caso pode ser escrita da seguinte maneira:

$$\int_{t_1}^{t_2} (p+l)dt = \int_{t_1}^{t_2} (q_e+q_d)dt + \Delta M + R \dots 40$$

onde p , l , q_e , q_d são, respectivamente, os fluxos de precipitação, irrigação, evapotranspiração e drenagem em cm.dia^{-1} ; ΔM é a variação no armazenamento da água no solo em cm, e R o escoamento superficial.

A umidade do solo foi determinada a intervalos aproximados de três dias, durante todo o período de desenvolvimento vegetal. A umidade às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm foi determinada pela técnica de moderação de nêutrons, e na superfície pelo método gravimétrico.

O consumo de água foi determinado nas parcelas representativas de cada tratamento, e para tanto três tubos de alumínio foram instalados no solo até a profundidade de 120 cm para acesso da Fonte de Nêutrons.

Em cada parcela foi obtido um valor médio da umidade do solo às profundidades de 0, 30, 60, 90 e 120 cm, resultante da medida dos três locais, conforme a expressão:

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2 + \theta_3}{3} \dots \dots \dots 41$$

O armazenamento e a variação no armazenamento da água no solo foi calculado através das expressões 22 e 27, conforme descrito em 3.2.4.2.

A precipitação foi obtida em Posto Meteorológico próximo ao local do experimento, e nos casos em que houve necessidade de irrigação, a mesma foi medida com pluviômetro instalado no centro da cultura.

Utilizou-se a condutividade hidráulica obtida pelo método de laboratório, para a estimativa da componente de drenagem, determinando-se um valor médio da condutividade hidráulica para cada intervalo de leitura, de modo que:

$$\bar{K} = \frac{K(\theta_i) + K(\theta_j)}{2} \dots\dots\dots 42$$

Para a obtenção dos valores de $K(\theta_i)$ e $K(\theta_j)$, as umidades (θ_i) e (θ_j) , correspondem a um valor médio da umidade do perfil do solo para cada leitura. Esse valor de θ_i ou θ_j é obtido em função do armazenamento (M), dado pela expressão 22, e da altura da camada do solo (L), de modo que:

$$\theta_i = \frac{M}{L} \dots\dots\dots 43$$

Uma vez que o gradiente de potencial da água no solo não foi observado, adotou-se o método de BLACK et alii (1969), no qual o gradiente de potencial é considerado unitário. Desse modo o fluxo de drenagem em um certo período é dado por:

$$q_d = \bar{K} = \frac{K(\theta_i) + K(\theta_j)}{2} \dots\dots\dots 44$$

A drenagem total no período fica igual a:

$$U = \int q_d dt \dots\dots\dots 45$$

Conhecido o valor da componente de drenagem (U), a variação do armazenamento (ΔM) e o total da precipitação (P) no período considerado, uma vez que o escoamento superficial (R) foi desprezado, por ser uma área de relevo plano, a expressão do balanço hídrico fica:

$$E = P + I - U \pm \Delta M \dots\dots\dots 46$$

Pelo fato da planta de arroz possuir um sistema radicular pouco profundo, e que 95% das suas raízes encontram-se nos primeiros 20 cm de solo (GERMEK et alii, 1950), a evapotranspiração real (E) foi determinada considerando-se uma profundidade máxima de 30 cm, para exploração das raízes.

3.2.6 Água disponível no solo

Um elemento importante para estudos de regionalização agrícola desta cultura é a água disponível no solo, que pode, mesmo em alguns casos, limitar a produção ou o desenvolvimento da cultura de arroz.

A água disponível no solo corresponde à água que pode ser utilizada pela cultura em certo período, e a mesma foi determinada para as camadas 0-30 e 0-60 cm.

Para esse estudo, levou-se em consideração a umidade que o solo retém a 15 atmosferas obtida pela curva característica da água no solo. A expressão que fornece a disponibilidade hídrica do solo para as camadas

0-30 e 0-60, baseia-se no armazenamento da água para essas camadas de solo, como obtido pela expressão 22, menos a água que essas camadas retêm além de 15 atmosferas, de modo que:

$$AD = \sum_{i=0}^H (\theta \Delta Z - \theta_{15} \Delta Z) \dots\dots\dots 47$$

3.2.7 Análise de crescimento

A análise de crescimento desse vegetal, cons tou de medidas semanais de área foliar, peso seco e altu ra das plantas, para a determinação dos índices fisioló- gicos, que neste estudo constaram de:

- a) índice de área foliar
- b) peso seco
- c) eficiência de uso da água

A eficiência em uso de água pelo vegetal, foi determinada para os quatro tratamentos segundo a fór mula:

$$e.u.a. = \frac{P_2 - P_1}{E_{21}}$$

sendo $P_2 - P_1$, o ganho em peso seco entre duas amostra- gens e E_{21} , o consumo em água no período considerado.

Para este estudo, foram coletadas quatro co- vas por canteiro, para ter-se uma média representativa de cada tratamento.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Curvas de retenção da água no solo

Os resultados referentes às características hídricas da água no solo, obtidos de acordo com o descrito no ítem 3.2.1, são apresentados nas Figuras 4 e 5.

Na Figura 4, são apresentados em escala semilogarítmica a curva de retenção da água no solo para as camadas 0-30; 30-60; 60-90 e 90-120 cm, observando-se que a camada de 0 a 30 cm apresenta, com a relação potencial matricial (ζ) em função da umidade do solo, um comportamento bem diferente das demais.

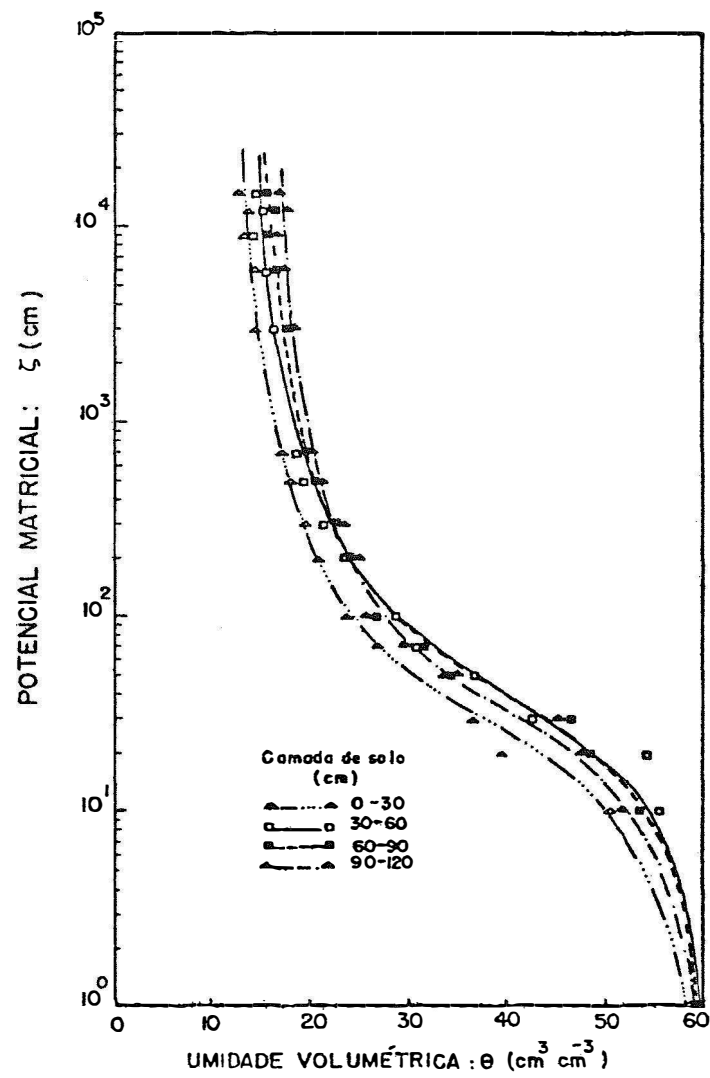


Figura 4 - Curvas de retenção da água no solo obtidas em laboratório para as várias camadas do solo em estudo.

No Quadro 5 são apresentados os valores da umidade do solo seco ao ar e solo saturado, para as várias camadas em estudo.

Quadro 5 - Valores de umidade do solo seco ao ar (θ_0) e solo saturado (θ_s), para as várias camadas

Camada de solo (cm)	Umidade do Solo: θ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	
	seco ao ar θ_0	saturado θ_s
0 - 30	0.026	0.584
30 - 60	0.027	0.585
60 - 90	0.024	0.595
90 - 120	0.026	0.587
0 - 60	0.027	0.585
60 - 120	0.025	0.591
0 - 120	0.026	0.586

A Figura 5 apresenta as curvas características, também em escala semilogarítmica, para as camadas 0-60; 60-120 e 0-120 cm. Observa-se que a curva correspondente à camada 0-120 cm, possui valores médios entre as camadas 0-60 e 60-120 cm.

4.2 Infiltração horizontal da água no solo

Os dados de infiltração horizontal da água no solo, para as várias camadas, foram obtidos de acordo com o processo descrito em 3.2.2.

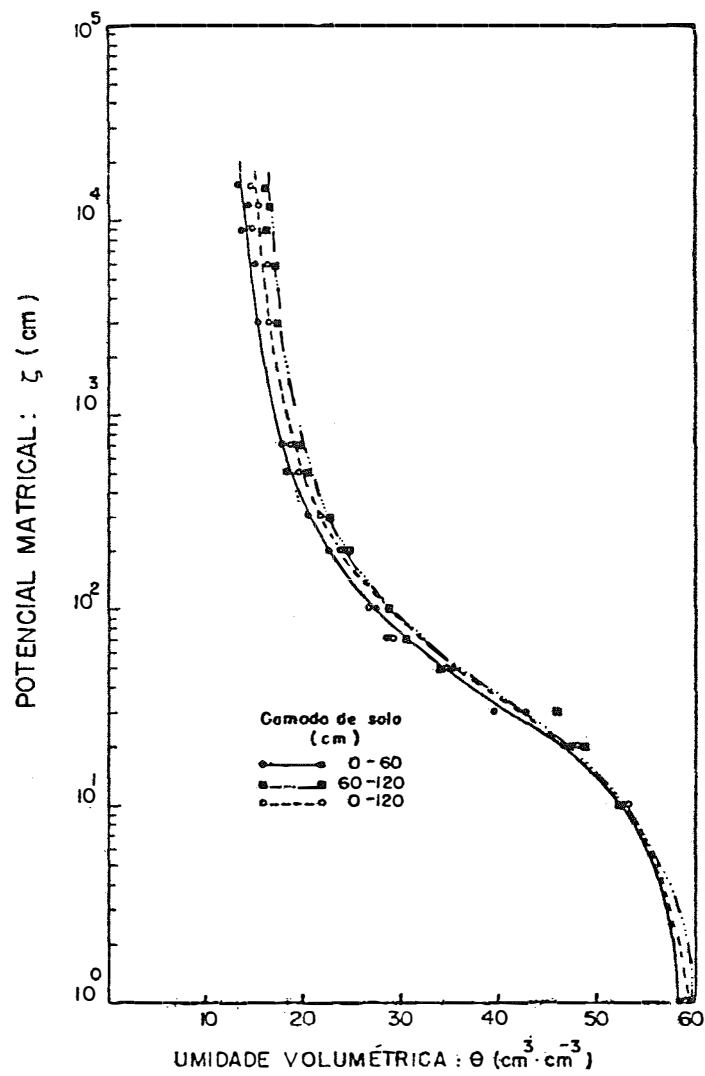


Figura 5 - Curvas características da água no solo, obtidas em laboratório para as várias camadas do solo em estudo.

Na Figura 6 são apresentadas as curvas de infiltração horizontal da água em função do tempo em colunas de solo em laboratório, para as várias camadas em estudo. A camada de 60 a 90 cm apresentou uma curva de infiltração horizontal da água no solo em função do tempo com inclinação menor, significando que nessa camada a água levará mais tempo para percorrer o mesmo espaço que nas outras camadas.

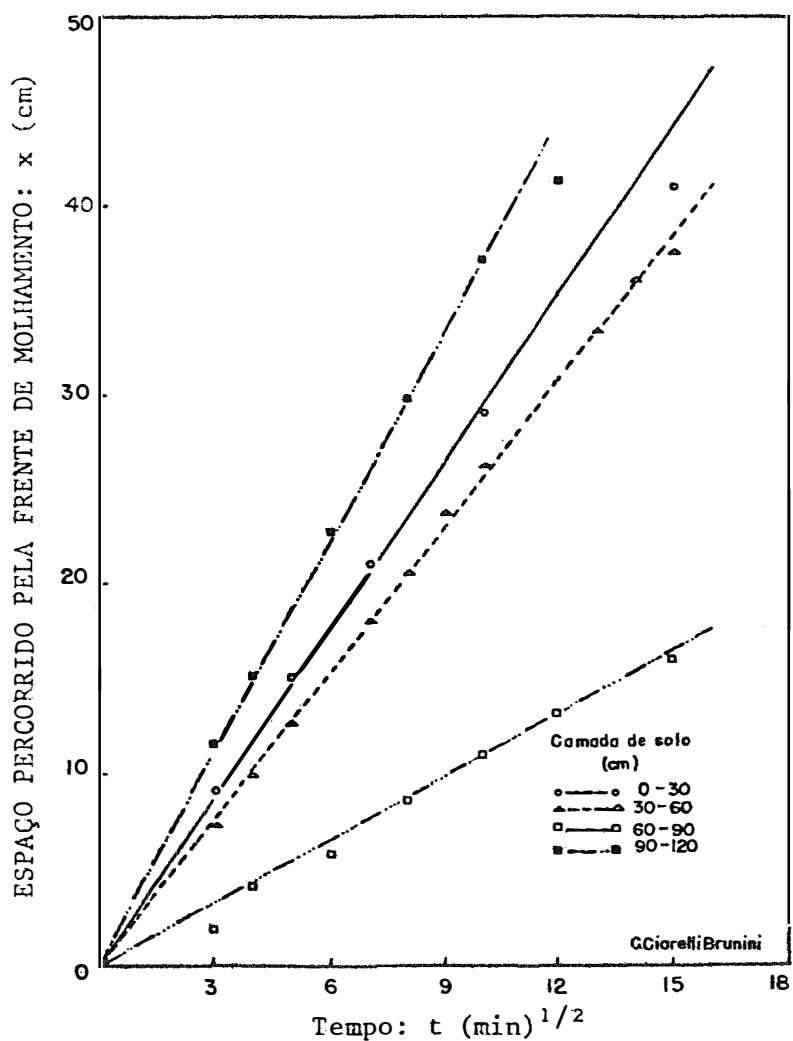


Figura 6 - Espaço percorrido pela frente de molhamento da água em colunas do solo, versus a raiz quadrada do tempo nas várias camadas do solo em estudo.

Visualiza-se melhor esse fato, quando é analisado o efeito conjunto das camadas, na Figura 7, pois a curva da infiltração de água, contra o tempo, da camada 60-120 cm, tem uma inclinação menor que a de 0-60 cm, e a camada 0-120 cm, apresenta-se intermediária entre essas duas.

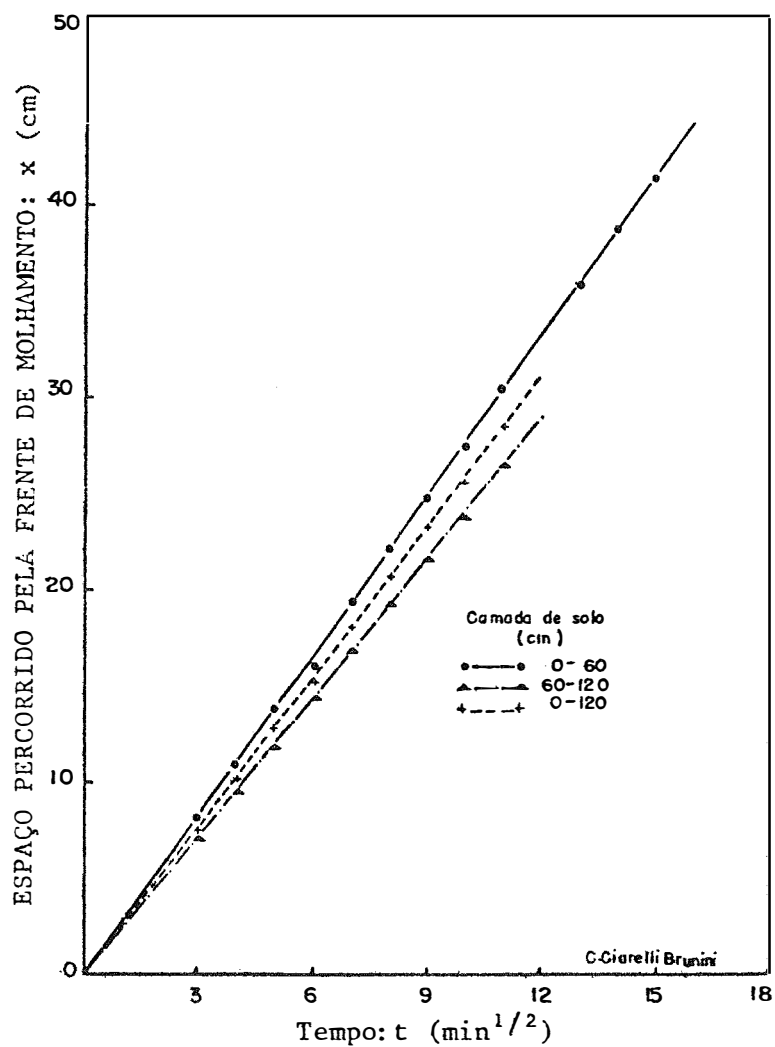


Figura 7 - Espaço percorrido pela frente de molhamento da água em colunas de solo, versus a raiz quadrada do tempo nas várias camadas do solo em estudo.

4.3 Difusividade hidráulica

A difusividade hidráulica das várias camadas do solo em estudo, foi obtida utilizando-se a expressão 16, de acordo com a metodologia descrita em 3.2.2.

Os valores da difusividade da água, para as várias camadas do solo em estudo, são apresentados em escala semi-logarítmica nas Figuras 8 e 9.

Em virtude da dependência entre a infiltração horizontal e a difusividade da água no solo, a camada de 60 a 90 cm, apresentou os menores valores de difusividade, como pode ser observado na Figura 8.

Essa influência da camada 60-90 cm, pode ser melhor observada na Figura 9, onde as camadas 0-60 cm e 60 - 120 cm, apresentam-se bem distintas e a camada 0-120 cm com valores médios entre essas duas camadas.

A pouca diferença entre as camadas 0-30, 30-60 e 90-120 cm e a grande diferença destas com a camada de 60 a 90 cm, provavelmente deve-se às características texturais conforme foi apresentado no Quadro 1. Por esse motivo, os fluxos de água nesse perfil de solo, sofrerão influência marcante dessa camada.

Através de uma análise de regressão linear simples, foram determinadas as expressões que representam esse processo para as várias camadas do solo.

A relação entre a difusividade da água no solo e a umidade pode ser expressa por uma equação da forma:

$$D = b \exp (c \theta) \dots\dots\dots 49$$

sendo D , a difusividade hidráulica para cada camada; b e c , parâmetros próprios para cada camada; e θ , a umidade do solo em cm^3 de água por cm^3 de solo.

No Quadro 6, são apresentados os valores dos parâmetros b , c e os coeficientes de determinação da expressão $D = b \exp (c \theta)$, para as diversas camadas de solo.

Quadro 6 - Parâmetros b , c e coeficientes de determinação da expressão $D = b \exp (c \theta)$, utilizada para cálculo da difusividade da água no solo das várias camadas de solo

Camada do Solo (cm)	Parâmetros		Coeficiente de Determinação (%)
	b	c	
0 - 30	$8,3047 \cdot 10^{-5}$	14,6016	99,8
30 - 60	$6,5282 \cdot 10^{-5}$	14,5701	99,8
60 - 90	$1,2034 \cdot 10^{-5}$	14,1649	100,0
90 - 120	$6,5425 \cdot 10^{-5}$	14,3446	99,9
0 - 60	$7,2916 \cdot 10^{-5}$	14,5566	99,9
60 - 120	$3,9838 \cdot 10^{-5}$	14,1722	99,9
0 - 120	$5,6059 \cdot 10^{-5}$	14,4049	99,9

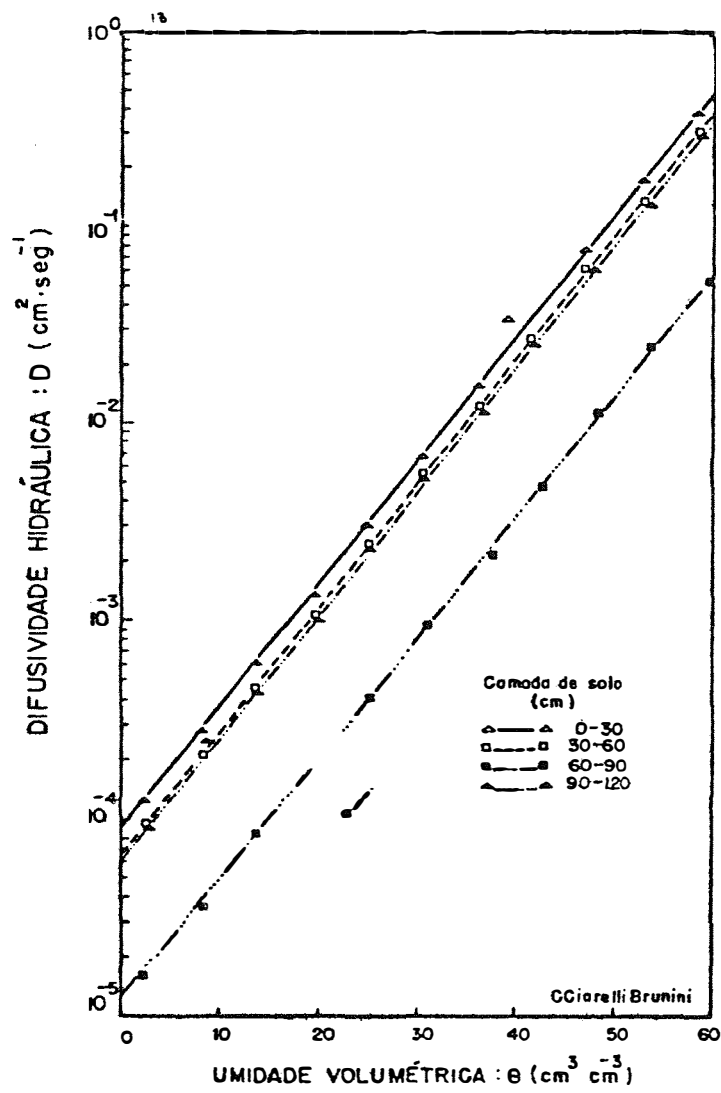


Figura 8 - Valores experimentais da difusividade da água no solo, para as várias camadas do solo em estudo.

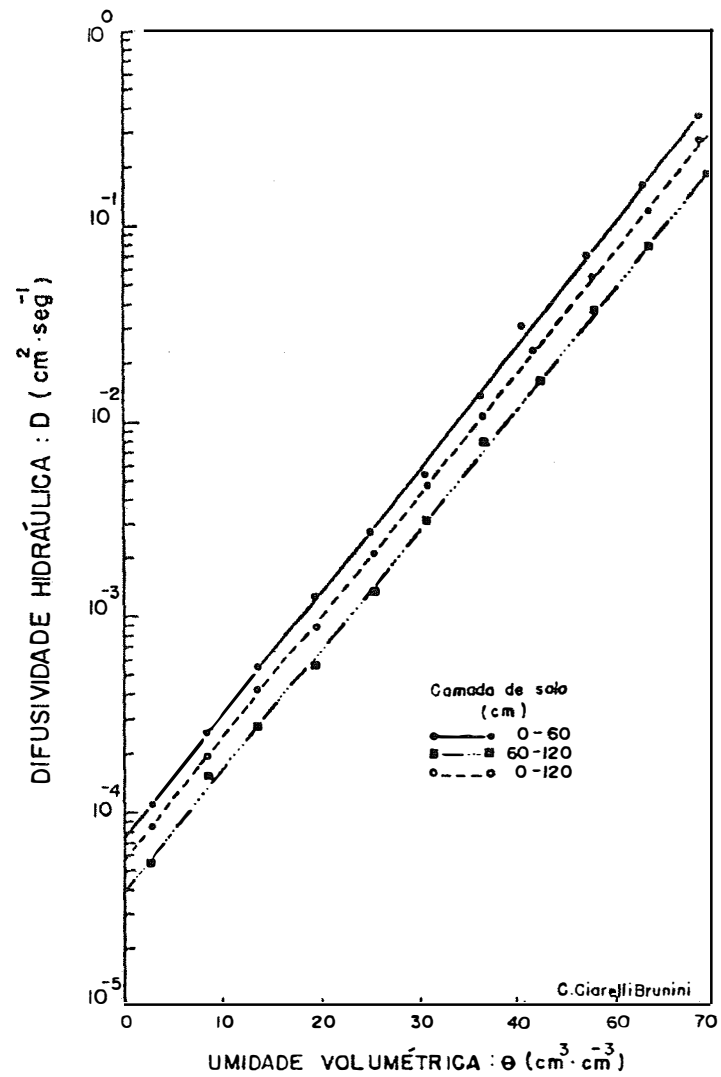


Figura 9 - Valores experimentais da difusividade da água no solo, para as várias camadas do solo em estudo.

4.4 Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica saturada, das várias camadas do solo em estudo, foi determinada através da expressão 19, de acordo com a metodologia descrita em 3.2.3.

No Quadro 7, são apresentados os valores médios da condutividade hidráulica do solo saturado em $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$, resultante de nove repetições, para as diversas camadas do solo. Nota-se que a camada de 60 a 90 cm apresentou o menor valor de condutividade hidráulica saturada.

Quadro 7 - Condutividade Hidráulica do Solo Saturado (K_s) em $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$, obtidas em laboratório, para as várias camadas do solo em estudo

Camada do Solo (cm)	Condutividade Hidráulica Saturada (K_s) $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$
0 - 30	0.17
30 - 60	0.22
60 - 90	0.11
90 - 120	0.22
0 - 60	0.20
60 - 120	0.17
0 - 120	0.18

4.5 Movimento da água no solo

O movimento da água no solo, foi observado em três épocas diferentes, com o solo coberto com plástico para se evitar a evaporação. Para esse estudo usou-se a metodologia descrita em 3.2.4.2 e 3.2.4.3.

Na Figura 10 são apresentados os gradientes de potencial matricial às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm. Nota-se que todos os gradientes do potencial matricial nos três períodos de análise apresentam a mesma tendência.

Os perfis de umidade do solo às profundidades de 0, 30, 60, 90 e 120 cm, correspondentes aos três períodos de observação são apresentados na Figura 11. Observa-se que mesmo 40 dias após o solo estar coberto com plástico, a umidade do solo às várias profundidades observadas continuava decrescendo, sendo que essa variação foi considerada insignificante para este tipo de estudo, somente após o 25º dia.

Este fato contradiz as teorias existentes, nas quais um solo sem vegetação e coberto com plástico, após dois dias, toda a "água gravitacional" drenará e o solo estará em sua "capacidade de campo".

Isto mais uma vez põe em evidência o fato de que a água no solo está submetida a processos essencialmente dinâmicos, movimentando-se em função da diferença entre os seus estados de energia no solo. Esse processo é mais marcante no nosso caso, pois o solo em estudo possui um perfil profundo com drenagem livre, o que ocasionou com que mesmo após 40 dias coberto com plástico, o solo continuava perdendo água para as camadas mais profundas.

Na Figura 12 são apresentados os gradientes do potencial total da água no solo às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm. Do mesmo modo como observado no gradiente de potencial matricial, não houve diferenças significativas entre os gradientes de potencial total nos três períodos de observação.

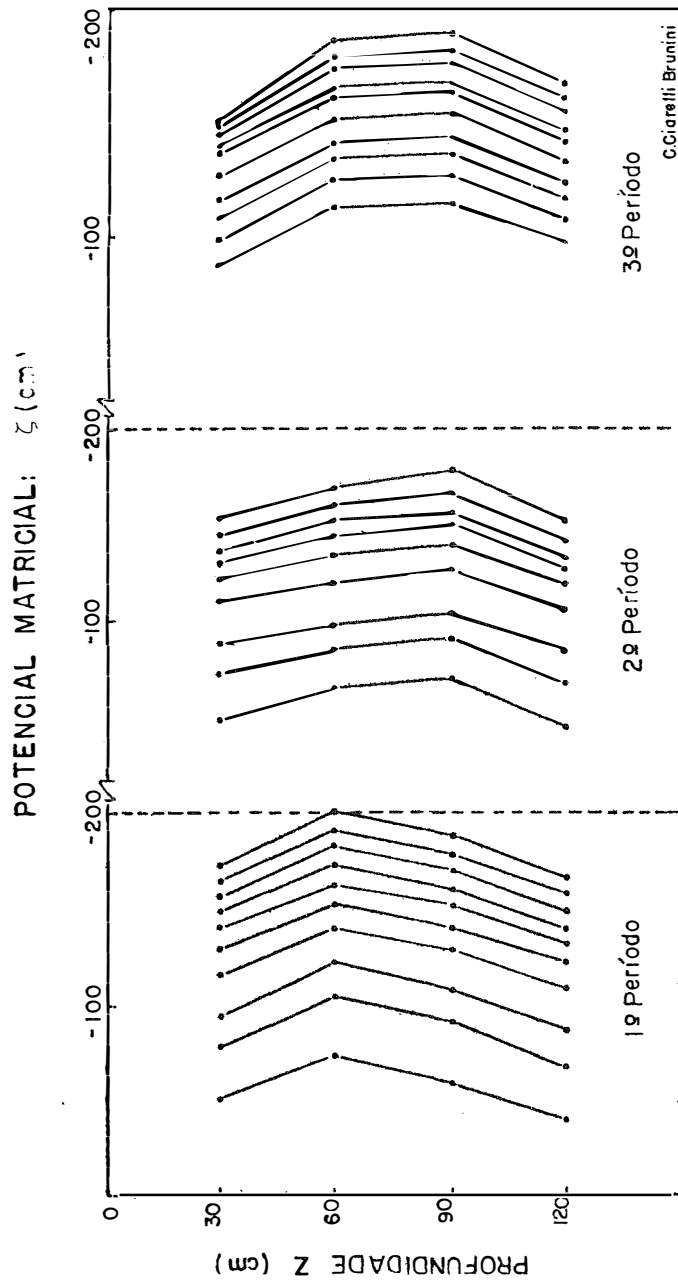


Figura 10 - Potencial matricial da água no solo em função da profundidade e tempo, durante a drenagem interna do perfil.

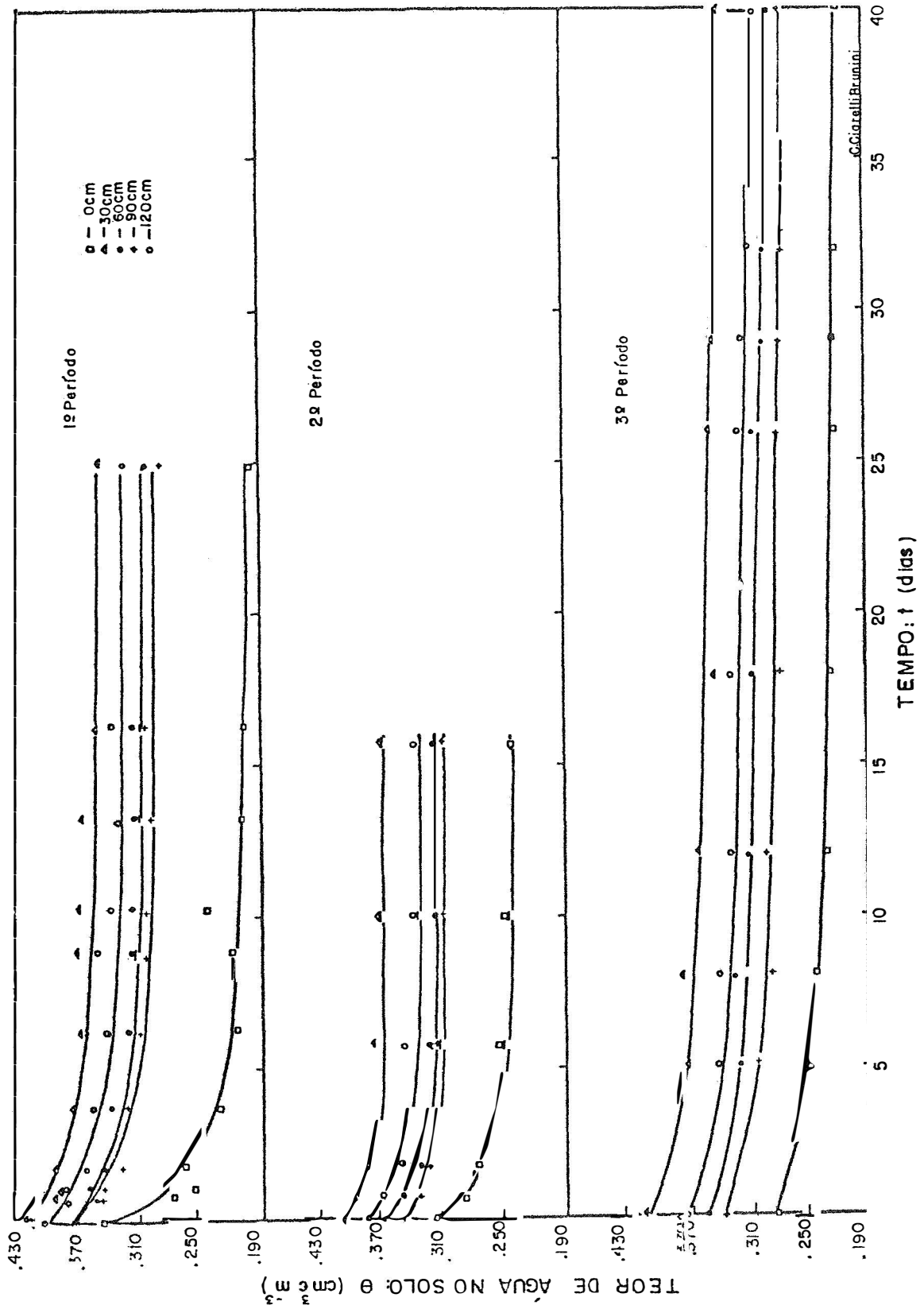


Figura 11 - Umidade do solo em função da profundidade e do tempo, durante a drenagem interna do perfil, durante os três períodos de análise.

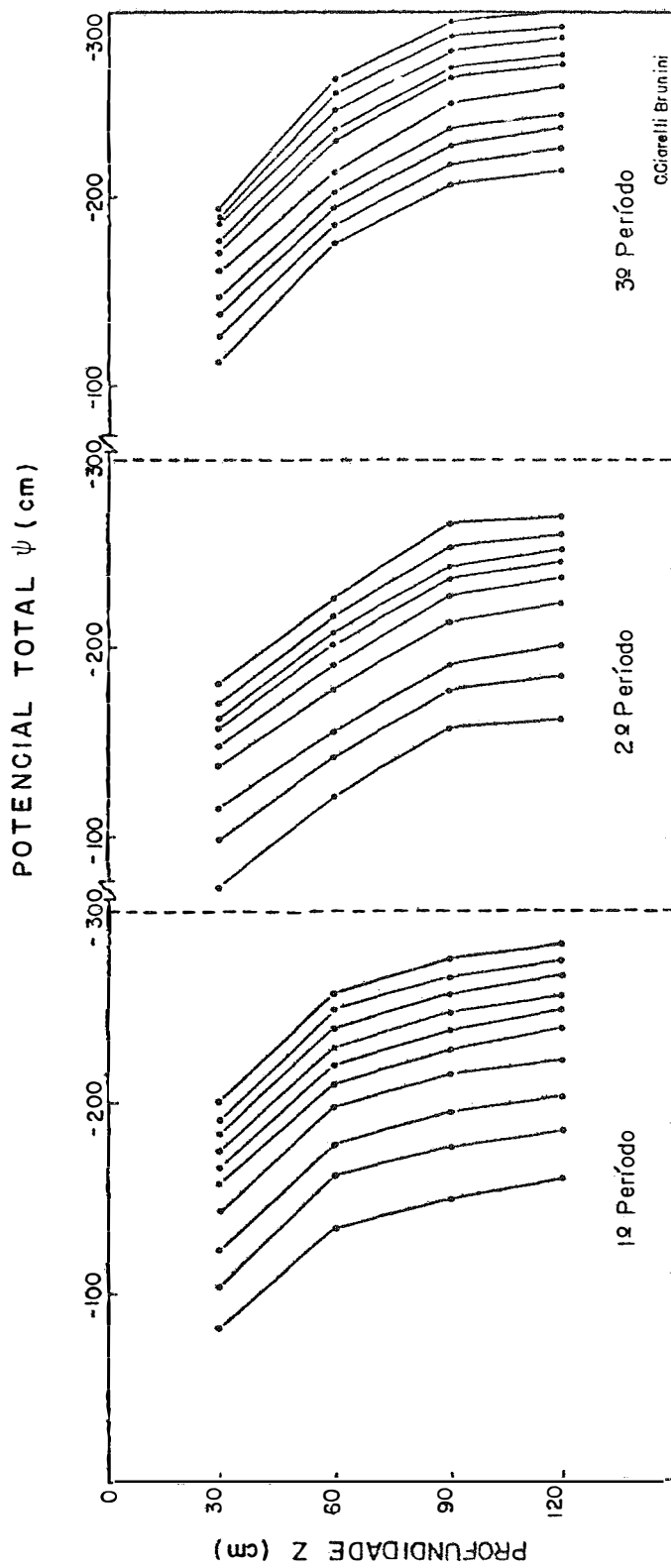


Figura 12 - Potencial total da água no solo em função da profundidade e do tempo durante a drenagem interna do perfil nos três períodos de análise.

4.6 Condutividade hidráulica do solo não saturado

4.6.1 Método de laboratório

Para o cálculo da condutividade hidráulica, do solo não saturado, pelo método de laboratório, foi utilizada a metodologia descrita em 3.2.4.1.

Na Figura 13 são apresentados em escala semilogarítmica os valores da condutividade hidráulica em função da umidade do solo, para as camadas 0-30; 30-60; 60-90 e 90-120 cm. Na Figura 14 os valores da condutividade hidráulica em função da umidade do solo para as camadas 0-60; 60-120 e 0-120 cm são também apresentados em escala semilogarítmica.

Observa-se que a camada de 60 a 90 cm foi a que apresentou menores valores de condutividade em função da umidade, sendo que as outras camadas não diferiram muito nos valores de condutividade.

A expressão que rege a variação da condutividade hidráulica com a umidade do solo foi obtida por meio de uma análise de regressão polinomial, sendo que a fórmula geral é a seguinte:

$$K_L = b_1 \exp(c_1\theta - d_1\theta^2) \dots\dots\dots 50$$

sendo K_L a condutividade hidráulica pelo método de laboratório para as várias camadas do solo; b_1 , c_1 e d_1 parâmetros próprios para cada camada e θ a umidade do solo em cm^3 de água por cm^3 de solo.

No Quadro 8 estão representados os parâmetros b , c , d e o coeficiente de determinação da ex-

pressão $K_L = b_1 \exp (c_1\theta - d_1\theta^2)$, que rege a dependência de K em função de θ , para as várias camadas de solo.

Quadro 8 - Valores dos parâmetros b_1 , c_1 , d_1 e do coeficiente de determinação da expressão $K_L = b_1 \exp (c_1\theta - d_1\theta^2)$, utilizada para cálculo da condutividade hidráulica para as várias camadas de solo, pelo método de laboratório

Camada do Solo (cm)	Parâmetros			Coeficiente de Determinação %
	b_1	c_1	d_1	
0 - 30	$9,6031 \cdot 10^{-7}$	62,13	52,02	95,6
30 - 60	$1,0145 \cdot 10^{-7}$	67,79	56,06	96,0
60 - 90	$9,5943 \cdot 10^{-9}$	70,61	60,01	95,0
90 - 120	$4,6047 \cdot 10^{-9}$	84,01	77,07	98,0
0 - 60	$7,7462 \cdot 10^{-7}$	58,56	44,84	98,6
60 - 120	$3,7102 \cdot 10^{-8}$	68,77	56,59	97,0
0 - 120	$9,7102 \cdot 10^{-8}$	65,98	53,16	96,6

Observa-se nas Figuras 13 e 14, que o gráfico semilogarítmico da condutividade hidráulica contra a umidade, pode ser representado por duas retas, indicando que a relação $\log K$ versus θ não pode ser generalizada como uma única reta desde um valor de umidade do solo seco ao ar (θ_0), até um valor de umidade do solo saturado (θ_s), para qualquer tipo de solo.

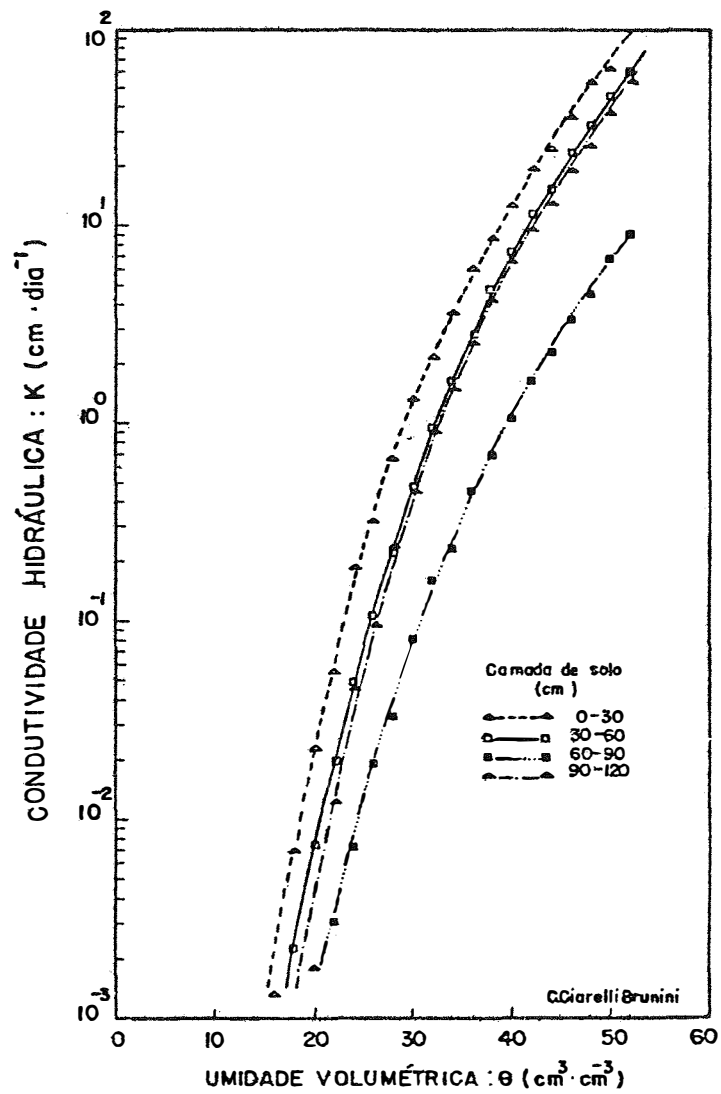


Figura 13 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, calculados pelo método de laboratório, para as várias camadas do solo em estudo.

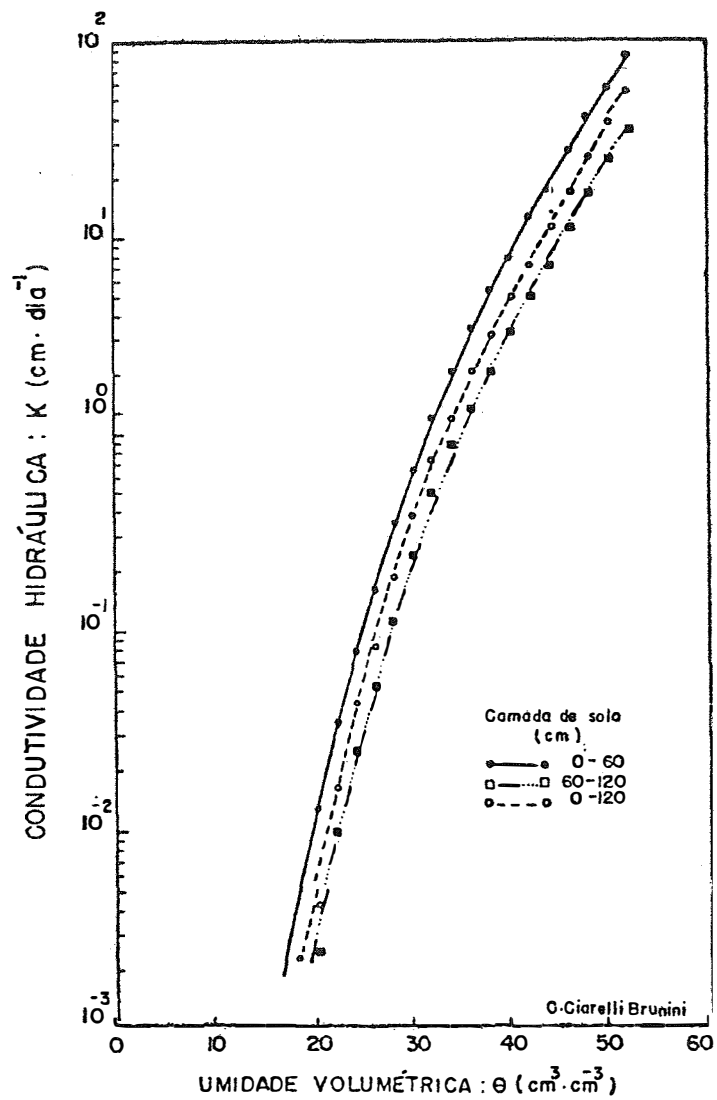


Figura 14 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, calculados pelo método de laboratório, para as várias camadas do solo em estudo.

4.6.2 Método de campo

4.6.2.1 Método de Rose

A condutividade hidráulica do solo "in situ", obtida segundo o método de ROSE, para as camadas 0-30; 0-60; 0-90 e 0-120 cm, foi determinada em três repetições, de acordo com a metodologia descrita em 3.2.4.2.

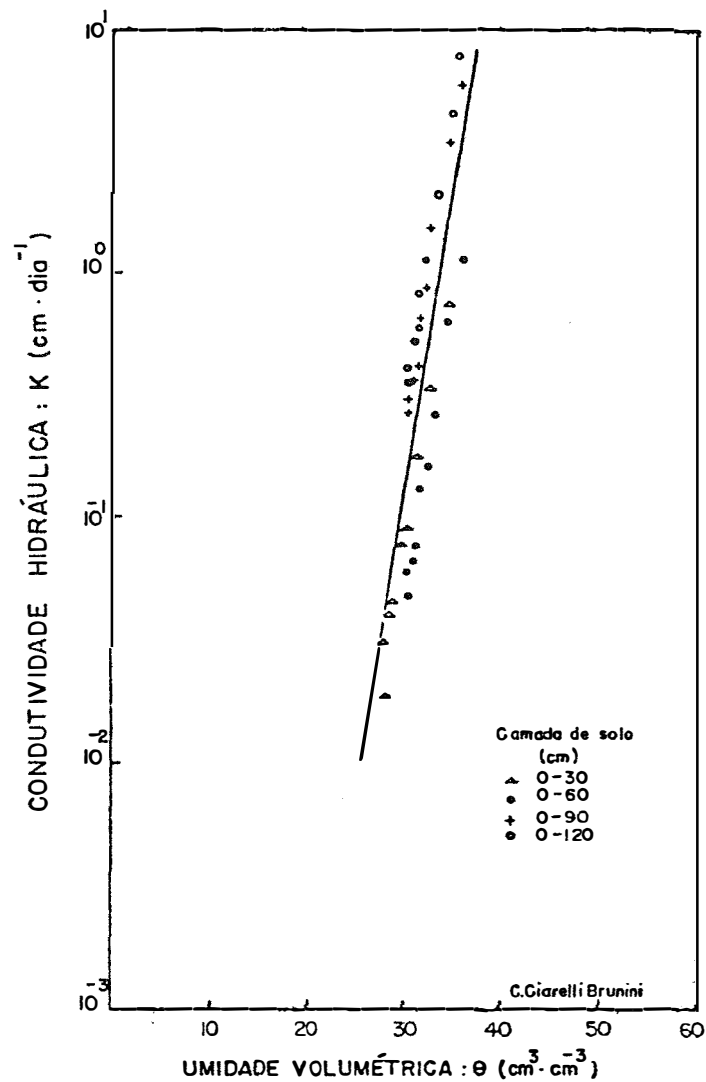


Figura 15 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para todo o perfil ($L=120\text{cm}$), durante o primeiro período de drenagem.

As Figuras de números 15 a 17 apresentam em escala semilogarítmica os valores de condutividade hidráulica (K_R) em função da umidade do solo (θ), para as diversas camadas, durante os três períodos de análise.

Os valores de condutividade hidráulica em função da umidade do solo, para esses três períodos podem ser expressos como:

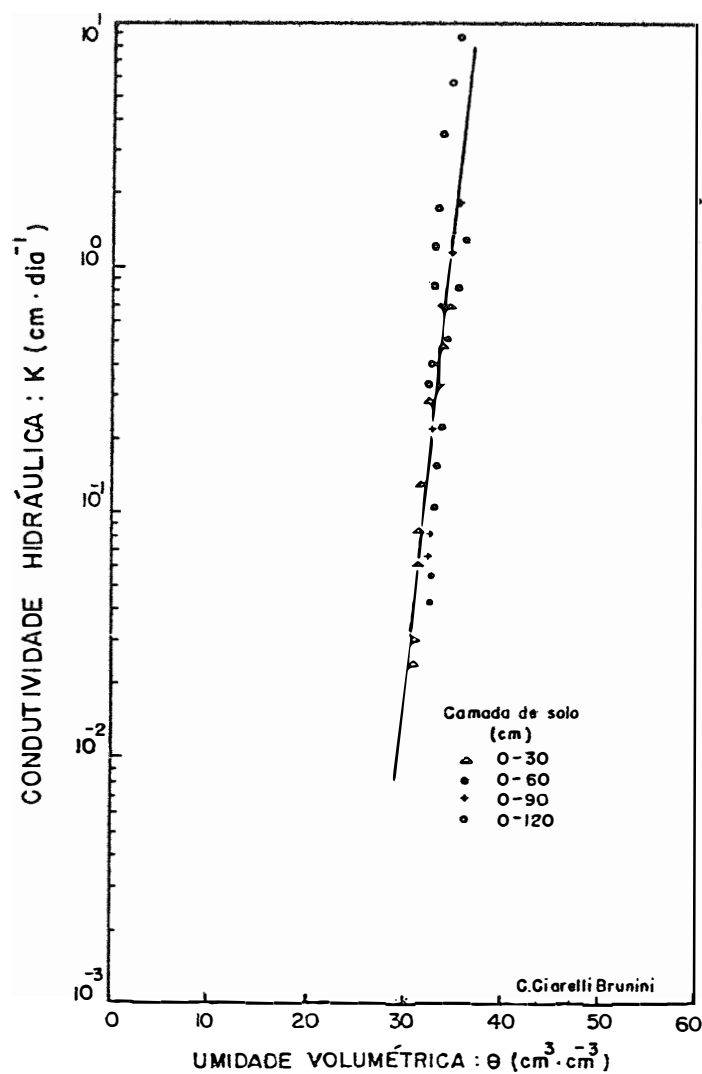


Figura 16 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para todo o perfil ($L=120\text{cm}$), durante o segundo período de drenagem.

$$K_R = b_2 \exp (c_2 \theta) \dots\dots\dots 51$$

sendo K_R a condutividade hidráulica do solo pelo método de Rose em cada período, b_2 e c_2 constantes para cada período e θ a umidade do solo em $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

No Quadro 9 são apresentados os parâmetros b_2 e c_2 da expressão $K_R = b_2 \exp (c_2 \theta)$ que rege a depen-

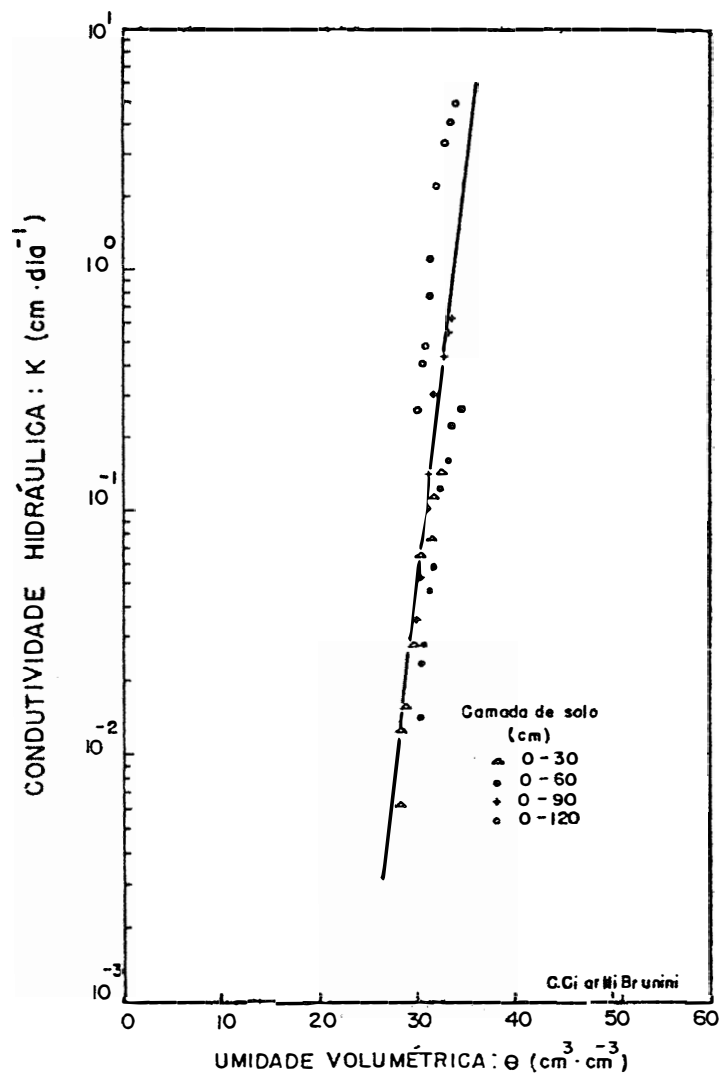


Figura 17 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para todo o perfil ($L=120\text{cm}$), durante o terceiro período de drenagem.

dência de K em função de θ , para cada período de análise, segundo o método de Rose, com os respectivos coeficientes de determinação.

Quadro 9 - Parâmetros b_2 , c_2 e coeficientes de determinação da expressão $K_R = b_2 \exp (c_2\theta)$ utilizada para a determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método de ROSE nos três períodos de observação

Período	Parâmetros		Coeficiente de Determinação %
	b_2	c_2	
1º	$1,7735 \cdot 10^{-9}$	60,0539	70.00
2º	$4,4562 \cdot 10^{-14}$	89,2951	62.00
3º	$2,9035 \cdot 10^{-12}$	78,6154	52.00

Nos Quadros 10, 11 e 12 são apresentadas as sequências de cálculo para a determinação da condutividade hidráulica segundo esse método para os três períodos de análise, de acordo com a metodologia descrita em 3.2.4.2.

A condutividade hidráulica do solo para as camadas 0-30; 0-60; 0-90 e 0-120 cm, obtida nos três períodos de análise são apresentadas nas Figuras 18, 19, 20 e 21.

Quadro 10 - Cálculo da condutividade hidráulica segundo o método de Rose, para o primeiro período de drenagem

Camada de solo cm	tempo t hora	Variação no armazenamento ΔM cm	gradiente $(\partial\zeta/d_z + 1)$ cm.cm ⁻¹	$(\partial\zeta/d_z + 1)(t_j - t_i)$ cm.cm ⁻¹ .h	Condutividade hidráulica K cm.h ⁻¹	Umidade média θ cm ³ .cm ⁻³
0 - 30	20	1.125	1.80	36.00	3.13 10 ⁻²	0.346
	40	0.510	1.80	36.00	1.42 10 ⁻²	0.329
	80	0.540	1.80	72.00	7.50 10 ⁻³	0.311
	120	0.270	1.80	72.00	3.80 10 ⁻³	0.302
	160	0.240	1.80	72.00	3.30 10 ⁻³	0.294
	200	0.135	1.80	72.00	1.90 10 ⁻³	0.289
	250	0.150	1.80	90.00	1.70 10 ⁻³	0.284
	300	0.075	1.80	90.00	8.00 10 ⁻⁴	0.282
350	0.120	1.80	90.00	1.30 10 ⁻³	0.278	
0 - 60	20	1.725	1.80	36.00	4.79 10 ⁻²	0.361
	40	0.945	1.80	36.00	2.63 10 ⁻²	0.346
	80	0.795	1.80	72.00	1.11 10 ⁻²	0.332
	120	0.495	1.80	72.00	6.90 10 ⁻³	0.324
	160	0.390	1.80	72.00	5.40 10 ⁻³	0.318
	200	0.225	1.80	72.00	3.20 10 ⁻³	0.314
	250	0.255	1.80	90.00	2.80 10 ⁻³	0.310
	300	0.180	1.80	90.00	2.00 10 ⁻³	0.307
350	0.225	1.80	90.00	2.50 10 ⁻³	0.303	
0 - 90	20	2.340	0.47	9.40	2.49 10 ⁻¹	0.358
	40	1.365	0.47	9.40	1.45 10 ⁻¹	0.343
	80	1.215	0.47	18.80	6.46 10 ⁻²	0.329
	120	0.690	0.47	18.80	3.67 10 ⁻²	0.322
	160	0.510	0.47	18.80	2.71 10 ⁻²	0.316
	200	0.330	0.47	18.80	1.75 10 ⁻²	0.312
	250	0.460	0.47	23.50	1.53 10 ⁻²	0.308
	300	0.270	0.47	23.50	1.15 10 ⁻²	0.305
350	0.300	0.47	23.50	1.27 10 ⁻²	0.302	
0 - 120	20	3.105	0.47	9.40	3.30 10 ⁻¹	0.359
	40	1.659	0.47	9.40	1.80 10 ⁻¹	0.345
	80	1.680	0.47	18.80	8.90 10 ⁻²	0.331
	120	0.900	0.47	18.80	4.80 10 ⁻²	0.324
	160	0.630	0.47	18.80	3.40 10 ⁻²	0.318
	200	0.465	0.47	18.80	2.50 10 ⁻²	0.314
	250	0.510	0.47	23.50	2.22 10 ⁻²	0.310
	300	0.360	0.47	23.50	1.50 10 ⁻²	0.370
350	0.390	0.47	23.50	1.70 10 ⁻²	0.304	

Quadro 11 - Cálculo da condutividade hidráulica segundo o método de Rose, para o segundo período de drenagem

Camada de solo cm	tempo t dias	Variação no armazenamento ΔM cm	gradiente d $(\partial \zeta / \partial Z + 1)$ cm.cm ⁻¹	$(\partial \zeta / \partial Z + 1)(t_j - t_i)$ cm.cm ⁻¹ .dia	Condutividade hidráulica K cm.dia ⁻¹	Umidade média θ cm ³ .cm ⁻³
0 - 30	0.5	0.435	1.24	0.62	0.7016	0.346
	1.0	0.300	1.24	0.62	0.4839	0.336
	2.0	0.360	1.24	1.24	0.2903	0.324
	3.0	0.165	1.24	1.24	0.1331	0.319
	4.0	0.105	1.24	1.24	0.0847	0.315
	5.0	0.075	1.24	1.24	0.0605	0.313
	7.0	0.075	1.24	2.48	0.0302	0.310
	10.0	0.090	1.24	3.72	0.0242	0.307
0 - 60	0.5	0.810	1.24	0.62	1.3065	0.361
	1.0	0.525	1.24	0.62	0.8468	0.352
	2.0	0.630	1.24	1.24	0.5081	0.341
	3.0	0.285	1.24	1.24	0.2298	0.337
	4.0	0.195	1.24	1.24	0.1573	0.333
	5.0	0.135	1.24	1.24	0.1088	0.331
	7.0	0.135	1.24	2.48	0.0544	0.329
	10.0	0.165	1.24	3.72	0.0444	0.326
0 - 90	0.5	1.140	1.24	0.62	1.8387	0.355
	1.0	0.720	1.24	0.62	1.1612	0.347
	2.0	0.870	1.24	1.24	0.7016	0.337
	3.0	0.420	1.24	1.24	0.3387	0.333
	4.0	0.285	1.24	1.24	0.2298	0.330
	5.0	0.195	1.24	1.24	0.1572	0.327
	7.0	0.210	1.24	2.48	0.0847	0.325
	10.0	0.255	1.24	3.72	0.0685	0.322
0 - 120	0.5	1.410	0.32	0.16	8.8125	0.355
	1.0	0.915	0.32	0.16	5.7188	0.347
	2.0	1.125	0.32	0.32	3.5156	0.338
	3.0	0.570	0.32	0.32	1.7813	0.333
	4.0	0.390	0.32	0.32	1.2188	0.339
	5.0	0.270	0.32	0.32	0.8438	0.327
	7.0	0.270	0.32	0.64	0.4219	0.325
	10.0	0.330	0.32	0.96	0.3438	0.322

Quadro 12 - Cálculo da condutividade hidráulica segundo o método de Rose, para o terceiro período de drenagem

Camada do solo cm	tempo t dias	Variação no armazenamento ΔM cm	gradiente $(\partial \zeta / \partial z + 1)$ $\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$	$(-\frac{\partial \zeta}{\partial z} + 1)(t_j - t_i)$	Condutividade hidráulica K $\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$	Umidade média θ $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
0 - 30	1	0.285	1.93	1.93	0.1477	0.324
	2	0.225	1.93	1.93	0.1166	0.317
	3	0.150	1.93	1.93	0.0777	0.312
	5	0.255	1.93	3.86	0.0661	0.303
	8	0.180	1.93	5.79	0.0272	0.297
	10	0.105	1.93	3.86	0.0272	0.294
	15	0.150	1.93	9.65	0.0155	0.289
	20	0.120	1.93	9.65	0.0124	0.285
	30	0.120	1.93	19.30	0.0062	0.281
0 - 60	1	0.510	1.93	1.93	0.2643	0.344
	2	0.435	1.93	1.93	0.2254	0.336
	3	0.315	1.93	1.93	0.1632	0.331
	5	0.480	1.93	3.86	0.1244	0.323
	8	0.345	1.93	5.79	0.0596	0.317
	10	0.180	1.93	3.86	0.0466	0.314
	15	0.270	1.93	9.65	0.0280	0.310
	20	0.225	1.93	9.65	0.0233	0.306
	30	0.270	1.93	19.30	0.0140	0.302
0 - 90	1	0.735	1.14	1.14	0.6447	0.339
	2	0.630	1.14	1.14	0.5526	0.332
	3	0.495	1.14	1.14	0.4342	0.327
	5	0.705	1.14	2.28	0.3092	0.319
	8	0.495	1.14	3.42	0.1447	0.313
	10	0.240	1.14	2.28	0.1053	0.311
	15	0.360	1.14	5.70	0.0632	0.307
	20	0.300	1.14	5.70	0.0526	0.303
	30	0.405	1.14	11.40	0.0355	0.299
0 - 120	1	0.960	0.20	0.20	4.800	0.340
	2	0.840	0.20	0.20	4.200	0.333
	3	0.675	0.20	0.20	3.375	0.327
	5	0.915	0.20	0.40	2.288	0.320
	8	0.660	0.20	0.60	1.100	0.314
	10	0.315	0.20	0.40	0.7875	0.311
	15	0.495	0.20	1.00	0.495	0.307
	20	0.405	0.20	1.00	0.405	0.304
	30	0.525	0.20	2.00	0.2625	0.300

Também nesse caso a expressão que representa esse processo é da forma exponencial, como segue:

$$K_{RC} = b_3 \exp (c_3 \theta) \dots\dots\dots 52$$

No Quadro 13 são apresentados os valores das constantes b_3 e c_3 , assim como o coeficiente de determinação para cada camada do solo, obtido através da expressão $K_{RC} = b_3 \exp (c_3 \theta)$.

Quadro 13 - Parâmetros b_3 , c_3 e coeficientes de determinação da expressão $K_{RC} = b_3 \exp (c_3 \theta)$, utilizada para a determinação da condutividade hidráulica, para as várias camadas de solo segundo o método de ROSE

Camada de Solo (cm)	Parâmetros		Coeficiente de Determinação %
	b_3	c_3	
0 - 30	$1,7431 \cdot 10^{-9}$	57,0456	80.00
0 - 60	$6,4117 \cdot 10^{-11}$	65,8494	80.00
0 - 90	$1,3679 \cdot 10^{-9}$	59,8285	57.00
0 - 120	$4,2638 \cdot 10^{-9}$	60,1856	79.00

Observam-se que os coeficientes de determinação das expressões que regem a dependência de K em função de θ , foram mais elevados quando se utilizaram os valores de umidade de uma mesma camada (Quadro 13), do que quando se utilizaram os valores de umidade de todo o perfil (Quadro 9).

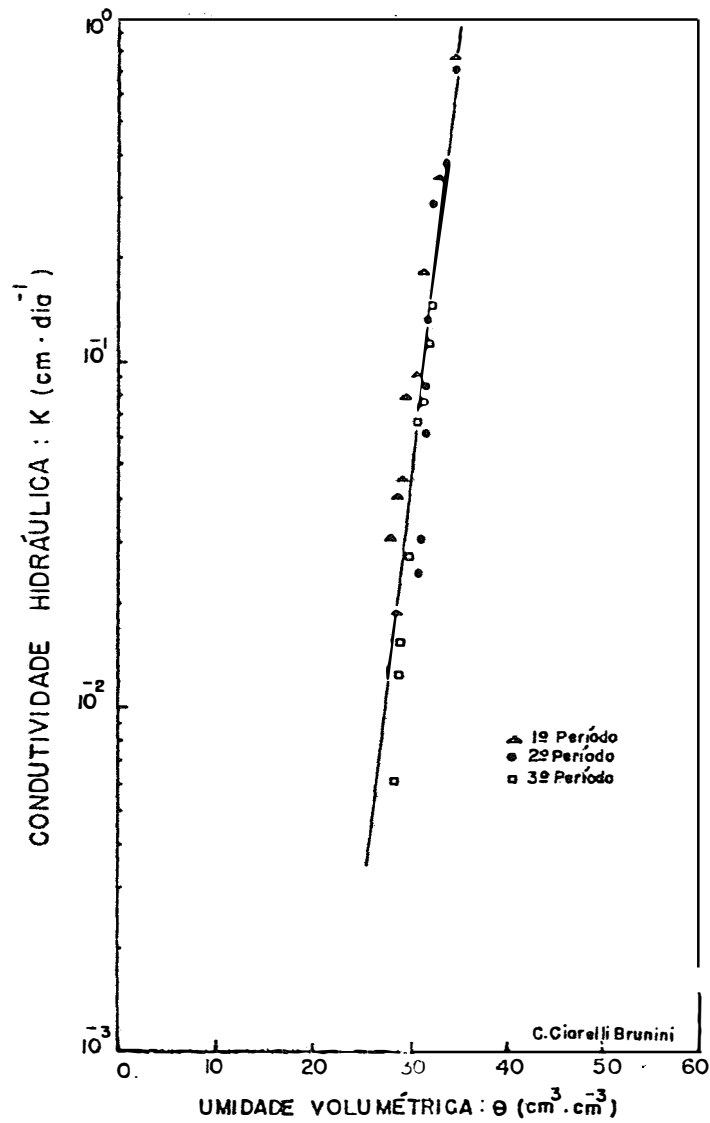


Figura 18 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para a camada ($L=30\text{cm}$), nos três períodos de drenagem.

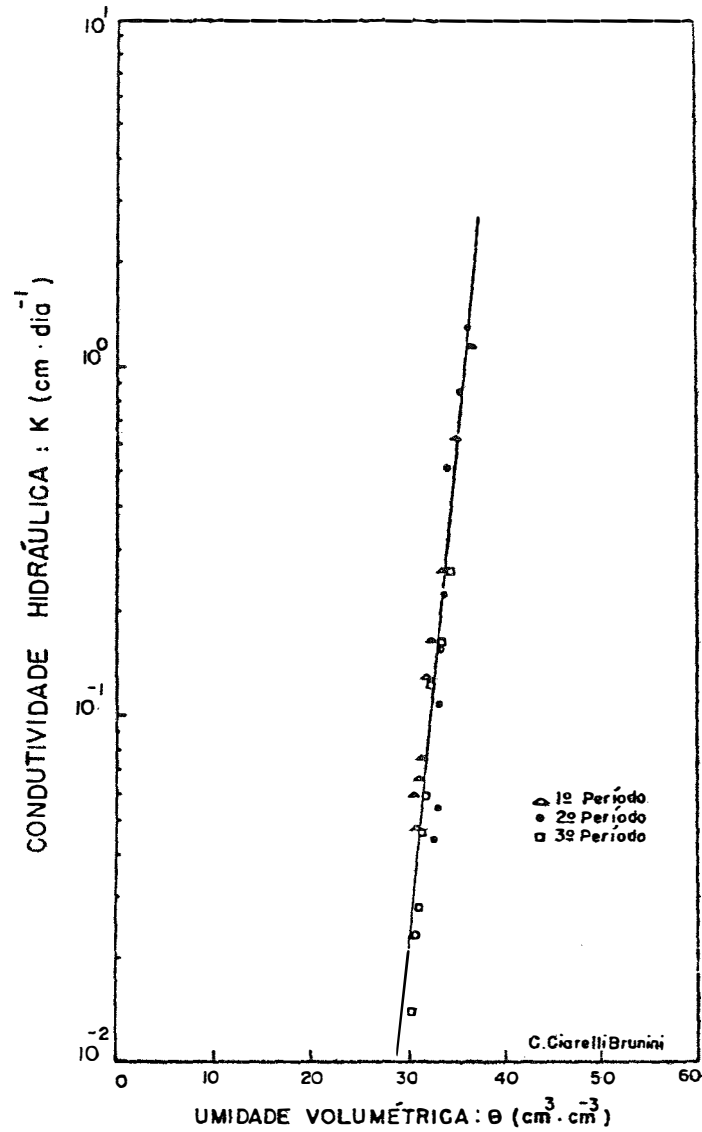


Figura 19 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para a camada ($L=60\text{cm}$), nos três períodos de drenagem.

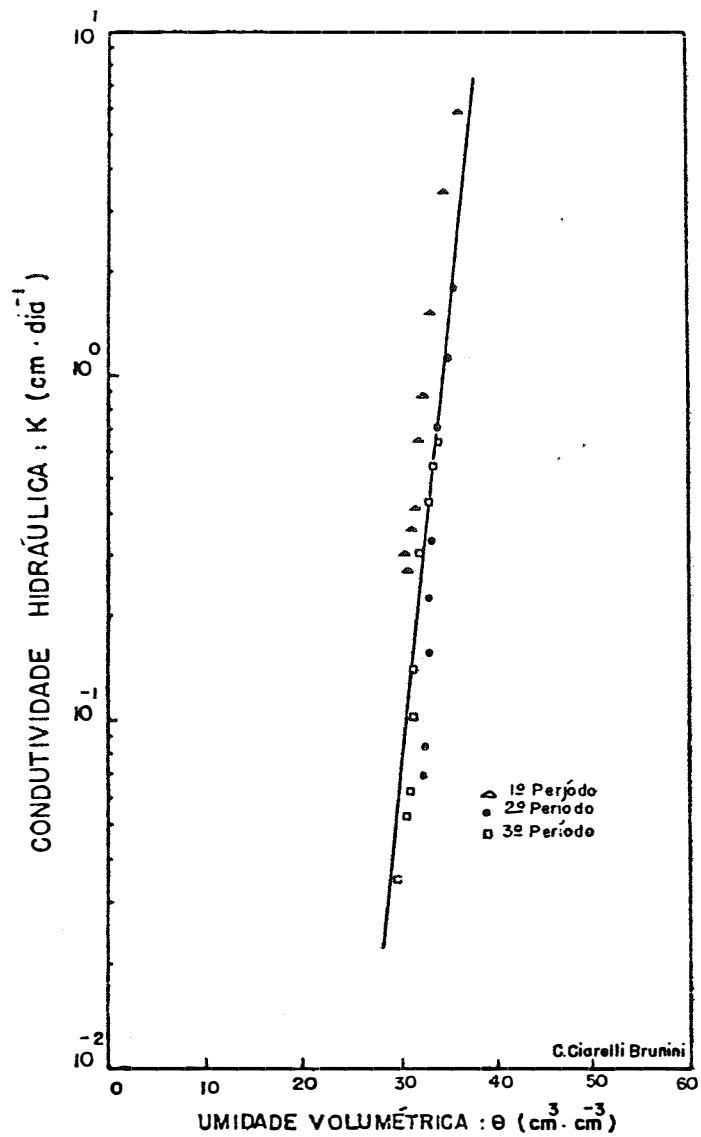


Figura 20 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para a camada ($L=90\text{cm}$), nos três períodos de drenagem.

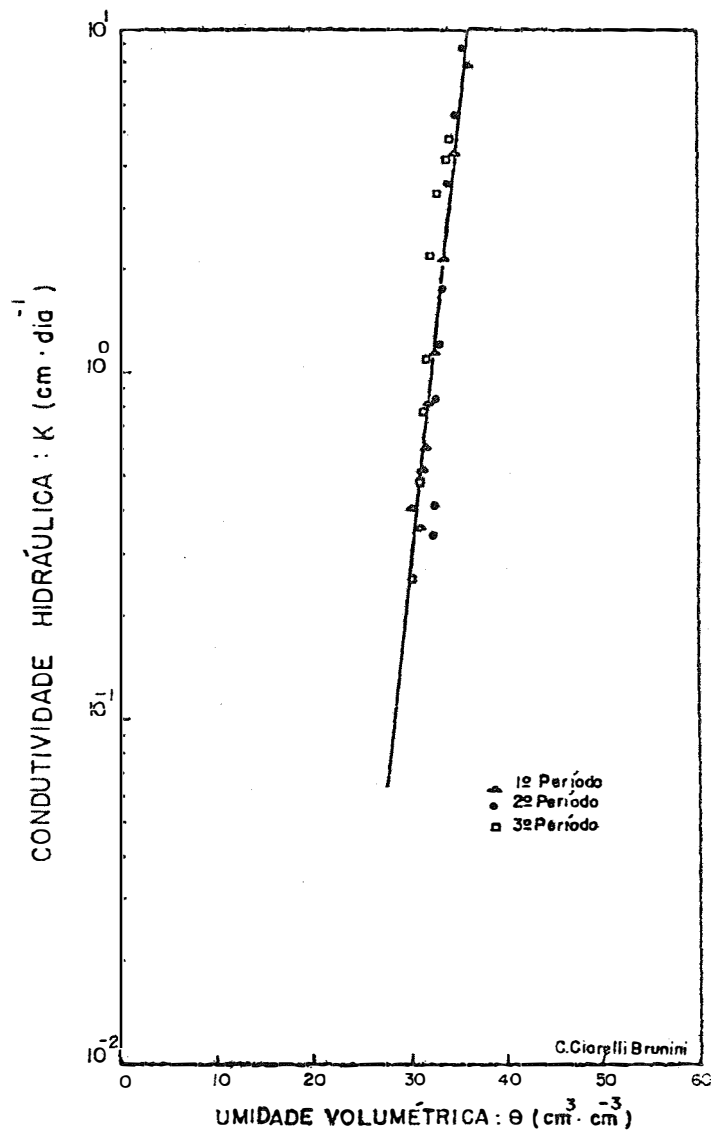


Figura 21 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Rose, para a camada ($L=120\text{cm}$), nos três períodos de análise.

4.6.2.2 Método de Hillel

A sequência de cálculo dos fluxos de água e da condutividade hidráulica do solo segundo o método de HILLEL, para os três períodos de observação e às várias profundidades são apresentados nos Quadros 14, 15, 16, 17, 18 e 19.

Para estudo, procedeu-se de acordo com a metodologia descrita em 3.2.4.3.

Nas Figuras 22, 23 e 24 são apresentados em escala semilogarítmica os valores da condutividade hidráulica do solo em função da umidade às diversas profundidades nos três períodos de análise. Observa-se que os valores da condutividade hidráulica do solo em função da umidade para as profundidades de 75, 105 e 135 cm podem ser representados por uma única expressão; porém os valores da condutividade hidráulica para a profundidade de 45 cm possui comportamento diferente das demais.

Também nesse caso a dependência da condutividade hidráulica da umidade do solo pode ser representada por uma expressão exponencial da forma:

$$K_H = b_4 \exp (c_4 \theta) \dots\dots\dots 53$$

sendo K_H , a condutividade hidráulica do solo pelo método de Hillel para cada período, b_4 e c_4 , constantes para cada período e θ a umidade do solo em cm^3 de água por cm^3 de solo.

No Quadro 20 são apresentados os valores dos parâmetros b_4 , c_4 e do coeficiente de determinação para cada período de observação, obtido através da expressão $K_H = b_4 \exp (c_4 \theta)$.

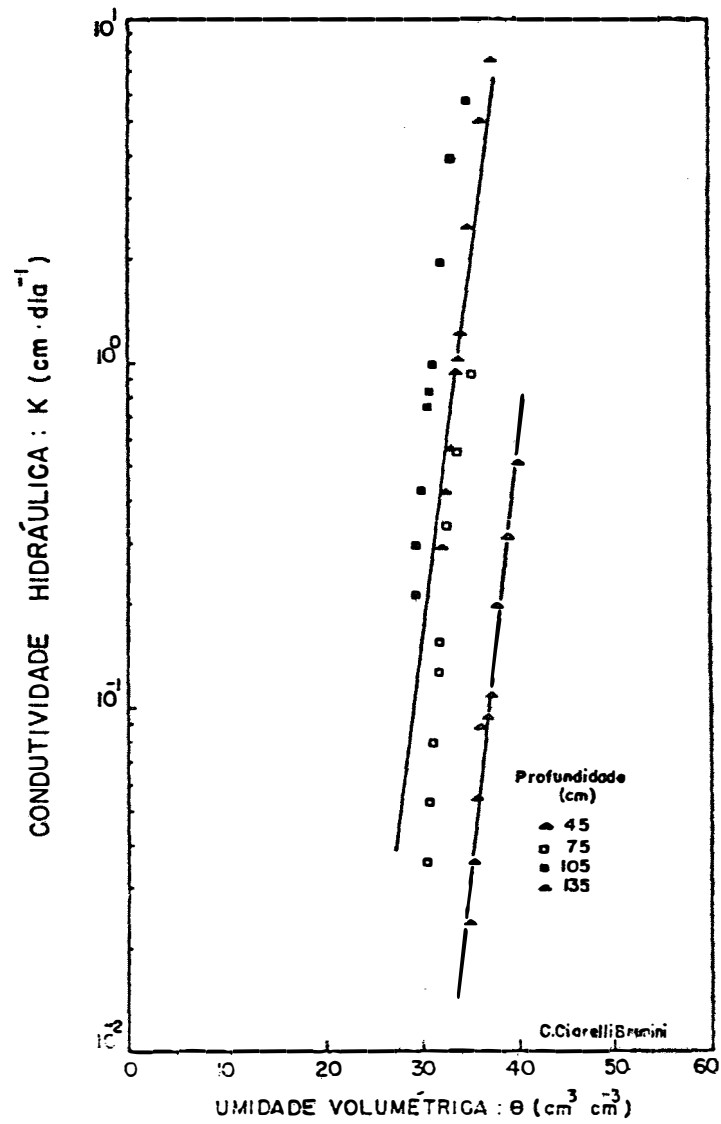


Figura 22 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, para todo o perfil, durante o primeiro período de drenagem.

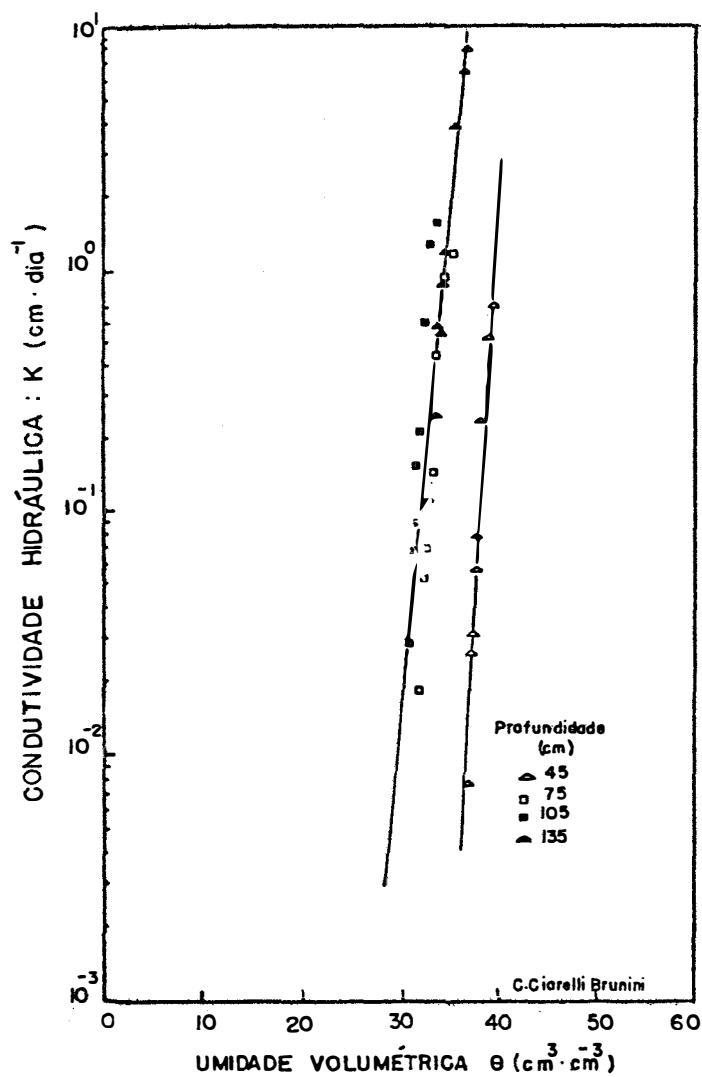


Figura 23 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, para todo o perfil, durante o segundo período de drenagem.

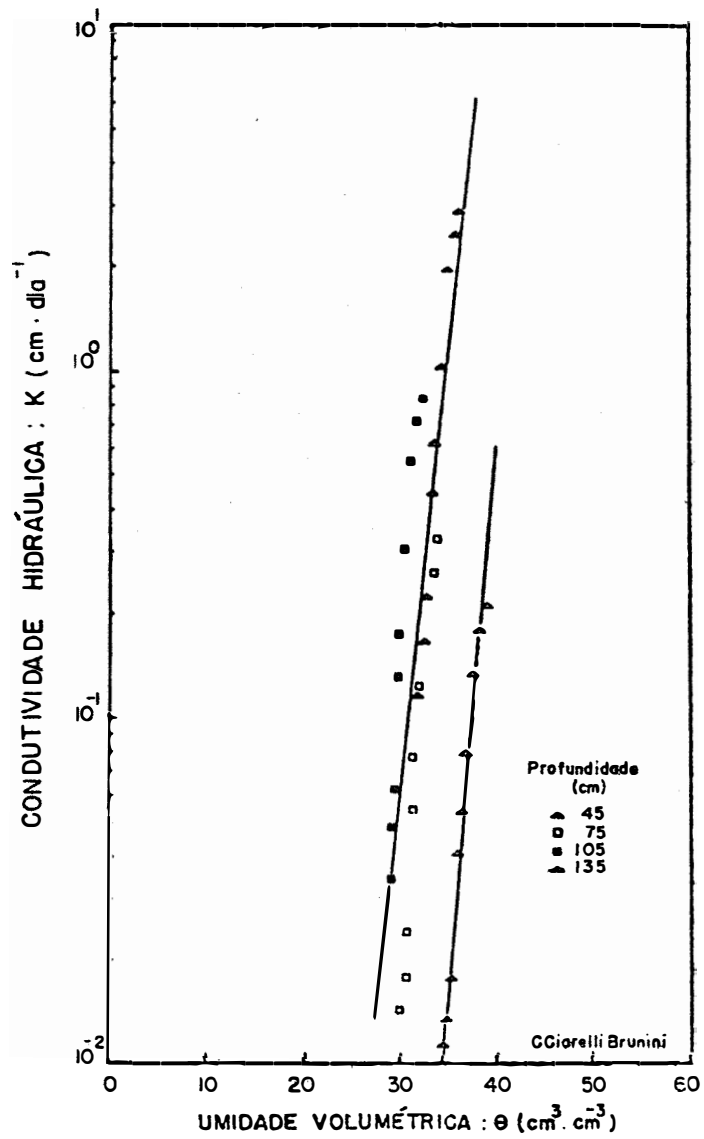


Figura 24 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel, para todo o perfil, durante o terceiro período de drenagem.

Quadro 14 - Cálculo do fluxo de água no solo, segundo o método de Hillel para o primeiro período de drenagem

tempo t hora	profundidade intervalo ΔZ cm	$\partial\theta/\partial t$ hora ⁻¹	$\Delta Z \cdot \partial\theta/\partial t$ cm.hora ⁻¹	fluxo q cm.h ⁻¹
20	0 - 45	0.00072	0.0324	$3.24 \cdot 10^{-2}$
	45 - 75	0.00089	0.0267	$5.91 \cdot 10^{-2}$
	75 - 105	0.00095	0.0285	$8.76 \cdot 10^{-2}$
	105 - 135	0.00094	0.0282	$11.58 \cdot 10^{-2}$
40	0 - 45	0.00044	0.0198	$1.98 \cdot 10^{-2}$
	45 - 75	0.00051	0.0152	$3.50 \cdot 10^{-2}$
	75 - 105	0.00083	0.0250	$6.00 \cdot 10^{-2}$
	105 - 135	0.00054	0.0162	$7.62 \cdot 10^{-2}$
80	0 - 45	0.000283	0.0127	$1.27 \cdot 10^{-2}$
	45 - 75	0.000285	0.0086	$2.13 \cdot 10^{-2}$
	75 - 105	0.000283	0.0085	$2.98 \cdot 10^{-2}$
	105 - 135	0.000243	0.0073	$3.71 \cdot 10^{-2}$
120	0 - 45	0.000155	0.0070	$7.00 \cdot 10^{-3}$
	45 - 75	0.000095	0.0029	$9.90 \cdot 10^{-3}$
	75 - 105	0.000177	0.0053	$15.20 \cdot 10^{-3}$
	105 - 135	0.000140	0.0042	$19.40 \cdot 10^{-3}$
160	0 - 45	0.000130	0.0059	$5.90 \cdot 10^{-3}$
	45 - 75	0.00007	0.0021	$8.00 \cdot 10^{-3}$
	75 - 105	0.000153	0.0046	$12.60 \cdot 10^{-3}$
	105 - 135	0.000111	0.0033	$15.90 \cdot 10^{-3}$
200	0 - 45	0.000126	0.0057	$5.70 \cdot 10^{-3}$
	45 - 75	0.000065	0.0020	$7.70 \cdot 10^{-3}$
	75 - 105	0.000118	0.0035	$11.20 \cdot 10^{-3}$
	105 - 135	0.000104	0.0031	$14.30 \cdot 10^{-3}$
250	0 - 45	0.0000708	0.0035	$3.50 \cdot 10^{-3}$
	45 - 75	0.000050	0.0015	$5.00 \cdot 10^{-3}$
	75 - 105	0.000050	0.0015	$6.50 \cdot 10^{-3}$
	105 - 135	0.000078	0.0023	$8.80 \cdot 10^{-3}$
300	0 - 45	0.000050	0.0023	$2.30 \cdot 10^{-3}$
	45 - 75	0.000036	0.0011	$3.40 \cdot 10^{-3}$
	75 - 105	0.000036	0.0011	$4.50 \cdot 10^{-3}$
	105 - 135	0.000066	0.0020	$6.50 \cdot 10^{-3}$
350	0 - 45	0.000034	0.0015	$1.50 \cdot 10^{-3}$
	45 - 75	0.000028	0.0008	$2.30 \cdot 10^{-3}$
	75 - 105	0.000032	0.0010	$3.30 \cdot 10^{-3}$
	105 - 135	0.000040	0.0012	$4.50 \cdot 10^{-3}$

Quadro 15 - Cálculo do fluxo de água no solo, segundo o método de Hillel para o 2º período de drenagem

tempo t dia	profundidade intervalo ΔZ cm	$\partial\theta/\partial t$ dia ⁻¹	$\Delta Z \cdot \partial\theta/\partial t$ cm.dia ⁻¹	fluxo q cm.dia ⁻¹
0.5	0 - 45	0.02229	1.0031	1.0031
	45 - 75	0.02267	0.6801	1.6832
	75 - 105	0.01733	0.5199	2.2031
	105 - 135	0.02000	0.6000	2.8031
1.0	0 - 45	0.01644	0.7569	0.7569
	45 - 75	0.01886	0.5658	1.3237
	75 - 105	0.01440	0.4320	1.7547
	105 - 135	0.01714	0.5142	2.2689
2.0	0 - 45	0.01114	0.3344	0.3344
	45 - 75	0.00960	0.2880	0.6224
	75 - 105	0.00800	0.2400	0.8624
	105 - 135	0.01571	0.4713	1.3337
3.0	0 - 45	0.00250	0.1125	0.1125
	45 - 75	0.00300	0.0900	0.2025
	75 - 105	0.00327	0.0981	0.3006
	105 - 135	0.00400	0.1200	0.4206
4.0	0 - 45	0.00215	0.0968	0.0968
	45 - 75	0.00200	0.0600	0.1568
	75 - 105	0.00215	0.0645	0.2213
	105 - 135	0.00267	0.0801	0.3014
5.0	0 - 45	0.00100	0.0450	0.0450
	45 - 75	0.00171	0.0513	0.0963
	75 - 105	0.00100	0.0300	0.1263
	105 - 135	0.00200	0.0600	0.1863
7.0	0 - 45	0.00094	0.0423	0.0423
	45 - 75	0.00111	0.0253	0.0756
	75 - 105	0.00080	0.0240	0.0996
	105 - 135	0.00100	0.0300	0.1296
10.0	0 - 45	0.00024	0.0108	0.0108
	45 - 75	0.00050	0.0150	0.0258
	75 - 105	0.00050	0.0150	0.0408
	105 - 135	0.00050	0.0150	0.0558

Quadro 16 - Cálculo do fluxo de água no solo, segundo o método de Hillel, para o 3º período de drenagem

tempo t dias	profundidade intervalo ΔZ cm	$\partial\theta/\partial t$ dia ⁻¹	$\Delta Z \partial\theta/\partial t$ cm.dia ⁻¹	fluxo q cm.dia ⁻¹
1	0 - 45	0.0093	0.4185	0.4185
	45 - 75	0.0080	0.2400	0.6585
	75 - 105	0.0090	0.2700	0.9285
	105 - 135	0.0090	0.2700	1.1085
2	0 - 45	0.0080	0.360	0.360
	45 - 75	0.0057	0.1710	0.531
	75 - 105	0.0087	0.2610	0.792
	105 - 135	0.0076	0.2380	1.030
3	0 - 45	0.0060	0.2700	0.270
	45 - 75	0.0054	0.1620	0.432
	75 - 105	0.0063	0.1890	0.621
	105 - 135	0.0064	0.1920	0.813
5	0 - 45	0.0035	0.1575	0.1575
	45 - 75	0.0030	0.0900	0.2475
	75 - 105	0.0030	0.0900	0.3375
	105 - 135	0.0028	0.0840	0.4215
8	0 - 45	0.0024	0.1080	0.1080
	45 - 75	0.0016	0.0480	0.156
	75 - 105	0.0013	0.0390	0.195
	105 - 135	0.0020	0.0600	0.255
10	0 - 45	0.0018	0.0810	0.0810
	45 - 75	0.0010	0.0300	0.1110
	75 - 105	0.0012	0.0360	0.1470
	105 - 135	0.0013	0.0390	0.1860
15	0 - 45	0.0008	0.036	0.036
	45 - 75	0.0004	0.012	0.048
	75 - 105	0.0007	0.021	0.069
	105 - 135	0.0008	0.024	0.093
20	0 - 45	0.0006	0.027	0.027
	45 - 75	0.0003	0.009	0.036
	75 - 105	0.0006	0.018	0.054
	105 - 135	0.0005	0.015	0.069
30	0 - 45	0.0005	0.0225	0.0225
	45 - 75	0.0002	0.0060	0.0285
	75 - 105	0.0003	0.0090	0.0375
	105 - 135	0.0004	0.0120	0.0495

Quadro 17 - Cálculo da condutividade hidráulica segundo o método de Hillel, para o primeiro período de drenagem

Profundidade cm	fluxo q cm.h ⁻¹	gradiente $\frac{\partial\psi}{\partial Z}$ cm.cm ⁻¹	Condutividade Hidráulica K cm.h ⁻¹	Umidade média cm ³ .cm ⁻³
45	32.4 10 ⁻³	1.5333	2.11 10 ⁻²	0.401
	19.8 10 ⁻³	1.5333	1.29 10 ⁻²	0.391
	12.7 10 ⁻³	1.5333	8.28 10 ⁻³	0.370
	7.0 10 ⁻³	1.5333	4.56 10 ⁻³	0.373
	5.9 10 ⁻³	1.5333	3.85 10 ⁻³	0.367
	5.7 10 ⁻³	1.5333	3.72 10 ⁻³	0.363
	3.5 10 ⁻³	1.5333	2.28 10 ⁻³	0.358
	2.3 10 ⁻³	1.5333	1.50 10 ⁻³	0.355
1.5 10 ⁻³	1.5333	9.78 10 ⁻³	0.350	
75	59.1 10 ⁻³	1.5333	3.85 10 ⁻²	0.354
	35.0 10 ⁻³	1.5333	2.28 10 ⁻²	0.340
	21.3 10 ⁻³	1.5333	1.39 10 ⁻²	0.327
	9.9 10 ⁻³	1.5333	6.46 10 ⁻³	0.320
	8.0 10 ⁻³	1.5333	5.22 10 ⁻³	0.316
	7.7 10 ⁻³	1.5333	5.02 10 ⁻³	0.314
	5.0 10 ⁻³	1.5333	3.26 10 ⁻³	0.312
	3.4 10 ⁻³	1.5333	2.22 10 ⁻³	0.308
2.3 10 ⁻³	1.5333	1.50 10 ⁻³	0.306	
105	87.6 10 ⁻³	0.3667	2.39 10 ⁻¹	0.350
	60.0 10 ⁻³	0.3667	1.63 10 ⁻¹	0.335
	29.8 10 ⁻³	0.3667	8.13 10 ⁻²	0.322
	15.2 10 ⁻³	0.3667	4.15 10 ⁻²	0.314
	12.6 10 ⁻³	0.3667	3.44 10 ⁻²	0.310
	11.2 10 ⁻³	0.3667	3.05 10 ⁻²	0.305
	6.5 10 ⁻³	0.3667	1.77 10 ⁻²	0.300
	4.5 10 ⁻³	0.3667	1.23 10 ⁻²	0.298
3.3 10 ⁻³	0.3667	9.00 10 ⁻³	0.295	
135	115.8 10 ⁻³	0.3667	3.16 10 ⁻¹	0.375
	76.2 10 ⁻³	0.3667	2.08 10 ⁻¹	0.362
	37.1 10 ⁻³	0.3667	1.01 10 ⁻¹	0.350
	19.4 10 ⁻³	0.3667	5.29 10 ⁻²	0.344
	15.9 10 ⁻³	0.3667	4.34 10 ⁻²	0.340
	14.3 10 ⁻³	0.3667	3.90 10 ⁻²	0.336
	8.8 10 ⁻³	0.3667	2.40 10 ⁻²	0.331
	6.5 10 ⁻³	0.3667	1.77 10 ⁻²	0.327
4.5 10 ⁻³	0.3667	1.23 10 ⁻²	0.324	

Quadro 18 - Cálculo da condutividade hidráulica segundo o método de Hillel, para o 2º período de drenagem

Profundidade Z cm	fluxo q cm.dia ⁻¹	gradiente $\frac{\partial\psi}{\partial Z}$ cm.cm ⁻¹	Condutividade Hidráulica K cm.dia ⁻¹	Umidade média cm ³ .cm ⁻³
45	1.0031	1.43	0.7015	0.398
	0.7569	1.43	0.5293	0.390
	0.3344	1.43	0.2339	0.381
	0.1125	1.43	0.0787	0.377
	0.0968	1.43	0.0677	0.375
	0.0450	1.43	0.0315	0.373
	0.0423	1.43	0.0258	0.372
	0.0108	1.43	0.0076	0.370
75	1.6832	1.43	1.1771	0.352
	1.3327	1.43	0.9250	0.345
	0.6224	1.43	0.4352	0.336
	0.2025	1.43	0.1416	0.332
	0.1568	1.43	0.1097	0.328
	0.0963	1.43	0.0673	0.326
	0.0756	1.43	0.0529	0.323
	0.0258	1.43	0.0180	0.320
105	2.2031	1.43	1.5406	0.336
	1.7547	1.43	1.2271	0.330
	0.8624	1.43	0.6031	0.323
	0.3006	1.43	0.2102	0.318
	0.2213	1.43	0.1548	0.316
	0.1263	1.43	0.0883	0.314
	0.0996	1.43	0.0697	0.312
	0.0408	1.43	0.0285	0.309
135	2.8031	0.34	8.2444	0.370
	2.2689	0.34	6.6732	0.363
	1.3337	0.34	3.9226	0.353
	0.4206	0.34	1.2371	0.348
	0.3014	0.34	0.8865	0.343
	0.1863	0.34	0.5479	0.340
	0.1296	0.22	0.5891	0.338
	0.0558	0.11	0.2536	0.336

Quadro 19 - Cálculo da condutividade hidráulica segundo o método de Hillel, para o 3º período de drenagem

Profundidade Z cm	fluxo q cm.dia ⁻¹	gradiente $\frac{\partial\psi}{\partial Z}$ cm.cm ⁻¹	Condutividade Hidráulica K cm.dia ⁻¹	Umidade média cm ³ .cm ⁻³
45	41.85.10 ⁻²	2.00	2.093.10 ⁻¹	0.388
	36.0.10 ⁻²	2.00	1.800.10 ⁻¹	0.380
	27.0.10 ⁻²	2.00	1.350.10 ⁻¹	0.375
	15.75.10 ⁻²	2.00	7.875.10 ⁻²	0.368
	10.80.10 ⁻²	2.00	5.400.10 ⁻²	0.362
	8.10.10 ⁻²	2.00	4.05.10 ⁻²	0.359
	3.60.10 ⁻²	2.00	1.80.10 ⁻²	0.354
	2.70.10 ⁻²	2.00	1.35.10 ⁻²	0.349
2.25.10 ⁻²	2.00	1.125.10 ⁻²	0.345	
75	65.85.10 ⁻²	2.00	3.292.10 ⁻¹	0.388
	53.10.10 ⁻²	2.00	2.655.10 ⁻¹	0.332
	43.20.10 ⁻²	2.00	2.160.10 ⁻¹	0.326
	24.75.10 ⁻²	2.00	1.238.10 ⁻¹	0.318
	15.60.10 ⁻²	2.00	7.800.10 ⁻²	0.313
	11.10.10 ⁻²	2.00	5.550.10 ⁻²	0.311
	4.80.10 ⁻²	2.00	2.40.10 ⁻²	0.308
	3.60.10 ⁻²	2.00	1.80.10 ⁻²	0.306
2.85.10 ⁻²	2.00	1.425.10 ⁻²	0.300	
105	92.85.10 ⁻²	1.11	8.3649.10 ⁻¹	0.323
	79.20.10 ⁻²	1.11	7.1351.10 ⁻¹	0.316
	62.10.10 ⁻²	1.11	5.5945.10 ⁻¹	0.310
	33.75.10 ⁻²	1.11	3.0405.10 ⁻¹	0.303
	19.50.10 ⁻²	1.11	1.7567.10 ⁻¹	0.298
	14.70.10 ⁻²	1.11	1.3243.10 ⁻¹	0.296
	6.9.10 ⁻²	1.11	6.2162.10 ⁻²	0.293
	5.4.10 ⁻²	1.11	4.8649.10 ⁻²	0.290
3.75.10 ⁻²	1.11	3.3783.10 ⁻²	0.287	
135	119.85.10 ⁻²	0.42	2.8535.10 ⁰	0.360
	130.00.10 ⁻²	0.42	2.4523.10 ⁰	0.353
	81.30.10 ⁻²	0.42	1.9357.10 ⁰	0.347
	42.15.10 ⁻²	0.42	1.0035.10 ⁰	0.340
	25.50.10 ⁻²	0.42	6.0714.10 ⁻¹	0.334
	18.60.10 ⁻²	0.42	4.4285.10 ⁻¹	0.331
	9.30.10 ⁻²	0.42	2.2142.10 ⁻¹	0.325
	6.90.10 ⁻²	0.42	1.6428.10 ⁻¹	0.321
4.95.10 ⁻²	0.42	1.1785.10 ⁻¹	0.316	

Quadro 20 - Parâmetros b_4 , c_4 e coeficientes de determinação da expressão $K_H = b_4 \exp(c_4\theta)$, utilizada para se determinar a condutividade hidráulica do solo pelo método de HILLEL nos três períodos de análise

Período	Profundidades (cm)	Parâmetros		Coeficiente de Determinação %
		b_4	c_4	
1º	45	$5.7715 \cdot 10^{-11}$	57.4508	96
	75, 105, 135	$4.0819 \cdot 10^{-9}$	50.4318	54
2º	45	$3.1696 \cdot 10^{-26}$	148.2330	86
	75, 105, 135	$3.4130 \cdot 10^{-14}$	89.9589	76
3º	45	$6.2745 \cdot 10^{-14}$	75.2549	96
	75, 105, 135	$1.1149 \cdot 10^{-9}$	59.7880	62

As Figuras 25, 26, 27 e 28 apresentam em escala semilogarítmica os valores de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para as quatro profundidades do solo nos três períodos de análise.

A relação entre condutividade hidráulica do solo, e a umidade para as várias profundidades, foi determinada por uma equação exponencial da forma:

$$K_{Hp} = b_5 \exp (c_5 \theta) \dots\dots\dots 54$$

sendo K_{Hp} , a condutividade hidráulica do solo para cada profundidade, b_5 e c_5 constantes para cada profundidade, e, θ , a umidade do solo em cm^3 de água por cm^3 de solo.

No Quadro 21 são apresentados os valores das constantes b_5 , c_5 e do coeficiente de determinação da expressão $K_{Hp} = b_5 \exp (c_5 \theta)$ para cada profundidade.

Quadro 21 - Parâmetros b_5 , c_5 e coeficiente de determinação da expressão $K_{Hp} = b_5 \exp (c_5 \theta)$, utilizada para a determinação da condutividade hidráulica às várias profundidades pelo método de HILLEL

Profundidade (cm)	Parâmetros		Coeficiente de Determinação %
	b_5	c_5	
45	$5,5751 \cdot 10^{-13}$	69,1341	69
75	$2,0565 \cdot 10^{-12}$	76,6605	79
105	$5,7623 \cdot 10^{-11}$	72,7265	51
135	$5,0775 \cdot 10^{-12}$	76,0155	93

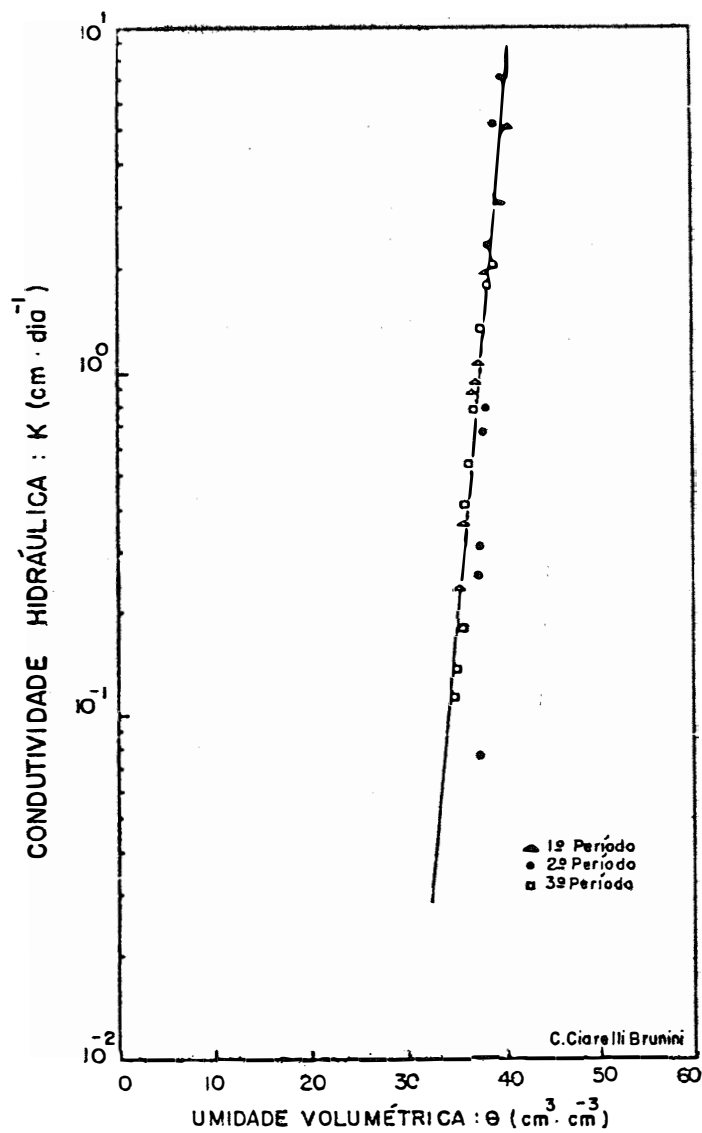


Figura 25 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo, segundo o método de Hillel à profundidade de 45 cm nos três períodos de análise.

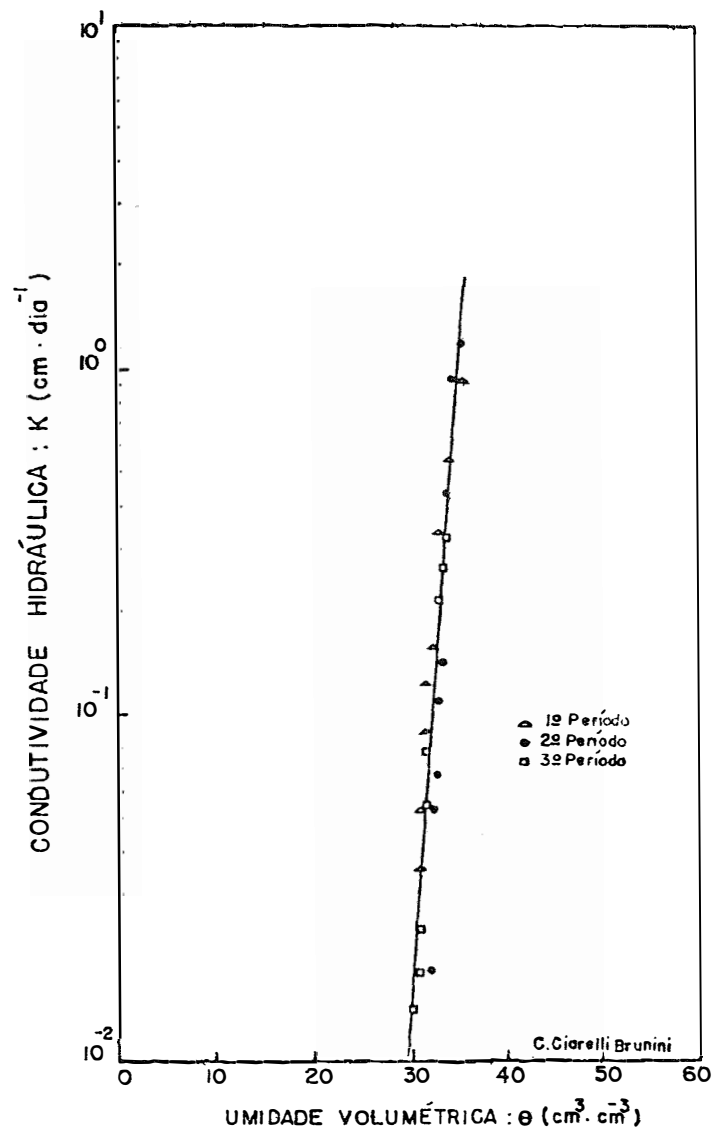


Figura 26 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo segundo o método de Hillel, à profundidade de 75 cm nos três períodos de análise.

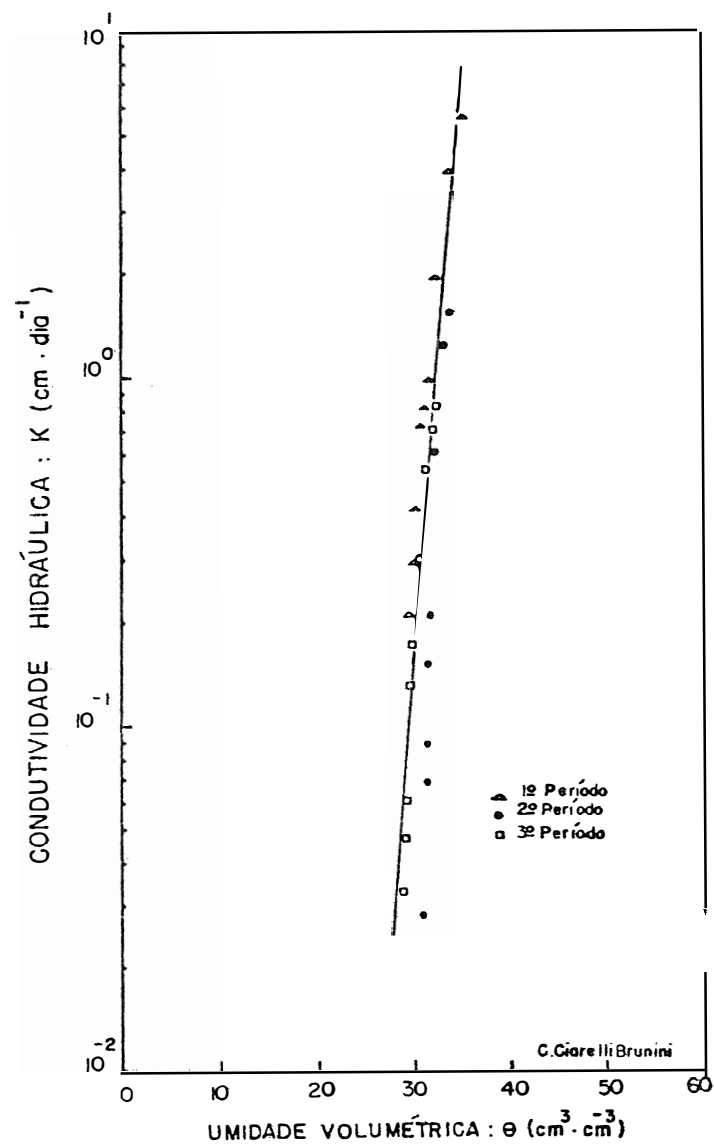


Figura 27 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo segundo o método de Hillel à profundidade de 105 cm nos três períodos de análise.

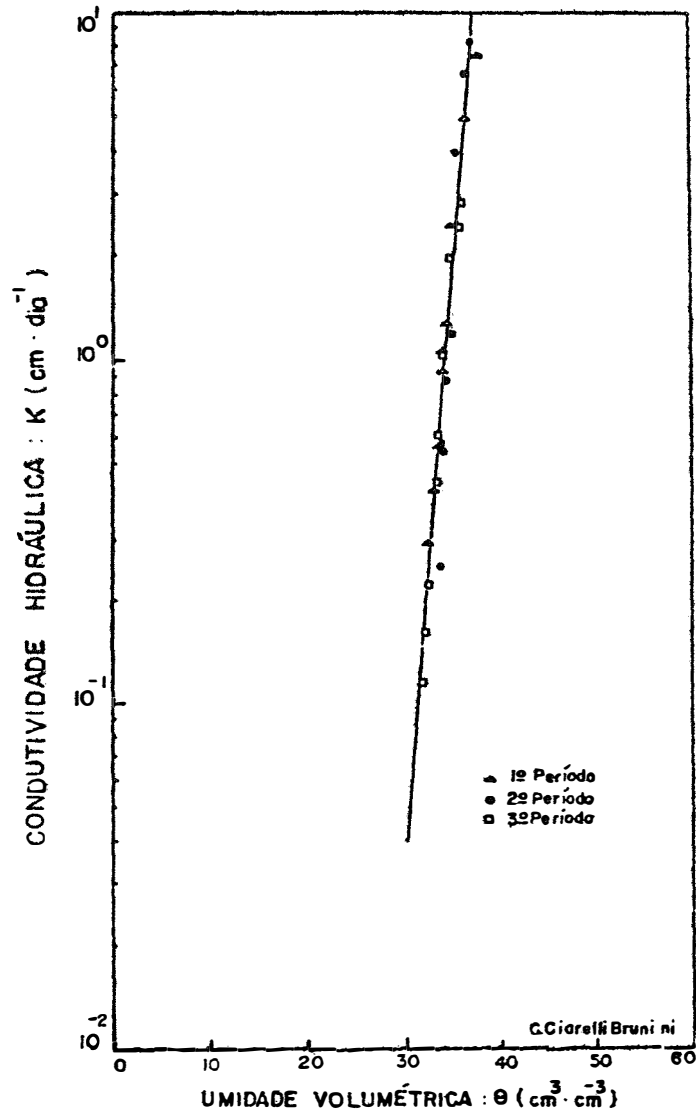


Figura 28 - Valores experimentais da condutividade hidráulica do solo segundo o método de Hillel à profundidade de 135 cm nos três períodos de análise.

4.7 Balanço hídrico

O estudo das necessidades hídricas de uma cultura é fator relevante quando se deseja caracterizar essa cultura em função do clima.

O consumo de água por comunidades vegetais, significa toda a água evaporada da superfície da planta e do solo, transportada pelos vegetais, inclusive aquela retida nos seus tecidos; entretanto, a quantidade de água retida nos tecidos vegetais é menor que 1% do total evapotranspirado durante o seu crescimento.

O balanço hídrico é uma maneira de se caracterizar esse consumo de água pelas plantas.

4.7.1 Balanço hídrico de Thornthwaite e Mather

O balanço hídrico de THORNTHWAITE e MATHER, foi calculado em base diária, conforme descrito em 3.2.5.1. Para esse cálculo considerou-se como 125 mm o armazenamento máximo da água no solo.

No Quadro 22 são apresentados os termos do balanço hídrico, observando-se que durante o período observado, o excedente atingiu um valor máximo de 73,7% da variação total da água no solo e um valor médio de 59,8 % para todo o período.

Uma das falhas que se observa nesse método é que no período de maior demanda de água pelo arroz (em borrachamento), o consumo foi semelhante ao de todo o pe ríodo, subestimando-se a necessidade da cultura e na épo ca de maturação superestimando o total de água utilizada pelo vegetal.

Quadro 22 - Balanço hídrico segundo o método de Thornthwaite e Mather - 1955, para 125 mm de armazenamento de água no solo, no período de dezembro de 1973 a abril de 1974

P E R Í O D O	P mm	Alt mm	ER mm	Ea mm	Def mm	Ea %
19/12 - 25/12/73	49.7	-13.0	22.3	40.7	0.3	64.6
26/12 - 02/01/74	88.0	+17.0	26.1	45.9	1.0	63.8
03 - 11/01	64.8	0.0	31.1	33.7	0.0	52.0
12 - 21/01	83.8	-12.0	31.1	64.7	0.0	67.6
22 - 25/01	51.4	+8.0	14.4	29.0	0.0	66.8
26 - 04/02	141.0	-2.0	32.8	106.2	0.0	76.5
05 - 13/02	42.6	+2.0	38.2	4.0	1.6	9.5
14 - 22/02	72.0	-19.0	40.4	52.9	2.3	56.7
23 - 01/02	70.3	+1.0	26.3	43.0	0.0	62.0
02 - 06/03	0.0	-16.0	16.0	0.0	0.0	-
07 - 22/03	189.1	+19.0	44.4	126.7	1.0	73.7
23 - 29/03	5.8	-11.0	18.3	0.0	1.5	-
30 - 03/04	1.8	-12.0	11.9	1.9	0.0	13.8
04 - 08/04	7.8	-3.0	11.6	0.0	0.8	-
09 - 10/04	0.0	-2.0	3.5	0.0	1.5	-
T o t a l	868.1	-39.0	368.4	548.7	10.0	59.8

4.7.2 Balanço hídrico no campo

O balanço hídrico no campo, foi feito considerando-se uma profundidade de exploração das raízes de 30 cm, e a metodologia usada se encontra descrita em 3.2.5.2.

Nos Quadros 23 e 24 são apresentados os termos do balanço hídrico no campo, para as duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio.

A variedade de arroz IR-665 semeada a 30 cm entre linhas foi a que apresentou maior consumo de água, seguida pela mesma variedade em espaçamento de 60 cm entre linhas, vindo logo após a variedade IAC-1246 semeada a 30 cm entre linhas e por último a variedade IAC-1246 em espaçamento de 60 cm entre linhas.

Observa-se que a drenagem profunda atinge um valor superior a 90% da variação total do armazenamento de água no solo para as variedades em espaçamento maior no início da cultura. A variedade IR-665 semeada a 30 centímetros entre linhas, apresentou para a drenagem profunda um valor médio de 39,7% da variação total do armazenamento da água no solo durante todo o período, sendo que nos outros tratamentos esse valor foi superior a 50%.

O consumo de água para os quatro tratamentos durante todo o período de análise é apresentado na Figura 29, observando-se que na fase do florescimento todos os tratamentos têm uma alta demanda em água, e no período de maturação, todos têm relativamente baixo consumo de água.

A Figura 30 vem comprovar a grande demanda em água por esse vegetal, mostrando o total de água con-

sumido e a precipitação ocorrida em cada período. Observa-se também que a variedade IR-665 sob um espaçamento de 30 cm entre linhas apresentou uma evapotranspiração média de 4,75 mm por dia; a variedade IR-665 sob espaçamento de 60 cm teve um valor médio de $3,88 \text{ mm.dia}^{-1}$; o IAC-1246 semeado a 30 cm entre linhas $3,77 \text{ mm.dia}^{-1}$ e o IAC-1246 sob espaçamento de 60 cm entre linhas mostraram um valor médio de 3,58 mm por dia.

A priori supos-se que a variedade IAC-1246 semeada a 30 cm entre linhas apresentaria um maior consumo de água, pois como se observa pela Figura 31, ela mantém um alto índice de área foliar até 82 dias após a germinação, sendo que a partir dessa data a variedade IR-665 sob espaçamento de 30 cm apresentou maiores índices de área foliar. Esse baixo consumo de água provavelmente deve-se ao fato de que a variedade de arroz IAC-1246 semeada a 30 cm, por possuir uma vegetação mais densa, o topo da vegetação impedia a penetração da radiação solar no interior da cultura, apresentando uma baixa transmissividade de luz solar, como pode ser visto na Figura 32. Esse fato ocasionou com que o ar no interior da vegetação se encontrasse saturado durante a maior parte do desenvolvimento vegetal, não havendo desse modo gradiente de transporte de vapor d'água do vegetal para o ar; e como o solo e nem as folhas no interior da vegetação se aqueciam, esse ar mais úmido não era aquecido para que houvesse um déficit de umidade e favorecesse a transpiração e evaporação da água do vegetal.

Quadro 23 - Balanço hídrico para a camada L = 30 cm e porcentagem de perda por drenagem profunda em função dos valores de condutividade hidráulica estimada pelo método de laboratório, para variedade de arroz de sequeiro IAC-1246, cultivada sob dois espaçamentos em Latossolo Roxo (Centro Experimental de Campinas) no período de dezembro de 1973 a abril de 1974

P E R Í O D O	P mm	IAC-1246 (0,30 m)				IAC-1246 (0,60 m)			
		ΔM mm	E mm	U mm	U %	ΔM mm	E mm	U mm	U %
19/12 - 25/12/73	49.7	+14.1	11.5	24.1	67.7	+10.2	3.5	36.0	91.1
26/12 - 02/01/74	88.0	-0.5	31.5	57.0	64.4	-1.4	37.6	51.8	57.9
03 - 11/01	64.8	-3.0	6.9	60.9	89.8	-3.0	13.5	54.3	80.1
12 - 21/01	83.8	-10.4	54.7	39.5	41.9	-8.2	57.0	35.0	38.0
22 - 25/01	51.4	+10.7	17.8	22.9	56.3	+8.6	19.4	23.4	54.7
26 - 04/02	141.0	+1.0	75.0	65.0	46.4	+1.7	82.3	57.0	40.9
05 - 13/02	42.6	-7.5	36.2	14.9	29.2	-3.0	33.6	12.0	25.8
14 - 22/02	72.0	-11.6	51.8	31.8	38.0	-13.2	54.5	30.7	36.0
23 - 01/03	70.3	+23.1	13.2	34.0	72.0	+16.3	32.3	21.7	40.2
02 - 06/03	0.0	-29.1	5.9	23.2	79.7	-23.1	8.8	14.3	61.9
07 - 22/03	189.1	+29.0	85.8	74.3	46.4	+34.3	31.8	123.0	79.5
23 - 29/03	5.8	-25.0	14.6	16.2	52.6	-33.7	12.8	26.8	67.7
30 - 03/04	1.8	-8.0	8.5	1.3	13.3	-6.7	7.7	0.8	9.4
04 - 08/04	7.8	+2.1	4.7	1.0	17.5	+4.1	3.1	0.6	16.2
09 - 10/04	0.0								
T o t a l	868.1	-15.1	418.1	466.1	52.7	-17.1	397.9	487.4	51.9

Quadro 24 - Balanço hídrico para a camada L = 30 cm e percentagem de perda por drenagem profunda em função dos valores de condutividade hidráulica estimada pelo método de laboratório, para variedade de arroz de sequeiro IR-665, cultivada sob dois espaçamentos em Latossolo Roxo (Centro Experimental do Campinas) no período do doze de dezembro de 1973 a abril de 1974

P E R Í O D O	IR-665 (0,30 m)					IR-665 (0,60 m)				
	P mm	ΔM mm	E mm	U mm	U %	ΔM mm	E mm	U mm	U %	
19/12 - 25/12/73	49.7	+14.3	4.0	31.4	88.7	+9.9	3.3	36.5	91.7	
26/12 - 02/01/74	88.0	-1.1	42.2	46.9	52.6	-0.8	39.8	49.0	62.2	
03 - 11/01	64.8	-4.6	19.9	49.5	71.3	-2.7	11.0	56.5	83.7	
12 - 21/01	83.8	-8.6	65.4	27.0	29.2	-10.2	59.0	35.0	37.2	
22 - 25/01	51.4	+9.6	25.9	15.9	38.0	+8.8	25.7	16.9	39.7	
26 - 04/02	141.0	+2.0	90.0	49.0	35.3	+2.1	87.4	51.5	37.1	
05 - 13/02	42.6	-1.9	32.0	12.5	28.1	-14.4	46.2	10.8	18.9	
14 - 22/02	72.0	-17.6	58.8	30.8	34.4	-5.2	52.2	25.0	32.4	
23 - 01/03	70.3	+17.3	35.6	17.4	32.8	+17.4	35.6	17.3	32.7	
02 - 06/03	0.0	-25.8	14.4	11.4	44.2	-26.4	15.0	11.4	43.2	
07 - 22/03	189.1	+28.3	114.8	46.0	28.6	+39.3	27.7	122.1	81.5	
23 - 29/03	5.8	-23.8	15.5	14.1	47.6	-31.8	14.5	23.1	61.4	
30 - 03/04	1.8	-9.8	10.9	0.7	6.0	-5.4	7.4	1.3	14.9	
04 - 08/04	7.8	+2.6	3.9	1.3	25.0	-2.2	9.0	1.0	10.0	
09 - 10/04	0.0	-4.0	3.9	0.1	2.5	-4.9	4.7	0.2	4.1	
T o t a l	868.1	-23.1	537.2	354.0	39.7	-26.5	438.5	457.6	51.1	

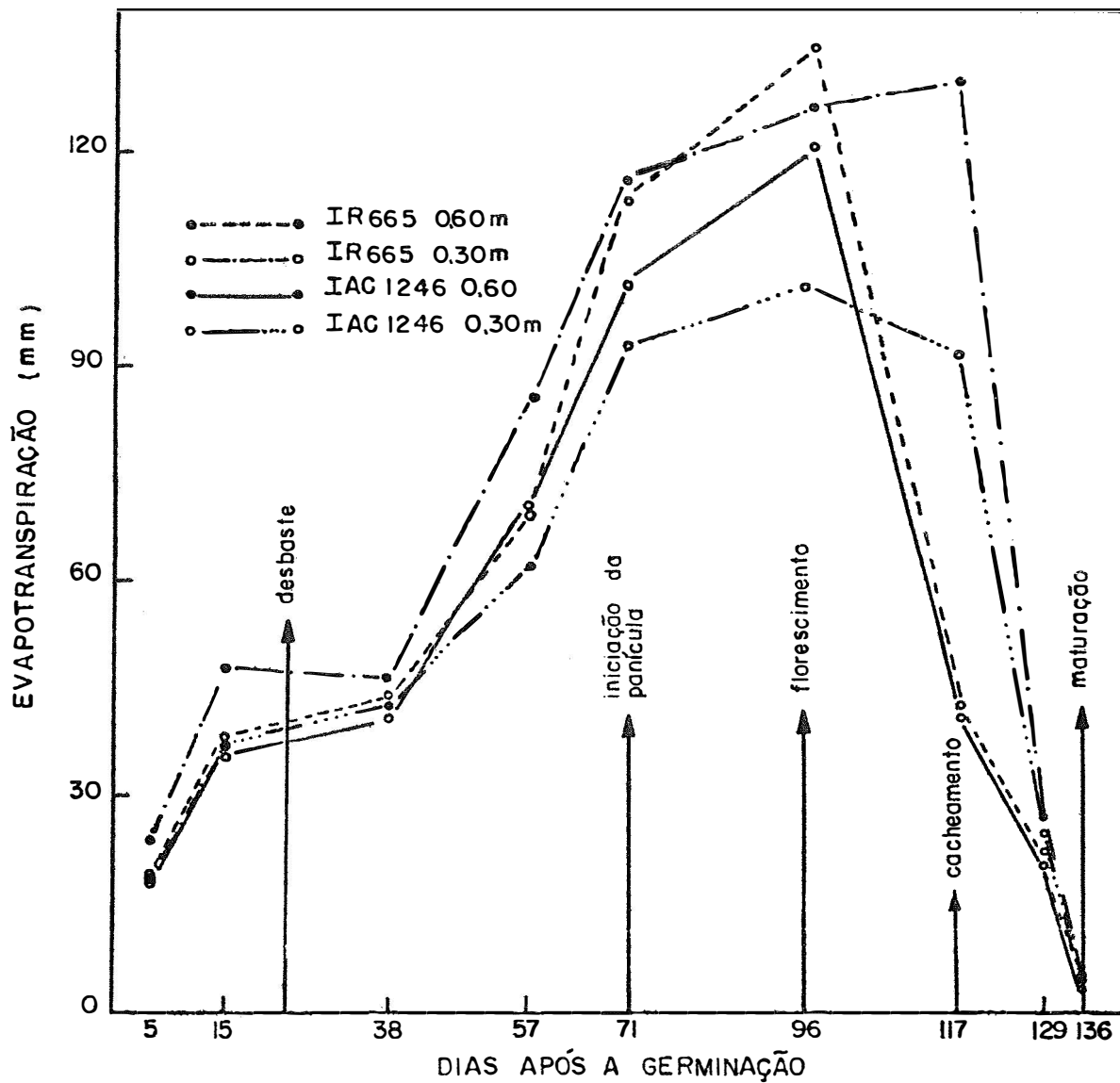


Figura 29 - Evapotranspiração real observada durante as várias fases fenológicas das variedades de arroz IR-665 e IAC-1246 sob as duas densidades de plantio.

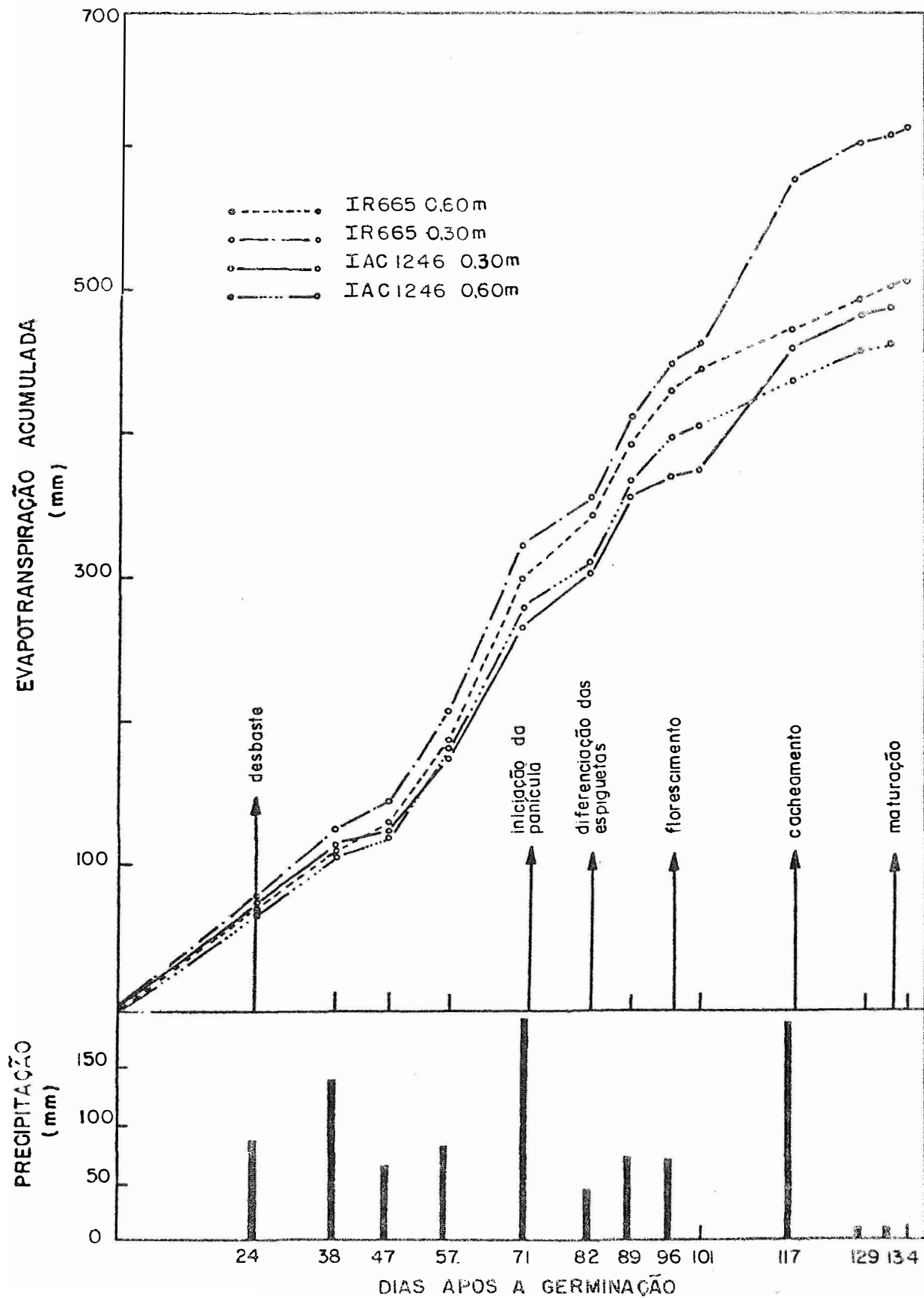


Figura 30 - Evapotranspiração acumulada durante todo o ciclo vegetativo das duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio e precipitação pluviométrica acumulada nos vários períodos de análise.

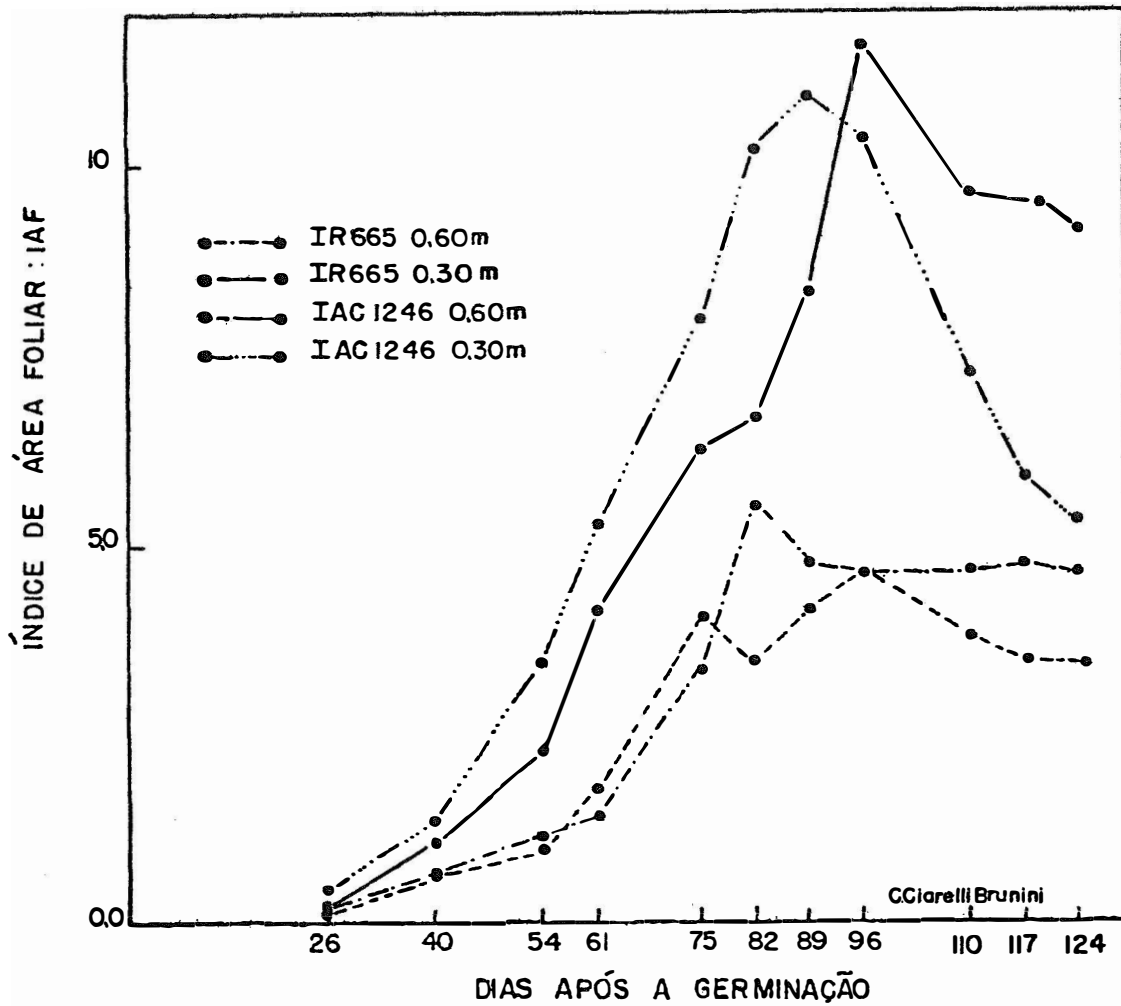


Figura 31 - Índice de área foliar (IAF), obtido nas duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio durante o ciclo vegetativo.

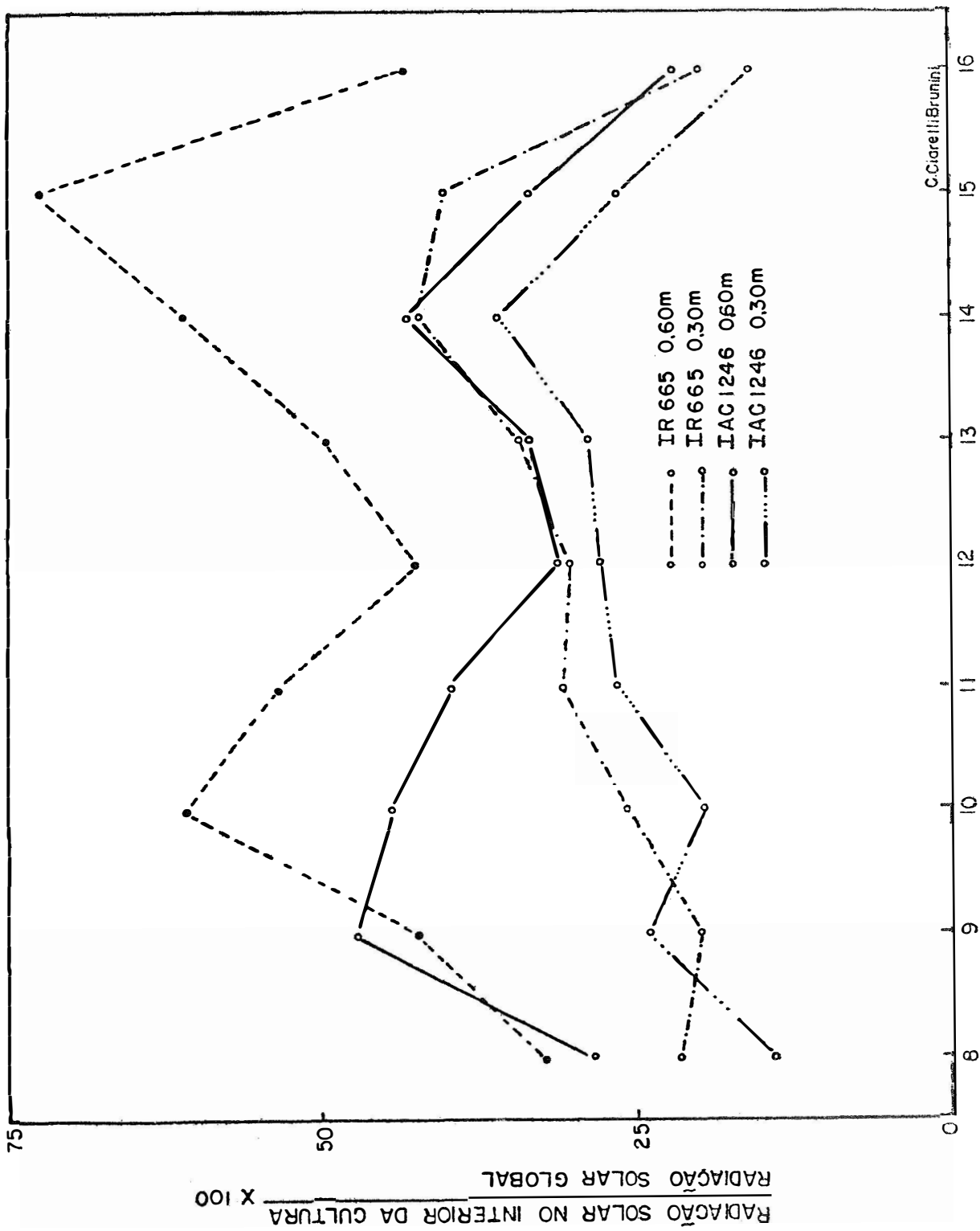


Figura 32 - Relação de transmissão de energia solar, para as duas variedades de arroz, nos dois espaçamentos, obtida no dia 01/03/1974.

Na Figura 33, estão representados o peso seco acumulado para as duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio. Observa-se que a variedade IAC-1246 semeada a 30 cm entre linhas apresentou maior peso seco e por último a variedade IAC-1246 sob espaçamento de 60 centímetros entre linhas.

O ganho em peso seco para os quatro tratamentos representado na Figura 34, mostra que na fase correspondente ao emborrachamento, ambos os tratamentos tiveram um baixíssimo ganho em peso seco; este fato indica que da água consumida, maior quantidade desta é utilizada para diferenciação dos órgãos florais.

Quando se correlacionou o ganho em peso seco, com o consumo de água, a variedade IAC-1246, semeada a 30 cm entre linhas apresentou maior eficiência de uso de água, e por último a variedade IAC-1246, semeada a 60 cm entre linhas, como pode ser visto na Figura 35.

A Figura 36 apresenta a comparação entre o Balanço Hídrico de Thornthwaite-Mather e o de Campo, para os quatro tratamentos. Observa-se que o método de Thornthwaite, na maioria dos casos, subestimou o total de água consumida pelos vegetais, chegando a ser 2,5 vezes menor do que a observada, como ocorreu para a variedade IR-665 semeada a 30 cm entre linhas, e na época de maturação superestimou o total consumido pelos vegetais.

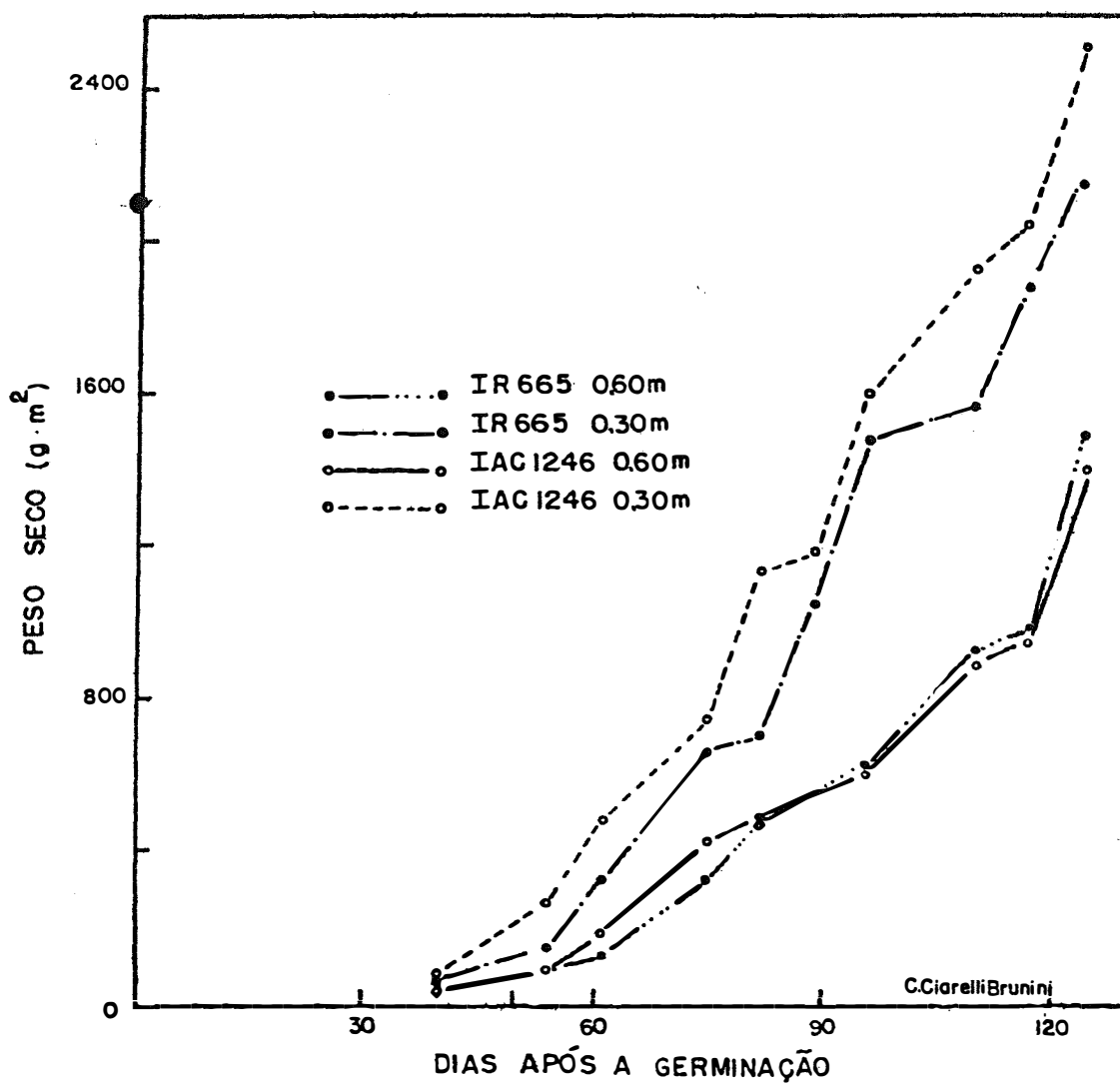


Figura 33 - Peso seco acumulado durante todo o ciclo vegetativo das duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio.

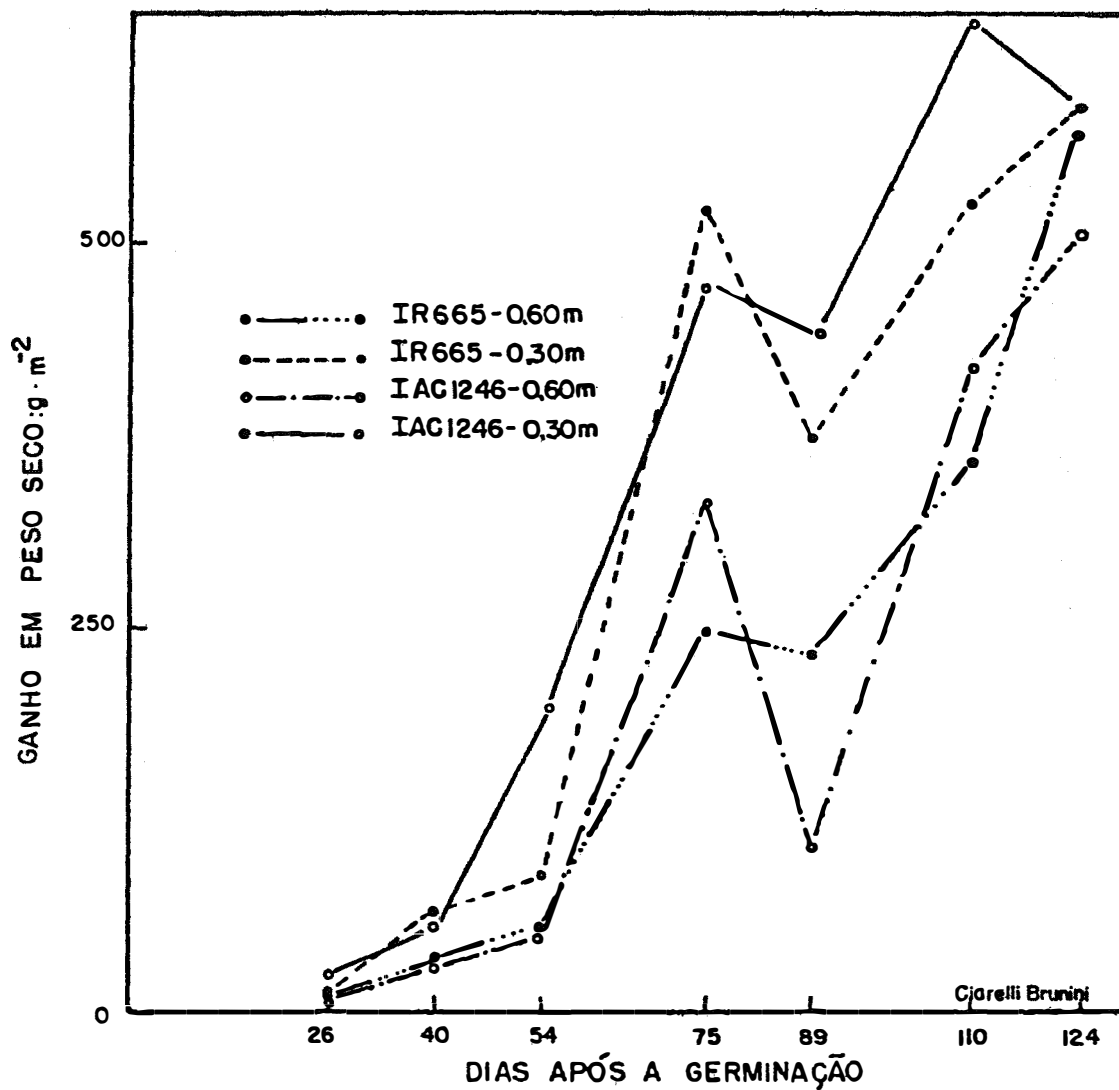


Figura 34 - Ganho em peso seco (g. m^{-2}), durante as várias observações nas duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio.

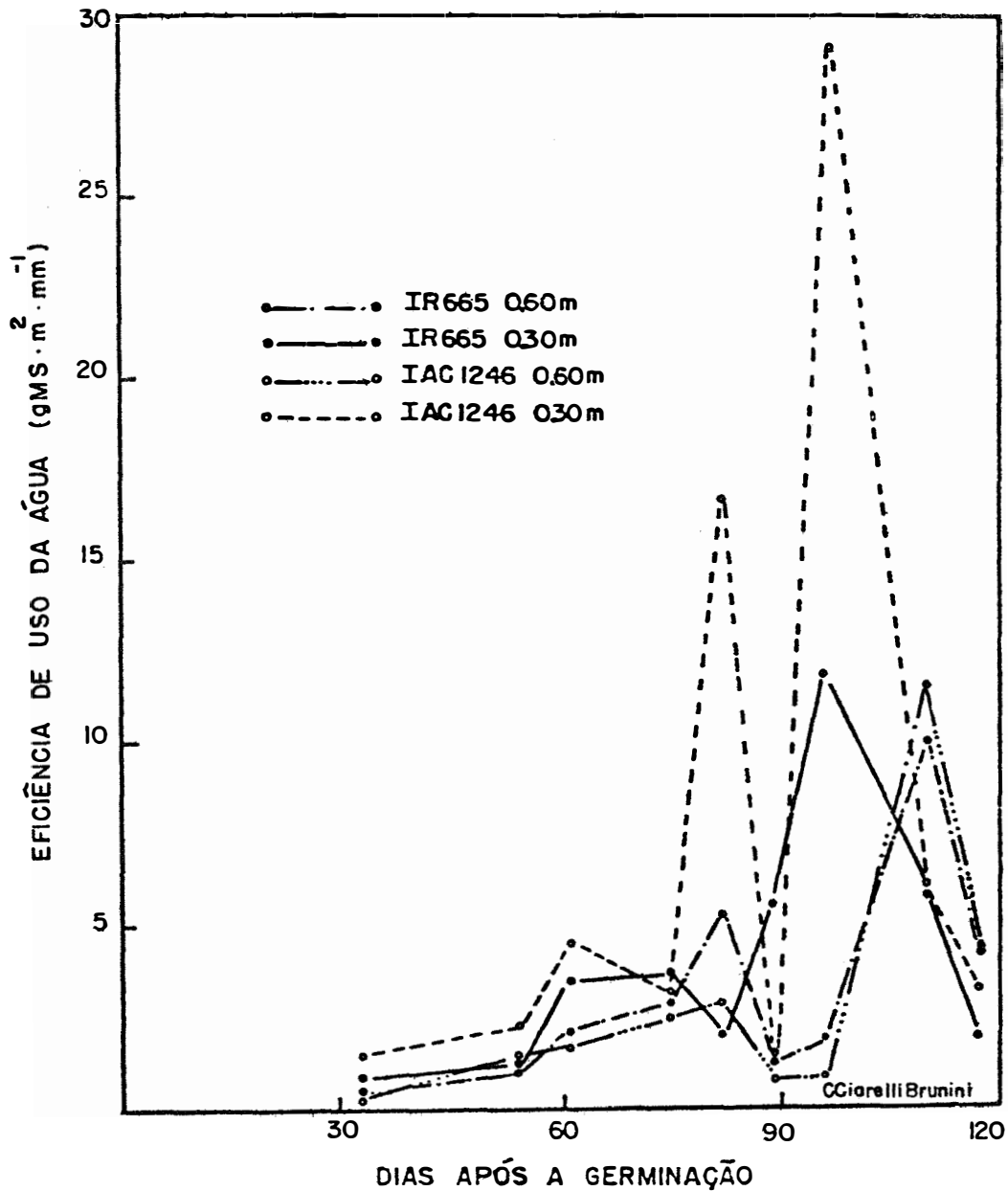


Figura 35 - Eficiência de uso de água, em gramas de matéria seca por metro quadrado, por mm de evapotranspiração para as duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio.

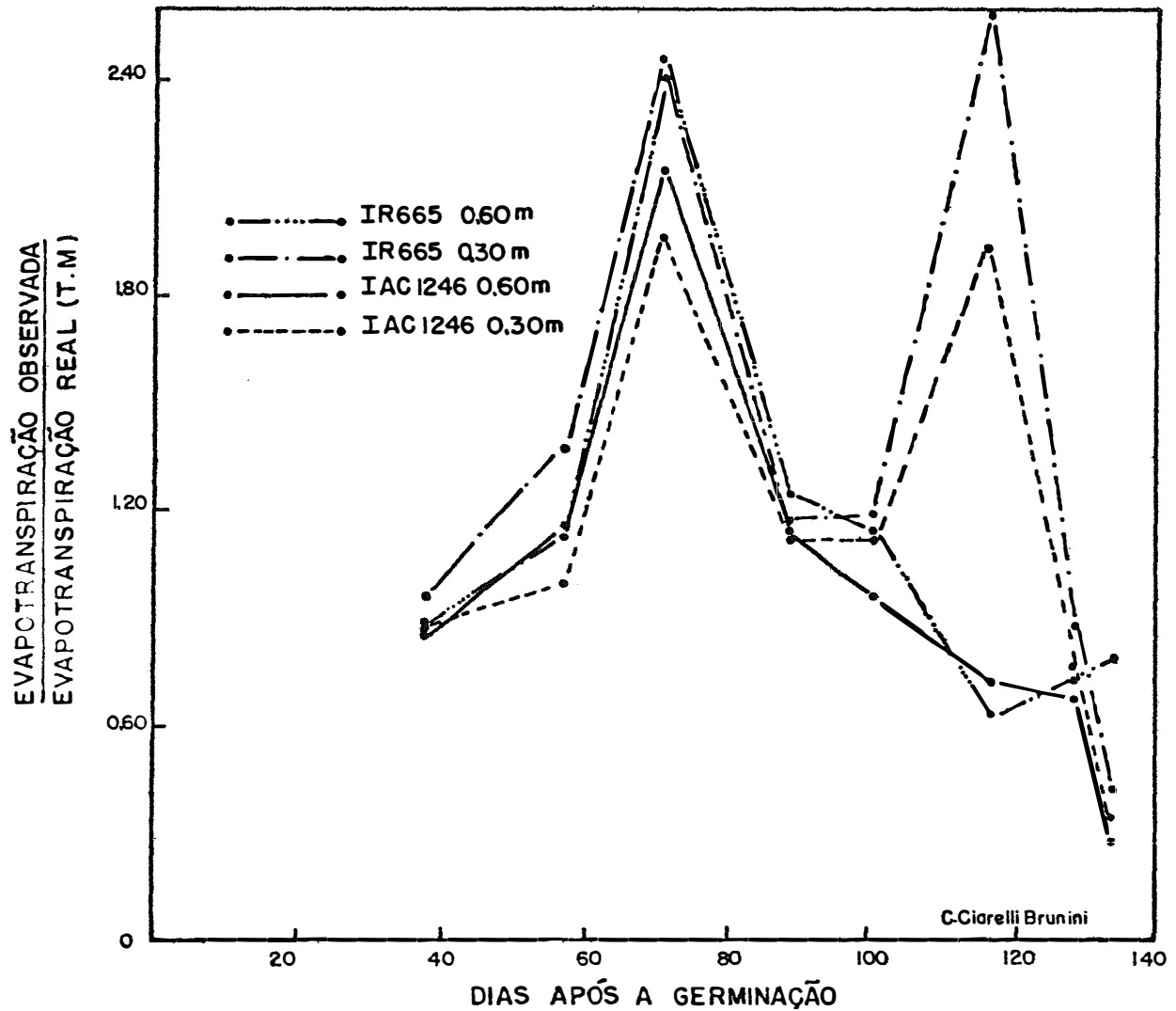


Figura 36 - Relação entre a evapotranspiração real observada e a real estimada segundo o método de Thornthwaite e Mather, nas duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio, durante todo o período observado.

4.8 Água disponível

A água disponível em um solo, tem sido avaliada como a quantidade de água por ele retida entre a "capacidade de campo" e o "ponto de murchamento permanente", através de amostras de solo submetidas em laboratório a pressões de 0,3 e 15 atmosferas respectivamente, utilizando-se a expressão:

$$M.A.D. = \frac{CC - PMP}{100} \cdot H \cdot 10 \dots\dots\dots 55$$

sendo MAD, a máxima quantidade de água disponível no solo em mm; CC a capacidade de campo do solo, considerado como o teor de água da amostra de solo submetida à tensão de 0,3 atmosferas em porcentagem do volume; PMP o ponto de murchamento permanente, considerado como o teor de água da amostra de solo sob tensão de 15 atmosferas em porcentagem do volume e H a altura da camada de solo considerado em centímetros.

A quantidade máxima de água disponível foi determinada para as camadas 0-30 e 0-60 cm, através da expressão 55, como pode ser observado no Quadro 25.

A água disponível do solo "in situ", para as camadas 0-30 e 0-60 cm, foi determinada de acordo com a metodologia descrita em 3.2.6, utilizando-se a expressão

$$AD = \sum_{i=0}^H (\theta \Delta Z - \theta_{15} \Delta Z)$$

Nos Quadros 26 e 27 são apresentadas a água disponível no solo "in situ", para os quatro tratamentos durante todo o período de observação.

Quadro 25 - Umidade do solo sob tensão de 0,3 e 15 atmosferas e quantidade máxima de água disponível para as camadas 0-30 e 0-60 cm

P o t e n c i a l (atmosfera)	Umidade do Solo (% Volume)	
	0 - 30	0 - 60
0,3	19,96	20,48
15,0	12,63	13,57
Máxima Água Disponível (mm)	22,00	41,50

Comparando-se os resultados dos Quadros 26 e 27 com os do Quadro 25, verifica-se uma grande discrepância nas quantidades de água disponível obtidas. Observa-se que durante todo o período de análise, que correspondeu a 115 dias, somente em poucos casos a água disponível no solo "in situ", foi inferior àquela quantidade máxima disponível determinada em laboratório. Na maioria das vezes a água disponível "in situ" foi superior ao estimado, alcançando até 293% a mais.

A discrepância entre esses valores de água disponível, demonstra mais uma vez a complexidade desta determinação, e o risco de determiná-la, baseando-se simplesmente em propriedades estáticas do solo, como a CC e a PMP obtidos em laboratório.

A determinação da água disponível em condições de campo mostrou que o limite superior de disponibilidade de água em função da expressão

$$M.A.D. = \frac{CC - PMP.H.10}{100}$$

foi de 0,05 atmosferas para a camada 0-30 cm e 0,03 atmosferas para a camada 0-60 cm, respectivamente.

Evidencia-se então a necessidade de que sua determinação seja feita diretamente no campo, levando as sim em conta os fatores de solo, vegetal e da atmosfera.

Quadro 26 - Água disponível no solo até a profundidade de 30 cm para as variedades de arroz IR-665 e IAC-1246, sob as duas densidades de plantio

DATA	PRECIPITAÇÃO mm	Água Disponível (mm)							
		IR-665 (0,60 m)		IR-665 (0,30 m)		IAC-1246 (0,60m)		IAC-1246 (0,30m)	
		Anterior	Atual	Anterior	Atual	Anterior	Atual	Anterior	Atual
21-12	21.4	43.6	52.3	38.9	49.7	43.9	52.1	38.9	44.9
26-12	28.3	52.3	53.5	49.7	53.2	52.1	54.1	44.9	54.0
02-01-74	88.0	53.5	52.7	53.2	52.1	54.1	52.7	54.0	54.5
04-01	10.6	52.7	48.0	52.1	44.5	52.7	46.7	54.5	49.6
09-01	39.0	48.0	60.1	44.5	56.5	46.7	57.7	49.6	59.7
11-01	15.2	60.1	50.0	56.5	47.5	57.7	49.7	59.7	57.5
21-01	83.8	50.0	39.8	47.5	38.9	49.7	41.5	51.5	41.1
23-01	26.4	39.8	50.0	38.9	49.6	41.5	53.6	41.1	53.5
25-01	25.0	50.0	48.6	49.6	48.5	53.6	50.1	53.5	51.8
04-02-74	141.0	48.6	50.7	48.5	50.5	50.1	51.8	51.8	52.8
06-02	0.0	50.7	36.1	50.5	34.8	51.8	36.1	52.8	39.9
08-02	0.0	36.1	29.8	34.8	27.3	36.1	28.0	39.9	30.1
11-02	0.0	29.8	20.9	27.3	20.1	28.0	23.5	30.1	22.4
13-02	42.6	20.9	36.3	20.1	48.6	23.5	47.1	22.4	44.3
15-02	0.0	36.3	26.1	48.6	36.0	47.1	36.2	44.3	36.4
19-02	72.0	26.1	52.1	36.0	52.2	38.2	52.1	36.4	53.0
22-02	0.0	52.1	31.1	52.2	31.0	52.1	33.9	53.0	32.7
01-03-74	70.3	31.1	48.5	31.0	48.3	33.9	50.2	32.7	55.8
06-03	0.0	48.5	22.1	48.3	22.5	50.2	27.1	55.8	26.7
22-03	189.1	22.1	61.4	22.5	50.8	27.1	61.4	26.7	55.7
25-03	0.0	61.4	43.0	50.8	38.9	61.4	40.7	47.8	40.9
27-03	5.8	43.0	35.1	38.9	34.0	40.7	37.8	47.8	40.9
29-03	0.0	35.1	29.6	34.0	27.0	37.8	27.7	40.9	30.7
01-04-74	0.0	29.6	21.2	27.0	19.9	27.7	25.6	30.7	23.2
03-04	1.8	21.2	24.2	19.9	17.2	25.6	21.0	23.2	22.7
08-04	7.8	24.2	22.0	17.2	19.8	21.0	22.7	22.7	22.7
10-04-74	0.0	22.0	17.1	19.8	15.8	21.0	25.1	22.7	24.8
Total	868.1	1088.8	1062.3	1058.3	1035.2	1104.3	1085.5	1114.6	1100.5
Média		40.3	39.3	39.2	38.3	42.5	41.8	42.9	42.3

Quadro 27 - Água disponível no solo, até a profundidade de 60 cm, para as variedades de arroz de sequeiro IAC-1246 e IR-665, sob as duas densidades de plantio

DATA	PRECIPITAÇÃO mm	Á g u a D i s p o n í v e l (mm)											
		IR-665 (0,60 m)		IR-665 (0,30 m)		IAC-1246 (0,60m)		IAC-1246 (0,30m)		Anterior		Atual	
		Anterior	Atual	Anterior	Atual	Anterior	Atual	Anterior	Atual	Anterior	Atual	Anterior	Atual
21-12-73	21.4	141.9	150.9	140.8	143.8	144.5	148.3	143.6	147.8	143.6	147.8	147.8	147.8
26-12	28.3	150.9	150.8	143.8	152.9	148.3	152.3	147.8	155.4	147.8	155.4	155.4	155.4
02-01-74	88.0	150.8	155.6	152.9	155.1	152.3	156.0	155.4	159.6	155.4	159.6	159.6	159.6
04-01	10.6	155.6	149.5	155.1	145.2	156.0	145.6	159.6	152.3	159.6	152.3	152.3	152.3
09-01	39.0	149.5	161.4	145.2	156.9	145.6	154.3	162.7	162.7	152.3	162.7	162.7	162.7
11-01	15.2	161.4	148.5	156.9	147.5	154.3	147.4	154.2	154.2	154.2	154.2	154.2	154.2
21-01	83.8	148.5	142.1	147.5	142.6	147.4	141.2	154.6	145.6	145.6	145.6	145.6	145.6
23-01	26.4	142.1	150.5	142.6	152.4	141.2	154.7	145.6	158.1	145.6	158.1	158.1	158.1
25-01	25.0	150.5	148.3	152.4	149.9	154.7	150.3	158.1	155.9	158.1	155.9	155.9	155.9
04-02-74	141.0	148.3	152.8	149.9	154.2	150.3	153.2	155.9	159.5	155.9	159.5	159.5	159.5
06-02	0.0	152.8	137.1	154.4	135.4	153.2	135.4	159.5	141.9	159.5	141.9	141.9	141.9
08-02	-0.0	137.1	124.8	135.4	122.6	135.4	122.1	141.9	127.2	141.9	127.2	127.2	127.2
11-02	0.0	124.8	111.0	122.6	111.7	122.1	112.9	127.2	113.6	127.2	113.6	113.6	113.6
13-02	42.6	111.0	138.8	111.7	145.3	112.9	145.4	146.2	146.2	146.2	146.2	146.2	146.2
15-02	0.0	138.8	116.8	145.3	135.0	145.4	133.8	146.2	134.4	146.2	134.4	134.4	134.4
19-02	72.0	116.8	153.9	133.0	156.3	133.8	153.0	134.4	155.8	134.4	155.8	155.8	155.8
22-02	0.0	153.9	126.4	156.3	128.5	153.0	129.6	150.3	159.0	153.0	159.0	159.0	159.0
01-03-74	70.3	126.4	146.3	128.5	150.0	129.6	149.8	130.3	159.0	130.3	159.0	159.0	159.0
06-03	0.0	146.3	113.9	150.0	113.2	149.8	119.6	159.0	120.7	159.0	120.7	120.7	120.7
22-03	189.1	113.9	152.7	113.2	154.1	119.6	151.0	120.7	161.4	120.7	161.4	161.4	161.4
25-03	0.0	152.7	142.7	154.1	137.4	151.0	135.4	161.4	150.1	151.0	150.1	150.1	150.1
27-03	5.8	142.7	131.1	137.4	130.7	135.4	135.2	150.1	140.2	135.2	140.2	140.2	140.2
29-03	0.0	131.1	124.2	130.7	121.0	135.2	121.1	140.2	126.9	140.2	126.9	126.9	126.9
01-04-74	0.0	124.2	111.2	121.0	108.8	121.1	118.8	126.9	120.1	118.8	126.9	120.1	120.1
03-04	1.8	111.2	108.6	108.8	107.4	118.8	114.7	120.1	115.4	118.8	120.1	115.4	115.4
08-04	7.8	108.6	105.8	107.4	105.2	114.7	115.0	115.4	119.3	115.0	115.4	115.4	119.3
10-04	0.0	105.8	100.5	105.2	101.7	114.7	115.0	115.4	119.3	115.0	115.4	115.4	119.3
Total	868.1	3697.4	3656.0	3702.1	3663.0	3625.6	3596.1	3737.9	3713.6	3737.9	3713.6	3713.6	3713.6
Média		137.0	135.4	137.1	135.7	139.5	138.3	143.8	142.8	143.8	142.8	142.8	142.8

5 - CONCLUSÕES

O estudo realizado sobre consumo de água para as duas variedades de arroz, em duas densidades de plantio, a análise do movimento da água no solo e a análise dos métodos de determinação da condutividade hidráulica do solo, permite chegar às seguintes conclusões:

a) a variedade de arroz IR-665 sob espaçamento de 30 cm, foi a que mais água evapotranspirou durante todo o ciclo vegetativo, cerca de 616,1 mm; seguida pela mesma variedade com espaçamento de 60 cm entre linhas, que evapotranspirou 512,4 mm. A variedade de arroz IAC-1246 sob espaçamento de 30 cm evapotranspirou 492,1 mm

desde a germinação até a sua maturação enquanto a 60 cm entre linhas evapotranspirou 466,9 mm;

b) a variedade de arroz IAC-1246 semeada a 30 cm entre linhas foi a que apresentou maior eficiência de uso de água e a mesma variedade com espaçamento de 60 cm entre linhas teve a menor eficiência de uso de água;

c) o uso da expressão $M.A.D. = \frac{CC-PMP}{100} .H.10$, com limites fixos para a CC e PMP na determinação da água disponível de um solo não pode ser generalizado porque a água disponível varia com as condições físicas do solo, com as condições ambientes e com o tipo e estágio de desenvolvimento da cultura;

d) o balanço hídrico em condições de campo mostrou que o consumo de água pela cultura de arroz é influenciado pela densidade de plantio, idade das plantas, disponibilidade de água no solo, transmissão da radiação solar e índice de área foliar;

e) para o solo em estudo o conceito de que a drenagem profunda se torna desprezível e o solo atinge a capacidade de campo, após dois dias, não se aplica, pois este fato só ocorreu 25 dias após a saturação do solo e a sua cobertura com plástico;

f) a componente de drenagem é um fator importante nos estudos de balanço hídrico desse vegetal, pois em alguns períodos atingiu até 90% da variação total no armazenamento de água no solo, sendo que no período total correspondeu a 39,7% para a variedade de arroz IR-665 semeada a 30 cm e superior a 50% para os outros tratamentos;

g) para efeitos de irrigação, o balanço hídrico de Thornthwaite e Mather deve ser usado desde que se faça correções aos períodos de maior necessidade de água pelas variedades de arroz e dos seus índices de área foliar;

h) o balanço hídrico de Thornthwaite-Mather estimado em base diária, subestimou o total de água evapotranspirada pelas culturas de arroz sob as duas densidades de plantio;

i) os valores de condutividade hidráulica do solo em função da umidade, estimados segundo o método de Hillel, não diferiram dos valores de condutividade hidráulica do solo obtidos pelo método de Rose;

j) o método de determinação da condutividade hidráulica do solo através de amostras de solo em laboratório, apesar de suas limitações, mostrou-se adequado para o estudo em questão;

l) a dependência da condutividade hidráulica do solo em função da umidade determinada pelos métodos de campo pode ser generalizada por uma expressão da forma $K = b \exp c\theta$, para um intervalo limitado de umidade, e para o método de laboratório pode ser generalizado como $K = b \exp (c\theta - d\theta^2)$, para um intervalo de umidade desde o solo seco ao ar até o solo saturado;

m) os valores da condutividade hidráulica determinados pelos métodos de Hillel e Rose apresentaram certa diferença nos três períodos de análise, e isto deve-se ao efeito estacional de diferenças nos gradientes de temperatura do solo;

n) em todos os métodos de análise a condutividade hidráulica do solo para a camada de 60 a 90 cm apresentou-se com os menores valores em relação aos das outras camadas, devido às suas características estruturais, de modo que todo o fluxo de água nesse perfil de solo até a profundidade de 120 cm é controlado por essa camada.

6 - RESUMO

O estudo do balanço hídrico em variedades de arroz de sequeiro IR-665 e IAC-1246 cultivados em Latossolo Roxo sob duas densidades de plantio, e as características hídricas do solo são relatadas. O experimento foi realizado no Centro Experimental de Campinas (CIA).

A umidade do solo foi determinada pela técnica de moderação de neutrons.

O fluxo de água no solo sob condições de campo, mostrou que o conceito usual de capacidade de campo não pode ser usado para este solo sem as devidas correções.

Este estudo mostrou que a água no solo está submetida a processos dinâmicos e que a água disponível no solo é função das características do solo e da taxa de demanda atmosférica. A diferença entre a água disponível no solo determinada no campo e a água disponível no solo determinada em laboratório foi em muitos casos superior a 250%.

A análise do fluxo de água em condições de laboratório ilustrou o fato de que a camada de solo entre 60 e 90 cm controla a taxa de infiltração, a redistribuição e a drenagem profunda em todo o perfil.

A metodologia proposta por HILLEL et alii (1972) e por ROSE et alii (1965) para a determinação da condutividade hidráulica de um solo em condições de campo foi comparada com o método de laboratório. Os valores da condutividade hidráulica em função da umidade do solo podem ser representados pelas seguintes expressões: $K = b \exp [c\theta]$, para os experimentos de campo e $K = b \exp [c\theta - d\theta^2]$, para os ensaios de laboratório.

O balanço hídrico no campo foi determinado para as duas variedades de arroz sob as duas densidades de plantio e comparado com o balanço hídrico proposto por THORNTHWAITE e MATHER (1955). Os resultados indicaram que o balanço hídrico em condições de campo é mais preciso.

A drenagem profunda mostrou ser um importante fator no balanço hídrico, porque frequentemente alcançou mais de 52 por cento da variação total de armazenamento de água no solo. A drenagem profunda foi determinada pelo método proposto por BLACK et alii (1969).

Uma estreita relação entre índice de área foliar, peso seco, água disponível no solo, densidade de plantio e evapotranspiração real foi observada.

7 - SUMMARY

The study of the water balance in the upland rice varieties IR-665 and IAC-1246 tilled in an Oxisoil under two densities of growth, and the soil-water characteristics are reported. The experiment was carried out in the Experimental Center of Campinas (CIA).

The soil-water content was determined by the neutron scattering method.

The flux of soil water under field conditions showed that the concept of "field capacity" can't be used to this soil without corrections.

The study showed that water in the soil is submitted to dynamic processes and the available soil water is a function of the soil characteristics and of the atmospheric demand rate. The difference between the available soil water determined in the field and the available soil water determined in laboratory was greater than 250%.

The analysis of the soil water flux in laboratory conditions illustrated the fact that the soil layer between 60 to 90 cm controls the rate of infiltration, redistribution and the deep drainage in the whole profile.

The methodology proposed by Hillel et alii (1972) and by Rose et alii (1965), for the determination of the hydraulic conductivity of a soil under field conditions was compared with the laboratory methodology. The values of hydraulic conductivity in function of the soil content may be represented by the following expressions: $K=b \exp c\theta$ for field experiments and $K = b \exp(c - d\theta^2)$ for laboratory procedures.

The water balance in the field was determined for the two rice varieties under the two planting density, and later it was compared with the water balance proposed by Thornthwaite and Mather (1955). The results indicated that the water balance under field conditions is more adequate.

The deep drainage became an important factor in the water balance, because it frequently reached more than 52 percent from the total variation of storage water in the soil. The deep-drainage was determined by the method proposed by Black et alii (1969).

A close relationship between leaf area index, dry weight, available water in the soil, planting density and actual evapotranspiration was observed.

8 - BIBLIOGRAFIA

BAIER, W. 1965 The interrelationship of meteorological factors, soil moisture and plant growth. Int. J. Biometeor. 9(1):5-20.

BAIER, W. & ROBERTSON, G.W. 1966 A new versatile soil moisture budget. Can. J. Plant Sci. 46:299-315.

BARROS FERRAZ, E.S. 1972 Estudo da Evapotranspiração real através da medida de umidade do solo por moderação de neutrons. BC-005, CENA - Piracicaba, 40p.

- BAVER, L.D.; GARDNER, W.H. & GARDNER, W.R.* 1972 Soil Physics. 4.^a edição. John Wiley & Sons, Inc., New York, 498p.
- BELCHER, D.J.; CUYKENDALL, T.R. & SACK, H.S.* 1950 The measurement of soil moisture and density by neutron and gamma-ray scattering. Civil Aeronautical Adm. Sech. Div. Rept. 127, Washington, D.C..
- BLACK, T.A.; GARDNER, W.R. & THURTELL, G.W.* 1969 The prediction of evaporation drainage and soil water storage for a bare soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33:655-600.
- ^{*}BLACK, T.A.; GARDNER, W.R. & TANNER, C.B.* 1970 Water storage and drainage under a row crop on a sandy soil. Agron. J. 62:48-51.
- BLACK, T.A.; TANNER, C.B. & GARDNER, W.R.* 1970a Evapotranspiration from a snap bean crop. Agron. J. 62: 66-69.
- BUCKINGHAM, E.* 1907 Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.
- BRUCE, R.R. & KLUTE, A.* 1956 Measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20:458-462.
- CAMARGO, A.P.* 1960 O Balanço Hídrico no Estado de São Paulo. Campinas, Instituto Agronômico. Boletim 116, 15 p.
- _____ 1966 Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. Campinas, Instituto Agronômico. Boletim 161 - 60p.

- CASSEL, D.K. & SWEENEY, M.D.* 1974 In situ soil water holding capacities of selected North Dakota Soils. Agr. Exp. St. North Dakota University Bull., 495-25p.
- CAVAZZA, L.; COMEGNA, V. & LINSALATA, D.* 1973 Correlation of field capacity between open field and laboratory determinations. In: Physics of Soil Water and Salts - Ecological Studies 4 - p. 187-194. Springer - Verlag Berlin - Heildelberg 1973 -Library of Congress.
- CHILDS, E.C.* 1967 Soil moisture theory. Advan. Hydrosci, 4:73-116.
- CRUCIANI, D.E.* 1972 Balanço hídrico em solo cultivado com cana-de-açúcar. Utilização do Método da Moderação de Neutrons. BC-006, CENA, Piracicaba, 36p.
- DALE, R.F.* 1968 The climatology of soil moisture, evaporation and non-moisture stress days for corn in Iowa. Agr. Meteorol. 5:111-128.
- DARCY, H.* 1856 Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon. p.592, Victor Dalmont, Paris.
- DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R. & LARUEE, M.E.* 1969 Field Measurement and use of soil-water properties. Water Resour. Res. 5(6):1312-1321.
- DENMEAD, O.T. & SHAW, R.H.* 1962 Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agron. J., 54:385-390.
- DREIBELBIS, F.R.* 1962 Some aspects of water-shed hydrology as determined by soil moisture data. J. Geophys. Res. 67:3425-3435.

- DUBÉ, P.A.; STEVENSON, K.R.; THURTELL, G.W. & HUNTER, R. B.* 1974 Effects of water stress on leaf respiration, transpiration rates in the dark cuticular resistances to water vapour diffusion of two corn inbreads. In Guelph Project, International Biological Programme, p.83.
- EVANS, W.R.* 1956 Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20:317-320.
- GARDNER, W.R. & MILLAR, A.A.* 1973 Plant Response to field water balance. In Soil-Moisture and Irrigation Studies II. Proceedings of a panel on the use of Nuclear techniques in soil physics and irrigation studies - FAO - IAEA - p.143-153.
- GERMEK, E.B.; INFORZATO, R. & FRANCO, C.M.* 1950 Estudo sobre o sistema radicular do arroz. Bragantia 10: 89-92.
- GROHMANN, F. & VAN RAIJ, B.* 1974 Influência dos métodos de agitação na dispersão da argila do solo. In: Contr. Bras. de Ciência do Solo, 14, Santa Maria, Anais. p.123-132.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D. & STYLIANOV, Y.* 1972 Procedure and test of a internal drainage method for measuring soil hidraulic characteristics in situ. Soil Sci., 114, 395-400.
- HOLMES, J.W.* 1956 Measuring soil water content and evaporation by the neutron scattering method. Neth. J. Agric. Sci., 4:30-34.

- KAUFMANN, M.R. & HALL, A.E.* 1974 Plant water balance, its relationship to atmospheric and edaphic conditions. *Agr. Meteorol.* 14(1/2):85-98.
- KLUTE, A.* 1969 The flow of water in insaturated soil. In: *The Progress of hydrology. In Seminar for Hydrology Professors. Proc. 1st Urbana 111.* 11:821-886.
- KOWAL, J. M. & KASSAM, A. H.* 1973 Water use, energy balance and growth of maize at Samaru, northern Nigeria. *Agr. Meteorol.* 12(3):391-406.
- KRAMER, P. J.* 1963 Water stress and plant growth. *Agron. J.* 55:31-35.
- _____ 1969 *Plant & Soil Water Relationships: A Modern Synthesis.* Mc Graw-Hill Book Company. 482p.
- KUNG, P.* 1971 *Irrigation agronomy in Monsoon Asia.* FAO, Rome, 106p.
- LANG, A.R.G.; EVANS, G.N. & HO, P.Y.* 1974 The influence of local advection on evapotranspiration from irrigated rice in a semi-arid region. *Agr. Meteorol.* 13(3):5-10.
- LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K.* 1973 Características hídricas de cinco solos do Estado de São Paulo II. Curvas de Retenção e condutividade hidráulica. *O SOLO LXV* (2):7-12.
- MATSUSHIMA, S.* 1962 Some experiments on soil water plant relationships in rice. *Div. Agr. Bull 112.* Ministry of Agriculture and Co-operatives Federation of Malaya.

- McGOWAN, M.* 1973 Depth of water extraction by roots. Application to soil water balance studies. In Symposium on Isotopes and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies - IAEA, Viena, 1-5, October p:435-445.
- MILLER, E. E. & KLUTE, A.* 1967 The dynamics of soil water. Part I. Mechanical forces. In R.M. Hagen (ed) Irrigation of agricultural lands. Agronomy 11:209-240.
- MOTA, F.S. & GOEDERT, C.O.* 1966 Evapotranspiração potencial no Rio Grande do Sul. Pesq. Agropec. Bras. 1:155-163.
- MOTA, F.S.; GOEDERT, C.O.; LOPES, N.F.; GARCES, J.R.B. & GOMES, A.D.S.* 1970 Balanço Hídrico do Rio Grande do Sul. Pesq. Agropec. Bras. 5:1-27.
- NIELSEN, D.R.; KIRKHAM, D. & VAN WIJK, W.R.* 1961 Diffusion equations calculations of field soil water infiltration profiles. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25: 165-168.
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. & EARTH, K.T.* 1973 Spatial Variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia 42(7):215-260.
- ORTOLANI, A.A.; PINTO, H.S.; PEREIRA, A.R. & ALFONSI, R. R.* 1970 Parâmetros climáticos e a cafeicultura. Ministério da Indústria e do Comércio - Instituto Brasileiro do Café. Boletim Técnico, 27p.
- PASQUILL, P.* 1949 Eddy diffusion of water vapor and heat near the ground. Proc. Roy. Soc. London, Vol. 198, pp.:116-140.

- PENMAN, H.L.* 1948 Natural evaporation from open water, bare soil and grasses. Proc. Roy. Soc. London. 193:120-145.
- PEREIRA, A.R.; BARROS FERRAZ, E.S.; REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L.* 1974 Estimativa da Evapotranspiração e da drenagem profunda em cafezais cultivados em solos Podzolizados Lins e Marília. BC-014. CENA, Piracicaba. 14p.
- PRUIT, W.O.* 1963 Applications of several energy balance and aerodynamic evaporation equations under a wide range of stability. Final rep. to USAEPG on Contract DA-36. Univ. California, Davis p.107-124.
- REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R. & BIGGAR, J. W.* 1972 Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36:241-245.
- REICHARDT, K.* 1973 Física dos processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. CENA, Piracicaba. Mimeogr., 248p.
- REICHARDT, K. & LIBARDI, P. L.* 1973 A new equation for the estimation of soil-water diffusivity. In Symposium on Isotopes and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies - IAEA, Viena - 1-5, October - p:45-51.
- _____ 1974 An analysis of soil-water movement in the field: I. Hidrological field site characterization. BC-021 - CENA - Piracicaba. 21p.

- REICHARDT, K.* 1974 Determinação da condutividade hidráulica em condições de campo para estimativa da drenagem profunda em balanços hídricos. BD-015 - CENA, Piracicaba, 12p.
- REICHARDT, K.; LIBARDI, P. L. & SANTOS, J.M.* 1974 An analysis of soil water movement in the field: II. Water balance in a snap bean crop. BC-022 - CENA - Piracicaba, 19p.
- RITCHIE, J. T.* 1974 Atmospheric and soil water influence on the plant water balance. Agr. Meteorol. 14 (1/2):183-188.
- ROBINSON, T.E. & BAVER, L.D.* 1964 The use of the neutrons probe to study moisture movement and moisture extraction by sugar cane in Hawaii. 8th Intern. Congress of Soil Science. Bucharest. p.433-443.
- ROSE, C.W.; STERN, W.R. & DRUMMOND, J.E.* 1965 Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content, for soil in situ. Aust. J. Soil Res., 3:1.
- SELIM, H.M.; KIRKHAM, D. & AMEMIVA, M.* 1970 A comparison of two methods for determining soil water diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34:14-18.
- SHANHOLTZ, V.O. & LILLARD, J. H.* 1970 A soil water model for two contrasting tillage systems - Water Resources Research Center. Virginia Polytechnic Institute and State University - Bulletin 38:217p.
- STAPLE, W. J.* 1970 Predicting moisture distribution in Remetted Soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34: 387-392.

- SWARTZENDRUBER, D.* 1966 Soil-water behavior as described by transport coefficients and functions. Advan. Agron. 18:327-362.
- SWARTZENDRUBER, D. & HILLEL, D.* 1973 The physics of infiltration. In Physics of Soil Water and Salts. Ecological Studies 4, p.3-15. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg 1973. Library of Congress.
- THORNTHWAITE, C.W. & HOLZMAN, B.* 1942 Measurement of evapotranspiration from land and water surface. USDA. Tech. Bul. 817, 75p.
- THORNTHWAITE, C.W. & WIIM, H.G.* 1944 Report of the comite on transpiration and evaporation. 1943-44. Trans. Amer. Geophys. Union Part V - p.687.
- THORNTHWAITE, C.W.* 1948 An approach toward a rational classification of climate. Geog. Rev. 38:85-94.
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R.* 1955 The water balance. Publications in Climatology. vol. III (1). Centerton New Jersey. 104p.
- THORNTHWAITE, C.W. & HAREL, F.K.* 1965 The loss of water to the air. In P.E. Waggoner, (ed). Agricultural Meteorology, chapter 11 - Meteorological Monographs 6 (28):163-180.
- THURTEL, G.W.* 1974 Plant Water relationships - In Guelph Project - International Biological Programme, p.89.
- TOMAR, V.S. & GHILDYAL, B.P.* 1973 Internal leaf water status and transporte of water in rice plants. Agron. J. 65:861-865.

- TOMAR, V.S. & GHILDYAL, B.P.* 1975 Resistances to water transport in Rice Plants. *Agr. J.* 67(2):269-272.
- TURC, L.* 1955 Le bilan d'eau des sols. Relations entre les precipitations, l'evaporations et l'ecolement. *Ann. Agron.* 6:5-131.
- VACHAUD, G.; TEHEL, J.; ROYER, J.M. & BOLCATO, R.* 1973 Controle automatique in situ des transfer d'eau dans la zone non saturee. Application a la determination du bilan hydrique. In Symposium on Isotopes and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies - IAEA, Viena - 1-5, October, p:251-270.
- VAN BAVEL, C.H.M.* 1966 Potential evaporation - The combination concept and its experimental verification. *Water Res. Res.* 2:445-467.
- _____ 1967 Changes in canopy resistance to water loss from alfafa induced by soil water depletion. *Agr. Meteorol.* 4:165-176.
- YAO, A.Y.M. & SHAW, R.H.* 1964 Effect of plant population and planting pattern of corn on water use and efficiency. *Agron. J.* 56:147-152.
- YOSHIDA, S.* 1975 Ecophysiology of Rice. In *Ecophysiology of Tropical Crops - Vol. 1*, 51p. - Manaus, Brazil.
- WHISLER, F.D. & KLUTE, A.* 1965 The numerical analysis of infiltration considering hysteresis into a vertical soil column at equilibrium under gravity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29:489-491.
- WILLAT, S.T.* 1971 Model of soil water used by tea. *Agr. Meteorol.* 8:341-351.