

**DRENAGEM PROFUNDA EM TERRA ROXA
ESTRUTURADA (*Daleustal*)**

MARCOS LUIZ DE PAULA SOUZA

Orientador: KLAUS REICHARDT

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

**PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Agosto, 1978**

À minha esposa

Vera Lúcia

E aos meus filhos

Andrê Luiz

Alessandra

e

Luciana

DEDICO

AGRADECIMENTOS

- Ao Prof. *Klaus Reichardt*, pela orientação segura e objetiva durante todo o desenvolvimento do trabalho.
- Ao colega *Paulo Leonel Libardi* pela inestimável colaboração durante a elaboração deste trabalho.
- Aos colegas *Luiz Carlos, Joelito, Sidineide, Ariovaldo, Lourival, Nelson e Cadima*, pela amizade, incentivo e colaboração.
- Ao *Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA)* pelos recursos financeiros obtidos através da *Comissão de Energia Nuclear (CNEN)* dentro do Projeto Feijão.
- Ao *Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná* e a *Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"* por possibilitarem a realização do presente trabalho.
- Ao *Programa de Educação Agrícola Superior (PEAS)* pela concessão na bolsa de pós-graduação.
- E a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

Í N D I C E

	<u>Página</u>
1. RESUMO	01
2. INTRODUÇÃO	03
3. REVISÃO DE LITERATURA.	05
4. MATERIAL E MÉTODOS	
4.1. Descrição Geral da Área	15
4.2. Caracterização do Solo.	16
4.2.1. Descrição.	16
4.2.2. Caracterização Física.	19
4.3. Parcela Experimental.	20
4.4. Equipamento Utilizado	20
4.4.1. Tensiômetros	20
4.4.2. Tubos de Alumínio	21
4.4.3. Sonda de Neutrons	21
4.4.4. Pluviôgrafo	21
4.4.5. Conjunto de Irrigação	23
4.5. Metodologia	23
4.5.1. Medidas Efetuadas	23
4.5.1.1. Umidade Média ($\bar{\theta}$, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)..	23
4.5.1.2. Potencial Total da Água no Solo (ψ , $\text{cm H}_2\text{O}$).	23

	<u>Página</u>
4.5.1.3. Precipitação Pluvial.	24
4.5.1.4. Irrigação	25
4.5.2. Valores Calculados	25
4.5.2.1. Potencial Matricial Médio da Água ($\bar{\zeta}$, cm H ₂ O)	25
4.5.2.2. Gradiente de Potencial Total da Água ($\left. \frac{\partial \psi}{\partial z} \right _{120}$)	25
4.5.2.3. Curva Característica da Água no Solo ($\theta \times \zeta$)	26
4.5.2.4. Condutividade Hidráulica. . .	26
4.5.2.5. Armazenamento (A, mm)	27
4.5.2.6. Drenagem Profunda (q , mm) . .	27
4.5.3. Propagação de Erros	28
4.5.4. Desvios	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
5.1. Potencial Total e Potencial Matricial da Água no Solo	30
5.2. Gradiente de Potencial Total da Água no Solo..	32
5.3. Umidade do Solo	33
5.4. Curva Característica da Água no Solo.	33
5.5. Condutividade Hidráulica.	36
5.6. Drenagem Profunda.	36
5.6.1. Janeiro.	50
5.6.2. Fevereiro.	52

	<u>Página</u>
5.6.3. Março	53
5.6.4. Abril.	53
5.6.5. Maio	54
5.6.6. Junho	55
5.7. Propagação de Erros	56
6. CONCLUSÕES	64
7. SUMMARY.	68
8. LITERATURA CITADA.	70

LISTA DAS TABELAS

<u>Tabela</u>	<u>Página</u>
1 - Caracterização física da área experimental..	19
2 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia ⁻¹) para o mês de janeiro	39
3 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia ⁻¹) para o mês de fevereiro	41
4 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia ⁻¹) para o mês de março	43
5 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia ⁻¹) para o mês de abril	45

Tabela

Página

6	-	Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia ⁻¹) para o mês de maio	47
7	-	Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia ⁻¹) para o mês de junho.	49
8	-	Leituras (cm Hg) médias de dez tensiômetros, instalados a 105 e 135 cm de profundidade e os respectivos desvios padrões e coeficientes de variação, para algumas datas selecionadas	57
9	-	Valores de: (a) potencial total a 105 cm (ψ_{105}) e respectivo desvio padrão (σ); (b) potencial total a 135 cm (ψ_{135}) e respectivo desvio (σ); (c) gradiente de potencial total ($\partial\psi/\partial z_{120}$) com respectivos desvio padrão (ζ) e coeficiente de variação (CV%); (d) potencial matricial a 120 cm (ζ_{120}); (e) condutividade hidráulica a 120 cm (K ₁₂₀) e respectivo desvio padrão (σ) e coeficiente de variação (CV); e (f) fluxo de drenagem profunda a 120 cm (q ₁₂₀) com respectivos desvio padrão (σ) e coeficiente de variação (CV%)	60

LISTA DAS FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	- Parcela experimental: a) vista de planta indicando posição dos tensiômetros (T) e tubos de acesso (N); b) corte transversal apresentando detalhes de instalação dos tensiômetros e da sonda de neutrons	22
2	- Variação no período de janeiro a julho/1977; (A) do potencial total da água no solo (ψ , cm H ₂ O) a 105 e 135 cm de profundidade e potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O) a 120 cm de profundidade; (B) do gradiente do potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm ⁻¹) a 120 cm de profundidade; (C) da umidade (θ , cm ³ .cm ⁻³) a 120 cm de profundidade.	31
3	- Curva característica da água no solo; umidade (θ , cm ³ .cm ⁻³) em função do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H ₂ O) a 120 cm de profundidade	35
4	- Curva da condutividade hidráulica (K, cm.dia ⁻¹) em função do potencial matricial (ζ , cm.H ₂ O) da água no solo a 120 cm de profundidade	37
5	- Variação diária durante o mês de janeiro: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm)	38

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
6	- Variação diária durante o mês de fevereiro: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm)	40
7	- Variação diária durante o mês de março: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm)	42
8	- Variação diária durante o mês de abril: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm).	44
9	- Variação diária durante o mês de maio: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm)	46
10	- Variação diária durante o mês de junho: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm)..	48
11	- Variação do potencial total da água no solo (ψ , cm H ₂ O) às profundidades de 105 e 135 cm, obtidos com tensiômetros que sofreram e não sofreram fluxo e, precipitação pluviométrica (mm) para o período de 27/01/77 a 05/03/77	62

1. RESUMO

O estudo da drenagem profunda de uma Terra Roxa Estruturada (Oxic Paleustalf), foi desenvolvido no campus da ESALQ/USP/PIRACICABA/SP, junto ao Posto Agro-Meteorológico do Departamento de Física e Meteorologia, durante um período de seis meses, três dos quais o solo foi cultivado com feijão.

A drenagem foi estimada pela equação de Darcy, a 120 cm de profundidade, sendo que foram instalados na área experimental (10 m X 10 m) dez tensiômetros a 105 cm e dez a 135 cm de profundidade para determinação dos potenciais matricial e total da água no solo, assim como do gradiente de potencial. Foram também instalados quatro tubos de alumínio para acesso da sonda de neutrons, o que permitiu a determina-

ção da umidade em quatro locais da parcela a quatro profundidades, assim como do armazenamento da água no período experimental. A condutividade hidráulica foi medida por SAUNDERS (1978) pelo procedimento de HILLEL et alii (1972), na própria parcela.

Os resultados obtidos permitiram que, além da estimativa da drenagem profunda, fossem discutidos: (a) a metodologia empregada e os erros cometidos na obtenção dos componentes da equação de Darcy; e (b) as interações entre drenagem profunda, precipitação e armazenamento da água no solo.

Nas conclusões são enfatizados os fatos de que: (a) a drenagem profunda no período mais úmido foi responsável por cerca de 58,7% das perdas de água e no período mais seco por apenas 6,6%; (b) o movimento da água foi sempre descendente; (c) podem-se obter valores com diferenças de até 1500% nas estimativas da drenagem profunda caso os tensiômetros não sejam manejados adequadamente; e (d) a variabilidade espacial das características do solo produziram erros em média de 40% na determinação da drenagem profunda, os quais poderiam ser minimizados se a localização dos equipamentos de medida fosse antecedida de uma análise das características morfológicas do solo.

2. INTRODUÇÃO

A aplicação do princípio de conservação de massa à água que entra e deixa um determinado volume de solo, nos permite escrever uma equação de balanço de água para este solo. Em termos agrícolas este balanço é normalmente feito em solos cultivados, daí então a utilização do termo balanço hídrico de uma cultura.

A equação do balanço hídrico de uma cultura envolve várias componentes ou processos. Destas componentes a drenagem profunda tem sido desprezada por muitos pesquisadores pela dificuldade envolvida em sua determinação sob condições naturais de campo, a não ser através de lisímetros. Entretanto esta técnica além de onerosa constitui um meio artificial que mascara muito os efeitos que se produzem em um solo no campo.

Recentemente alguns pesquisadores vêm dando ênfase a sua determinação, procurando avaliar a sua contribuição não só para estudos de balanço de água, mas para possibilitar a quantificação de perdas de nutrientes por lixiviação.

A importância destes fatos associada à carência de dados relativos a aspectos dinâmicos das relações solo-água em nosso meio motivaram a realização deste trabalho que teve como objetivos: (a) desenvolver uma metodologia para estimativa direta da drenagem profunda no campo, utilizando a equação de Darcy; (b) avaliar os erros e desvios a que a metodologia está sujeita devido às características pedológicas e manejo de equipamentos; (c) estimar em um período de seis meses os valores diários de drenagem profunda, e estudar suas relações com o armazenamento de água pelo solo e precipitação; (d) fornecer subsídios a pesquisas relacionadas com a lixiviação de elementos químicos no solo e poluição de água subterrânea.

3. REVISÃO DE LITERATURA

A primeira aproximação na descrição do movimento de água em meios porosos foi proporcionada pela equação de DARCY (1856) que pode ser descrita como:

$$q_0 = - K_0 \frac{d\psi}{dz} \dots \dots \dots (1)$$

onde: "q₀" é o fluxo saturado de água em uma dimensão (volume de água que flui por unidade de área e de tempo); "K₀" é a condutividade hidráulica saturada do meio poroso; "ψ" é o potencial total da água no meio poroso (soma dos potenciais de pressão e gravitacional) e "z" a coordenada vertical de posição. Como se pode notar pela equação (1), a condutividade hidráulica é uma constante de proporcionalidade entre o fluxo e o gradiente de potencial e representa uma propriedade do

meio poroso em transmitir água.

Quarenta e dois anos mais tarde, SLICHTER (1898) combinou a equação de Darcy com a equação da continuidade e obteve a clássica equação de Laplace que é a equação diferencial geral que rege o movimento da água em meios porosos saturados.

Como em condições naturais, os solos normalmente se apresentam em condições de não saturação, BUCKINGHAM (1907) introduziu os conceitos de condutividade hidráulica não saturada e potencial matricial, verificou a relação funcional entre estas propriedades e a umidade do solo e postulou uma equação de fluxo não-saturado, semelhante à equação (1), que pode ser escrita:

$$q = - K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \dots \dots \dots (2)$$

sendo: "q" o fluxo não-saturado de água; K(θ) a condutividade hidráulica não-saturada; "θ" a umidade volumétrica do solo; "ψ" a soma dos potenciais matricial e gravitacional, portanto também função da umidade do solo; e "z" a coordenada vertical de posição

Embora a equação (2), também seja conhecida como equação de Darcy, para condições de solo não-saturado, SWARTZENDRUBER (1966, 1969), em homenagem a Buckingham, a tem

chamado de equação de Buckingham-Darcy. Porém o termo *equação de Darcy* se tornou consagrado e é utilizado indistintamente para ambas equações. Como se pode notar, a equação (1) é um caso particular da equação (2), em que $\theta = \theta_s$ (= umidade de saturação).

Além da equação de Darcy, o fluxo de água através de um meio poroso deve obedecer também a lei da conservação da massa, que em uma direção pode ser expressa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \dots \dots \dots (3)$$

sendo "θ" a umidade do solo; "t" o tempo; "q" o fluxo e "z" a coordenada vertical de posição.

RICHARDS (1931) combinou a equação de Darcy (2) com a equação da continuidade (3) e obteve a equação diferencial geral que descreve o movimento não-saturado da água em solos, a qual é conhecida como equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \dots \dots \dots (4)$$

A teoria do movimento de água em solos, baseada na equação 4, tem sido objeto de um grande número de artigos científicos e livros, podendo-se citar como exemplos, BEAR (1970), CHILDS (1969), CARY e TAYLOR (1967), KLUTE (1969, 1973),

MILLER e KLUTE (1967), HILLEL (1970), SWARTZENDRUBER (1966) e REICHARDT, LIBARDI e NIELSEN (1975).

De acordo com KLUTE (1973), as interações água-soluto e água-calor podem, em algumas situações, produzir desvios significativos na teoria do fluxo baseada na equação de Darcy. Os métodos de aplicação dos conceitos de fluxo para uma predição detalhada de seu comportamento e determinação em condições de campo torna-se difícil devido ao custo e à falta de conhecimento detalhado das propriedades hidráulicas pertinentes ao solo. Este autor aponta ainda como as barreiras mais importantes às pesquisas, a insegurança dos métodos de rotina acessíveis para determinação destas propriedades do movimento de água, e as dificuldades que surgem com sua variabilidade espacial e temporal. Além disso, também afirma que a equação de Richards sujeita a condições iniciais e de contorno em princípio pode ser resolvida para predizer o comportamento da água em uma determinada situação, mas que numerosas simplificações precisam ser consideradas para sua utilização.

SWARTZENDRUBER (1966) devotou considerável atenção a respeito dos desvios da linearidade entre o fluxo e o gradiente de potencial da equação de Darcy, para o caso de baixos valores de fluxo, afirmando que estes desvios são muito difíceis de serem identificados e definidos e que suas causas devem estar associadas a erros experimentais, modificação das

propriedades da água nos poros, efeitos osmóticos, etc.

Em condições de fluxo não-saturado GARDNER (1959) concluiu que a difusividade da água no solo depende da temperatura para altos teores de água. JACKSON (1963) comprova esta afirmação ao verificar que um aumento de 5 para 45°C quase dobrou a difusividade da água do solo. A influência da temperatura no fluxo de água foi ainda estudada por vários outros autores como JENSEN et alii (1970), WILKINSON & KLUTE (1962), ROSE (1968a, 1968b), CARY (1966), DIRKSEN (1966), CARY & TAYLOR (1967), PHILIP (1957).

A concentração da solução do solo também pode influenciar o fluxo de água pelo fato de afetar o gradiente de potencial total assim como a condutividade hidráulica. Neste sentido, LETEY (1968) e LETEY et alii (1969), observaram que na maioria dos solos o fluxo osmótico que ocorre a baixas sucções é pequeno se comparado com o não-osmótico ou fluxo de Darcy, enquanto que a altas sucções o fluxo osmótico torna-se relativamente mais importante.

Para CARY & TAYLOR (1967) e KEMPER (1961) em condições normais de solo no campo, o fluxo induzido por solutos não é significativo até a sucção de 1 bar ou maior. Ele surge no solo, no limite do conteúdo de água de importância às plantas, quando o gradiente de concentração do soluto se torna um fator não significante ao movimento de água.

NIELSEN et alii (1972) também se dedicaram a esse tema, apresentando uma revisão bibliográfica a respeito.

REICHARDT et alii (1977) trabalhando com uma Terra Roxa Estruturada concluíram que o uso da equação de Darcy é crítico devido à variabilidade espacial do material poroso e devido à relação exponencial entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo. Afirmam também que, para um dado valor de umidade, a estimativa da condutividade hidráulica pode variar em 100 vezes, e que os coeficientes de variação do gradiente de potencial oscilar em torno de 40% podendo chegar a 350%. Recomendam, então, que as estimativas de fluxo de água sejam feitas com dados de condutividade e umidade obtidos na própria parcela experimental ressaltando que mesmo assim os fluxos calculados podem ter um coeficiente de variação em torno de 50%.

A drenagem profunda, como uma componente do balanço hídrico, tem sido medida ou estimada de forma indireta e muitas vezes deixada como incôgnita do balanço (ROSE, 1966). A possibilidade de sua obtenção no campo, utilizando a equação de Darcy, conduziu à elaboração de inúmeros trabalhos.

GREEN et alii (1964) usaram o procedimento numérico de HANKS e BOWERS (1962) para resolver a equação de fluxo para uma camada de um perfil de solo no campo. As propriedades hidráulicas necessárias foram obtidas através de mé

todos de laboratório. As taxas de infiltração calculadas concordaram razoavelmente com as observações experimentais medidas.

WANG & LAKSHMINARAYAMA (1968) calcularam a variação do conteúdo de água por infiltração e drenagem usando a condutividade estabelecida para uma camada de um solo barro argiloso (Panoche), medida no campo por NIELSEN (1964). Excelente concordância entre os valores calculados e medidos no campo para a distribuição e do conteúdo de água, infiltração acumulada e fluxo de água no solo foram obtidos.

Com a finalidade de derivar uma equação de fluxo a uma dada profundidade no solo, BLACK et alii (1969) usaram a hipótese de que o gradiente hidráulico durante a drenagem para um solo uniforme é aproximadamente unitário e que a água drenaria quase que a mesma razão a todas profundidades. A equação foi aplicada com sucesso para um solo arenoso em um lisímetro, na predição da variação do armazenamento de água do solo.

DAVIDSON et alii (1969) aplicaram o mesmo raciocínio para diversos solos variando o conteúdo de água e o potencial de pressão do perfil durante a drenagem. A comparação entre os valores de drenagem experimental e teórico foi muito boa nos solos uniformes. Os autores indicam que nos casos em que ocorre desuniformidade no perfil de solo e naqueles

em que ocorre uma grande variação no conteúdo de água próximo a superfície do solo devido à evaporação, cabem soluções semelhantes às de WANG & LAKSHMINARAYANA (1968) na predição da drenagem e taxa de evaporação.

CLOTHIER et alii (1977), utilizando o mesmo procedimento de BLACK et alii (1969), usando sonda de neutrons e tensiômetros, determinaram o fluxo de água numa certa profundidade de um perfil de solo, cujos resultados quando comparados com valores medidos em lisímetros mostraram que o método era eficiente, e que, nas condições da pesquisa, o fenômeno de histerese pôde ser desprezado.

GIESEL et alii (1970) sugerem a determinação de um plano de fluxo zero no perfil de solo para a distinção entre as perdas por evaporação e drenagem profunda.

DAYAN e VACHAUD (1972) usaram essa técnica com sucesso e comprovam a importância da determinação direta da drenagem profunda, que não deve ser negligenciada em estudos de balanço hídrico.

STAMMERS et alii (1973) compararam os métodos de estimativa da drenagem profunda utilizando o plano de fluxo zero e a equação de Darcy, não encontrando diferenças significativas entre elas. Estes autores concluem ainda que se esta componente fôsse desprezada, os erros envolvidos não seriam

maiores do que os associados às determinações de umidade.

REICHARDT et alii (1974), adotando a sugestão de GIESEL et alii (1970) de utilizar um plano de fluxo zero no perfil do solo, estimaram a drenagem profunda na unidade de solo Terra Roxa Estruturada, no município de Piracicaba, São Paulo, sob cultura de feijão (*Phaseolus vulgaris* L.). Os autores concluem que em condições similares a percolação profunda não pode ser negligenciada em estudos de balanços hídricos.

VACHAUD et alii (1973) apresentam um balanço hídrico completo em período de nove meses onde a percolação profunda e evaporação acumulada tiveram a mesma ordem de grandeza.

PEREIRA et alii (1974) estimaram a percolação profunda em Solos Podzolizados de Lins e Marília, cultivados com café (*Coffea arabica* L.), assumindo que o perfil de solo é homogêneo e o gradiente de potencial total da água é unitário na profundidade 240 cm. Os dados obtidos mostram que a grandeza do erro envolvido quando se despreza a percolação profunda em estudos de balanço hídrico, depende da fase em que se encontra a planta variando de 10% no período de crescimento vegetativo a 60% no período de maturação e colheita.

SCHOLL (1976) determinou a evapotranspiração e -

a drenagem profunda no período de dois anos em solo de textura barro arenoso, sob vegetação arbustiva de carvalho (*Quercus turbinella* Greene). O trabalho evidencia a importância da de terminação da drenagem profunda utilizando a equação de Darcy, uma vez que a 420 cm de profundidade no primeiro ano ela inexistiu, no entanto no segundo ano foi responsável por 20% das perdas de água da parcela experimental.

LUXMOORE et alii (1977) efetuaram o balanço hídrico em solos sob vegetação de campo e floresta. A drenagem profunda determinada pela equação de Darcy foi importante apenas nos tratamentos sob campo com cobertura morta. Nos de mais tratamentos esta componente tornou-se negligível.

Recentemente, em nosso meio, LUCHIARI JR. (1978), trabalhando em Terra Roxa Estruturada cultivada com feijão (*Phaseolus vulgaris* L.), obteve dados que concordam com os tra balhos nacionais, onde a drenagem profunda foi responsável por 10% das perdas totais de água durante o ciclo da cultura.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Descrição Geral da Área

O trabalho se desenvolveu no Campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo, em área experimental localizada próximo ao Posto Agro-Meteorológico do Departamento de Física e Meteorologia. O local se encontra a 580 metros de altitude com coordenadas geográficas de 22^o 42' 30" S de latitude e 47^o 38' 00" W de longitude e climaticamente apresenta os seguintes valores médios anuais: precipitação: 1247 mm; temperatura: 20,8^oC e umidade relativa: 69%.

4.2. Caracterização do Solo

4.2.1. Descrição

O solo foi descrito ao lado da área experimental da seguinte forma:

Classificação: Terra Roxa Estruturada (Oxic Paleustalf).

Litologia e formação geológica: Basalto, grupo São Bento.

Material originário: Produtos de meteorização de sedimentos

Drenagem: Bem drenado.

Descrição:

Ap - 0 - 13 cm, bruno anermelhado escuro (2.5 YR 3/4; 3/2, úmido); barro argilo limoso/barro argiloso; forte pequena a média blocos subangulares; muito duro, muito plástico e muito pegajoso; poros finos caóticos descontínuos poucos; galerias biológicas iguais ou menores que 5 mm comuns; raízes finas abundantes; carvões pequenos esparsos; concreções ferruginosas menores que 3 mm poucas; limite ondulado e claro.

Bt₁ - 13 - 45 cm, vermelho escuro (2.5 YR 3/6, úmido); argilo limoso; forte média a grande prismática; friável, muito plástico e muito pegajoso; cerosidade vertical e horizontal forte abundante; poros finos a muito finos caóticos descontínuos abundantes; galerias biológicas iguais ou menores que 5 mm comuns e algumas cavidades biológicas menores que 10 mm preenchidas por argila cimentando quartzo muito fino; raízes muito finas poucas; carvões pequenos esparsos; limite ondulado e difuso.

Bt₂ - 45 - 86 cm, matriz vermelho escuro (2.5 YR 3/6, úmido) com cerosidade bruno avermelhado escuro (2.5 YR 3/4, úmido) 40%; argilo limoso; moderada grande prismática que se rompe em blocos subangulares forte pequena a média; friável, muito plástico e muito pegajoso; cerosidade horizontal e vertical forte abundante em películas grossas; poros finos horizontais e oblíquos descontínuos abundantes; galerias biológicas menores que 5 mm preenchidas por argila cimentando quartzo e elementos metálicos muito finos; nódulos de argila comuns; microa

gragados abundantes; limite ondulado e difuso.

Bt₃ - 86 - 103 cm, matriz vermelho escuro (2.5 YR 3/6, úmido) com áreas cerosas bruno avermelhado escuro (2.5 YR 3/4, úmido) 20%; argilo limoso; moderada média blocos subangulares; friável, muito plástico e muito pegajoso; cerosidade muito fraca dispersa na massa do horizonte e indícios de iluviação por galerias e poros finos; poros finos a muito finos oblíquos contínuos abundantes; galerias biológicas menores que 5 mm comuns, preenchidas por argila cimentando quartzo e elementos metálicos muito finos; concreções ferruginosas menores que 5 mm raras; limite ondulado e difuso.

Bsq - 103 - 150 cm, vermelho escuro (2.5 YR 3/6, úmido); argilo limoso; muito fraca pequena a média blocos subangulares; muito friável, plástico e pegajoso; poros finos a muito finos oblíquos e horizontais contínuos abundantes; iluviação de argila por poros maiores fraca; galerias biológicas

menores que 5 mm preenchidas com material remanejado; nódulos de argila menores que 10 mm poucos.

4.2.2. Caracterização Física

A caracterização física do solo estudado foi efetuada ao lado da área experimental por GROHMANN et alii (1976), e é apresentada na Tabela 1.

Tabela 1 - Caracterização física da área experimental.

Profundidade (cm)	Densidade global (-)	Composição granulométrica			Classe textural
		% Argila	% Limo	% Areia	
0 - 30	1,31	60	17	23	Argila
30 - 60	1,35	63	23	14	Argila
60 - 90	1,20	55	26	19	Argila
90 - 120	1,18	52	26	22	Argila
120 - 150	1,11	54	24	22	Argila
150 - 180	1,14	49	28	23	Argila

4.3. Parcela Experimental

O experimento foi conduzido em uma área de 100 m² (10 m X 10 m) e o equipamento de medida foi instalado em julho de 1976, época em que foi determinada a condutividade de hidráulica no campo. O solo foi somente perturbado em fevereiro de 1977 para o plantio de feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) quando além dos trabalhos normais de aração e gradagem aplicou-se o herbicida Eptan em pré plantio e incorporou-se ao solo com enxada rotativa.

Em 09 de março de 1977 semeou-se a cultivar "Rosinha" no espaçamento de 40 cm entre linhas e 3 sementes a cada 20 cm, deixando-se após o desbaste 2 plantas a cada 20 cm na linha. A cultura foi irrigada por aspersão, e teve desenvolvimento normal, sendo colhida em 08 de junho de 1977. A partir desta data o solo foi mantido a limpo.

4.4. Equipamento Utilizado

4.4.1. Tensiômetros

Foram utilizados vinte tensiômetros com manômetros de mercúrio: dez instalados à profundidade de 105 cm e dez à profundidade de 135 cm. Os manômetros para a realiza

ção das leituras foram colocados em uma única cuba de mercúrio a 45 cm da superfície do solo e condicionados em um abrigo fora da parcela experimental, conforme mostra a Figura 1.

4.4.2. Tubos de Alumínio

Foram instalados quatro tubos de alumínio que permitiram o acesso da sonda de neutrons até a profundidade 120 cm para determinações de conteúdo de água no solo (Figura 1).

4.4.3. Sonda de Neutrons

A sonda de neutrons utilizada foi construída pela NORDISK ELEKTRISK APARATFABRIK, COPENHAGEN, Dinamarca, modelo Basic Depth Moisture/Densite Probe.

4.4.4. Pluviôgrafo

Os dados de precipitação pluvial foram obtidos por meio de um pluviôgrafo marca Fuess, modelo 95, com sifonação e registro diário, instalado no Posto Agro-Meteorológico do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ/USP.

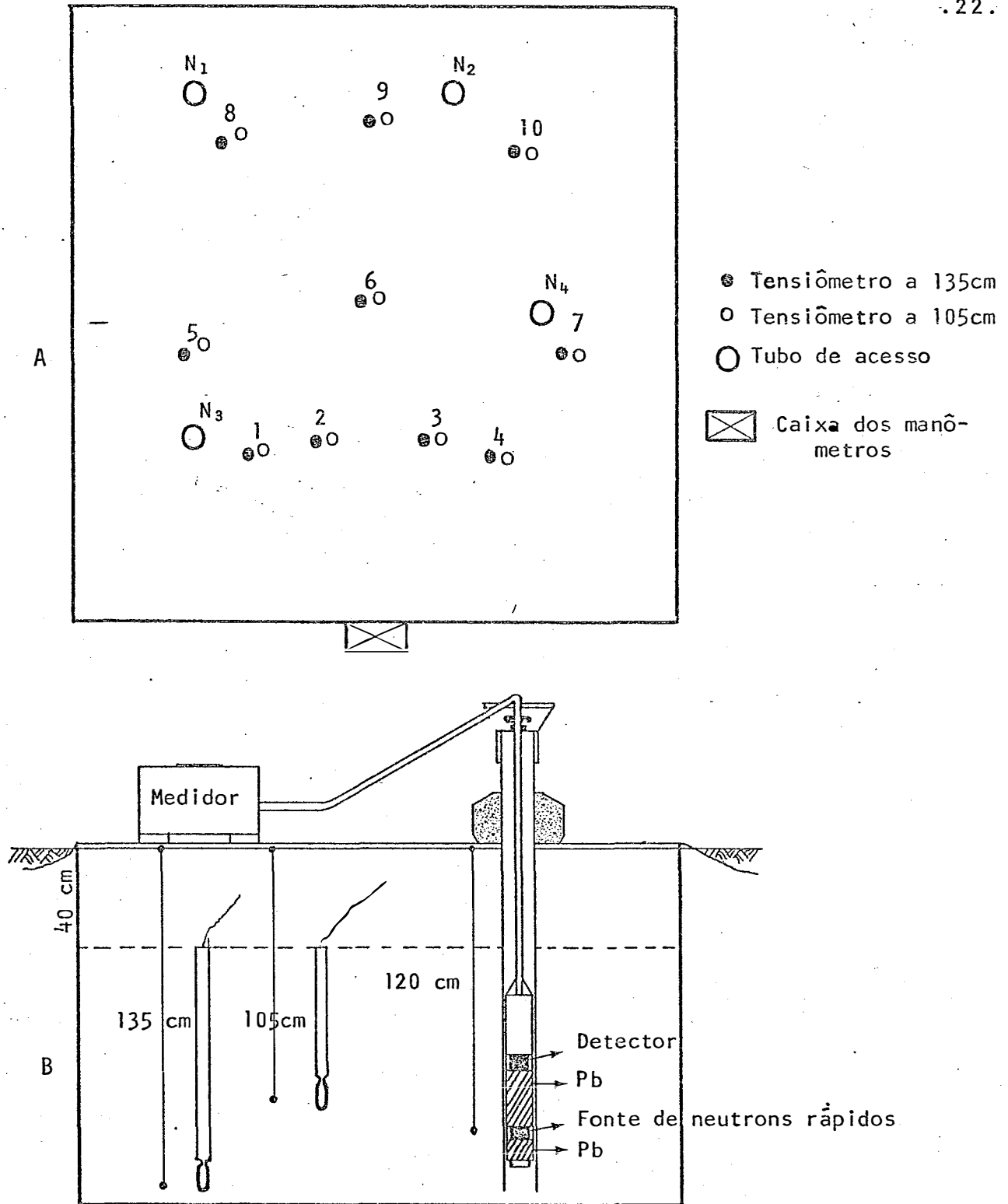


Figura 1 - Parcela Experimental. a) Vista de planta indicando posição dos tensiômetros (T) e Tubos de acesso (N); b) Corte transversal apresentando detalhes de instalação dos tensiômetros e da sonda de neutrons.

4.4.5. Conjunto de Irrigação

As irrigações efetuadas na área experimental foram na forma de aspersão utilizando-se uma eletro-bomba de 0,5 HP, uma mangueira de "pvc" flexível de uma polegada de diâmetro e um aspersor tipo chuveiro, que permitiu uma vazão de 6.500 litros/hora.

4.5. Metodologia

4.5.1. Medidas Efetuadas

4.5.1.1. Umidade média ($\bar{\theta}$, $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)

Determinada pelo método da moderação de neutrons às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm. O valor utilizado para cada profundidade foi a média aritmética das determinações efetuadas em quatro pontos da parcela. As curvas de calibração utilizadas para transformação das contagens por minuto obtidas em umidade foram as elaboradas neste mesmo solo, por REICHARDT e LIBARDI (1974).

4.5.1.2. Potencial Total da Água no Solo (ψ , $\text{cm H}_2\text{O}$)

Foi determinado por tensiometria às profundida

dades de 105 cm e 135 cm da seguinte forma:

a) A leitura média (\bar{H}_z , cm.Hg) considerada é a média aritmética de 10 leituras $H_{i,z}$ efetuadas em manômetros de mercúrio referentes aos respectivos tensiômetros, ou seja,

$$\bar{H}_z = \frac{\sum_{i=1}^n H_{i,z}}{N} \dots \dots \dots (5)$$

onde: $z = 105$ ou 135 cm; $N =$ número de tensiômetros a profundidade considerada.

b) O potencial total médio da água ($\bar{\psi}_z$, cm H₂O) foi determinado por:

$$\bar{\psi}_z = - 12,6 \bar{H}_z + h_c \dots \dots \dots (6)$$

onde: $h_c =$ altura da cuba de mercúrio em relação à superfície do solo (45 cm).

4.5.1.3. Precipitação Pluvial

Os dados diários foram fornecidos pelo Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ/USP.

4.5.1.4. Irrigação

Efetuada na forma de aspersão e medida com base na vazão do aspersor, no tempo gasto e na área irrigada.

4.5.2. Valores calculados

4.5.2.1. Potencial Matricial Médio da Água ($\bar{\zeta}$, cm H₂O)

Foi calculado para a profundidade de 120 cm da seguinte forma:

$$\bar{\zeta} = \frac{(-\bar{\psi}_{135}) + (-\bar{\psi}_{105}) + 240}{2} \dots \dots \dots (7)$$

onde $\bar{\psi}_{135}$ é o potencial médio da água no solo (cm, H₂O) a 135 cm de profundidade e $\bar{\psi}_{105}$ o potencial total médio da água no solo (cm, H₂O) a 105 cm de profundidade.

4.5.2.2. Gradiente de Potencial Total da Água

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_{120}$$

Foi calculado para a profundidade de 120 cm

desta forma:

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial z} \right|_{120} \approx \left. \frac{\Delta \bar{\psi}}{\Delta z} \right|_{120} = \frac{(-\bar{\psi}_{135}) + (\bar{\psi}_{105})}{30} \dots (8)$$

onde $\Delta \bar{\psi}$ = diferença do potencial médio da água entre as profundidades $z = 135$ cm e $z = 105$ cm; e Δz , distância vertical entre os tensiômetros (30 cm).

4.5.2.3. Curva Característica da Água no Solo ($\theta \times \zeta$)

Foi elaborada apenas para os teores de umidade e profundidade que interessavam ao trabalho, utilizando-se portanto os valores de umidade do solo (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) e potencial matricial médio ($\bar{\zeta}$, cm H_2O) obtidos a 120 cm de profundidade durante o desenvolvimento do trabalho de campo.

4.5.2.4. Condutividade Hidráulica

Foi determinada para a parcela experimental por SAUNDERS (1978) que, pelo método de HILLEL modificado (1) obt_{ve} uma curva média ($K(\theta)$), com a seguinte equação de regressão:

$$K(\theta) = 6,54 \exp - 101,21 (0,394 - \theta) \dots (9)$$

Com base nesta regressão e na curva característica da água no solo para a profundidade de 120 cm elaborou-se a curva $K(\zeta)$.

4.5.2.5. Armazenamento (A, mm)

A água armazenada no solo foi estimada empregando-se a fórmula:

$$A = \theta_1 \cdot h_1 + \theta_2 \cdot h_2 + \theta_3 \cdot h_3 + \theta_4 \cdot h_4 \dots (10)$$

onde: θ_1 , θ_2 , θ_3 e θ_4 são as umidades médias das camadas de solo às profundidades 0 - 45, 45 - 75, 75 - 105 e 105 - 120 cm; e h_1 , h_2 , h_3 e h_4 são as espessuras das respectivas camadas consideradas.

4.5.2.6. Drenagem Profunda (q, mm)

Com os valores médios de potencial matricial e gradiente de potencial total obtidos durante o período de janeiro a junho de 1977, plotados em função do tempo, pôde-se estimar os seus valores *diários* assim como os da condutividade hidráulica para a profundidade de 120 cm. Daí, através da equação de Darcy escrita na forma,

liação da propagação destes erros. De acordo com esses autores considerando-se duas quantidades A e B , que incluem erros a e b , conforme a operação matemática envolvida, os erros podem ser assim calculados:

$$\text{ADIÇÃO:} \quad (A \pm a) + (B \pm b) = (A + B) \pm \sqrt{a^2 + b^2} \dots (12)$$

$$\text{SUBTRAÇÃO:} \quad (A \pm a) - (B \pm b) = (A - B) \pm \sqrt{a^2 + b^2} \dots (13)$$

$$\text{MULTIPLICAÇÃO:} \quad (A \pm a) \cdot (B \pm b) = (AB) \left(1 \pm \sqrt{a^2/A^2 + b^2/B^2}\right) \dots (14)$$

$$\text{DIVISÃO:} \quad (A \pm a) : (B \pm b) = (A/B) \left(1 \pm \sqrt{a^2/A^2 + b^2/B^2}\right) \dots (15)$$

4.5.4. Desvios

Como foram efetuadas leituras em tensiômetros com fluxão (retirada de bolhas de ar do sistema de medida) e sem fluxão, foi necessário avaliar os desvios provocados por estas operações: nas leituras de tensiômetros (cm Hg); no potencial total (ψ , cm H₂O) e potencial matricial (ζ , cm H₂O) da água no solo; na condutividade hidráulica (K , cm.dia⁻¹) e, no fluxo de drenagem profunda (q , cm.dia⁻¹).

Os desvios foram calculados pela equação,

$$D\% = \frac{X_c - X_s}{X_c} \cdot 100 \dots (16)$$

onde: $D\%$ = desvio cometido em percentagem; X_c = valor determinado em tensiômetro com fluxão; X_s = valor determinado em tensiômetro sem fluxão.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Potencial total e potencial matricial da água no solo

Os valores médios diários do potencial total calculados para as profundidades 105 e 135 cm são apresentados na Figura 2A. Observa-se que ao se aproximar o fim do experimento as diferenças entre os potenciais nestas duas profundidades tornaram-se menores e como este período foi o mais seco, fica evidente que para estas condições o potencial gravitacional da água no solo teve uma participação menor.

O fato de as variações concomitantes dos valores do potencial total para as profundidades 105 e 135 cm terem sido proporcionais e aproximadamente da mesma magnitude durante todo o período estudado, nos permite dizer que os va-

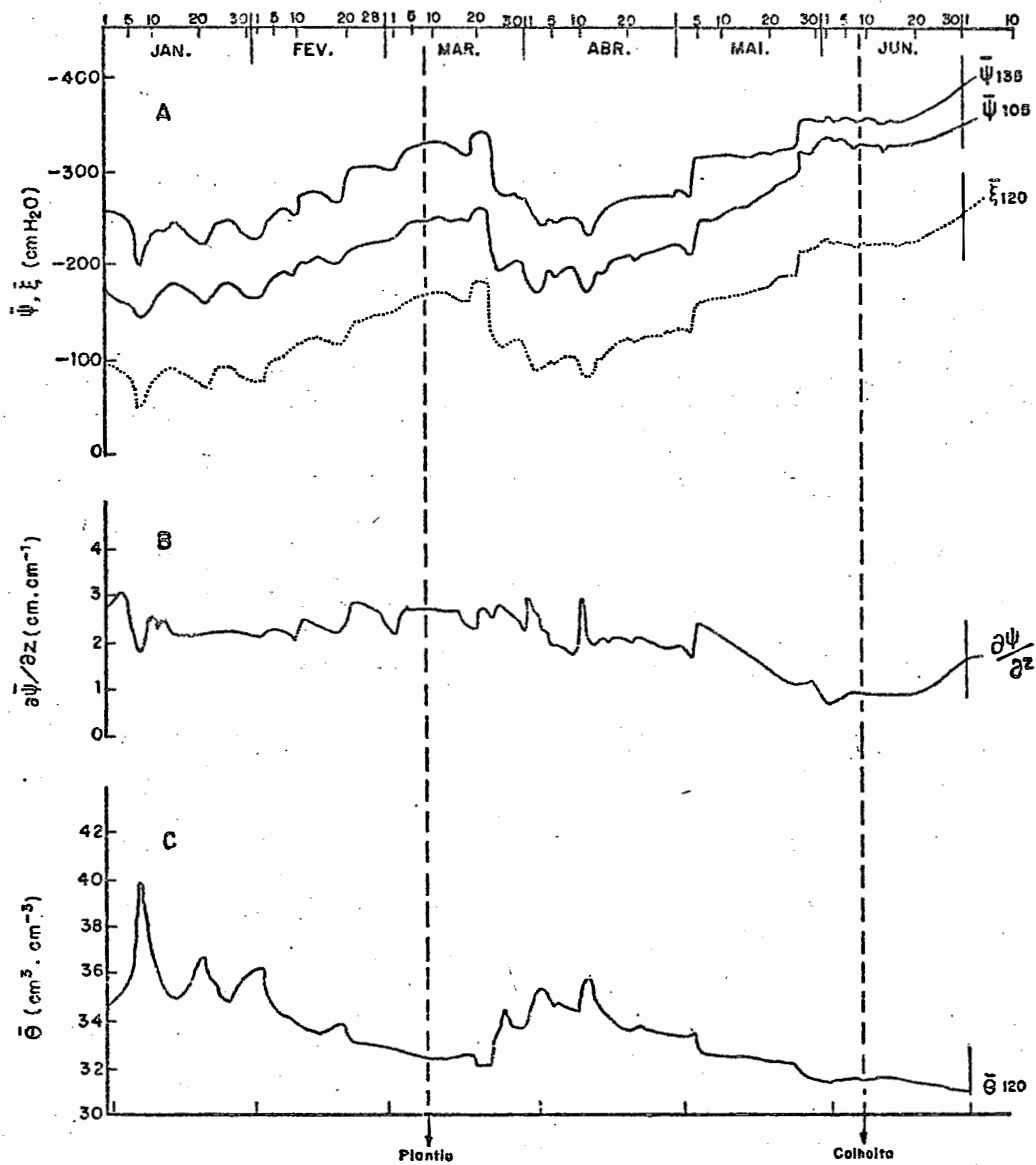


Figura 2 - Variação no período de janeiro a julho de 1977: (A) do potencial total da água no solo (ψ , cm H₂O) a 105 e 135 cm de profundidade e potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O) a 120 cm de profundidade; (B) do gradiente do potencial total da água no solo ($\frac{\partial \psi}{\partial z}$, cm.cm⁻¹) a 120 cm de profundidade; (C) da umidade (θ , cm³.cm⁻³) a 120cm de profundidade.

lores do potencial matricial médio, calculados para a profundidade 120 cm por meio da equação (7), podem ser considerados consistentes (portanto de utilização permitida), e também que houve movimento de água a esta profundidade sempre num mesmo sentido (no caso, descendente) para o referido período.

5.2. Gradiente de Potencial Total da Água no Solo

Estimado para a profundidade de 120 cm através da equação (8), é apresentado em função do tempo na Figura 2B.

Para a parcela experimental variou inversamente ao potencial matricial na maior parte do tempo, com valores entre 0,67 e 3,1, apresentando em 75% do período valores próximos a 2,0.

Desta forma a utilização do gradiente unitário (BLACK et alii, 1969; DAVIDSON et alii, 1969; CLOTHIER et alii, 1977) conduziria a erros no fluxo em torno de 100% nas condições estudadas.

Os valores mais baixos de gradiente se deram durante o mês de junho, quando variaram entre 0,67 a 1,56, época em que o solo se encontrava com o menor conteúdo de água e houve pouca variação no potencial total da água no solo. Isto se deve às diferenças de potencial ($\psi_{135} - \psi_{105}$) menores obti

das neste período (Figura 2A).

O gradiente de potencial total teve em todo o período, convencionalmente o sinal positivo, o que indica que o sentido da água foi sempre descendente a 120 cm de profundidade, mesmo nas épocas mais secas.

5.3. Umidade do Solo

A Figura 2C, mostra a variação da umidade no solo com o tempo a 120 cm de profundidade. Como era esperado ela variou de forma diretamente proporcional ao potencial matricial, não apresentando esta mesma tendência em relação ao gradiente de potencial total, uma vez que este independe da variação de umidade, e sim da variação do potencial total para as duas profundidades consideradas.

Com os dados das Figuras 2A e 2C, é possível a elaboração da curva característica da água no solo, limitada à variação do potencial matricial que ocorreu no período experimental.

5.4. Curva Característica da Água no Solo

Elaborada com os dados obtidos a campo, para a

profundidade de 120 cm, abrangendo tensões de -50 a -300 cm de H_2O , é apresentada na Figura 3.

As tensões correspondentes às umidades próximas à saturação foram obtidas durante a determinação da condutividade hidráulica. Esses dados são mais consistentes quando obtidos desta forma, devido ao solo ter sido saturado anteriormente por um espaço de tempo relativamente longo, processando-se portanto o seu secamento de um modo relativamente uniforme. Isto não acontece durante um período de precipitação pluviométrica mesmo que longo e intenso, devido a variação espacial das características do solo, em particular no solo estudado que é composto por horizontes genéticos de características morfológicas distintas. Neste caso a frente de molhamento é desuniforme, chegando em diferentes tempos aos tensiômetros alterando o valor médio a ser obtido. Sob condições de menor umidade, quando a água se encontra distribuída mais uniformemente no solo, esse efeito torna-se desprezível.

CAVALCANTE (1978) obteve neste mesmo solo para a mesma profundidade a curva característica da água efetuada em condições de laboratório com amostras deformadas. A utilização desta curva no entanto conduziria a grandes erros na determinação do fluxo, visto que tem um comportamento bem diferente da obtida a campo, fato este que permite que se indique para trabalhos correlatos o mesmo procedimento até aqui adotado.

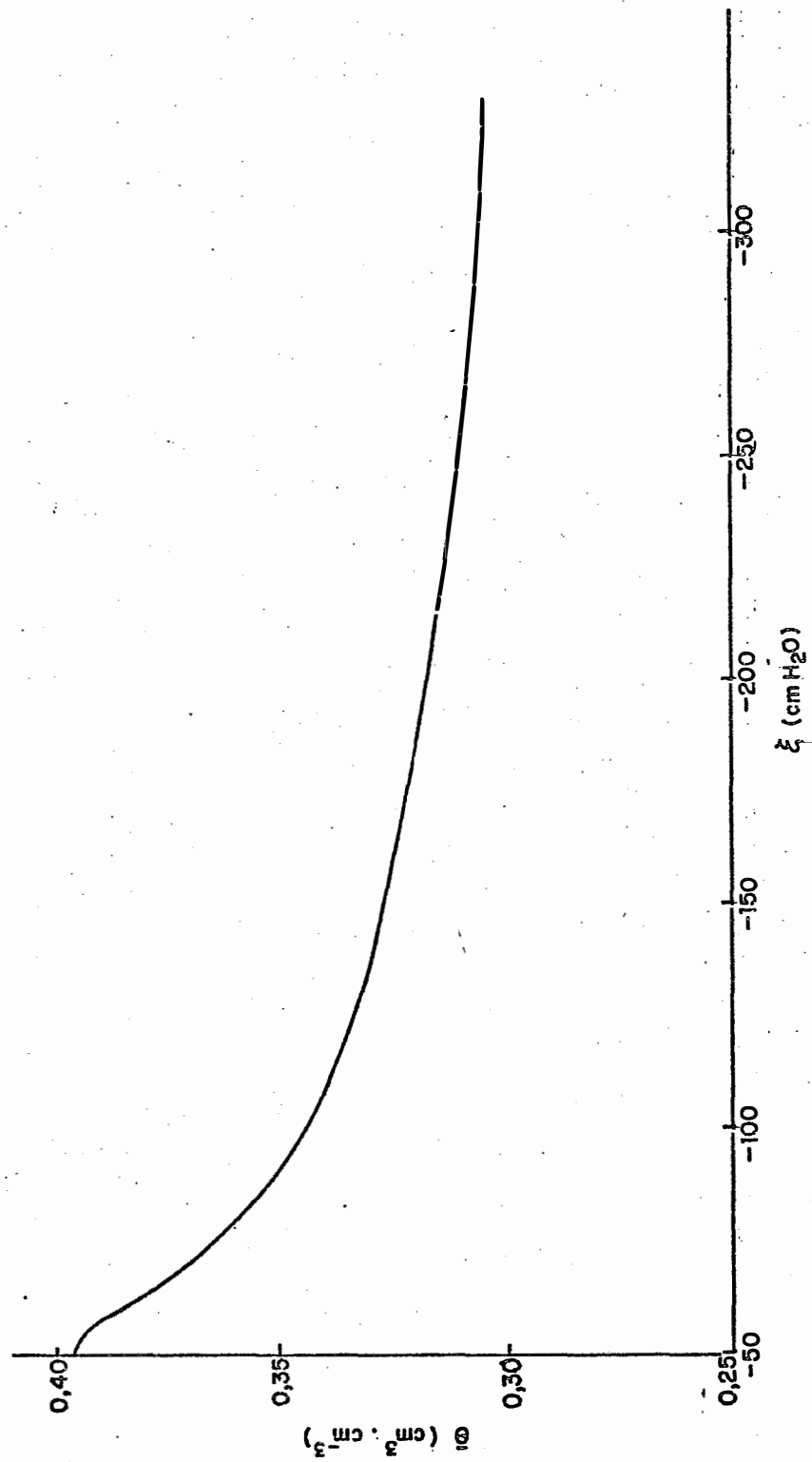


Figura 3 - Curva característica da água no solo; umidade (θ , cm³ · cm⁻³) em função do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O) a 120 cm de profundidade.

5.5. Condutividade Hidráulica

Apresentada na Figura 4, elaborada em função do potencial matricial utilizando-se a curva característica da água no solo, permite a estimativa da drenagem profunda apenas com dados de tensiômetros, não sendo necessário no decorrer do experimento de dados de umidade ou o uso da sonda de neutrons enquanto a água estiver a potenciais maiores que $-0,8$ atmosferas.

A utilização da curva K versus ζ , portanto vem facilitar os trabalhos de campo, razão pela qual é aconselhável a sua confecção na determinação da condutividade hidráulica.

5.6. Drenagem Profunda

Foi estimada diariamente durante seis meses, com o solo nũ e cultivado com feijão conforme a equação (11). As Figuras 5, 6, 7, 8, 9 e 10 apresentam as variações da densidade de fluxo com o tempo, em $z = 120$ cm, para os meses de janeiro a junho de 1977, assim como os valores de armazenamento de água no solo, até esta profundidade, precipitação e irrigação. Nas Tabelas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 encontram-se os valores diários de potencial matricial, condutividade hidráulica,

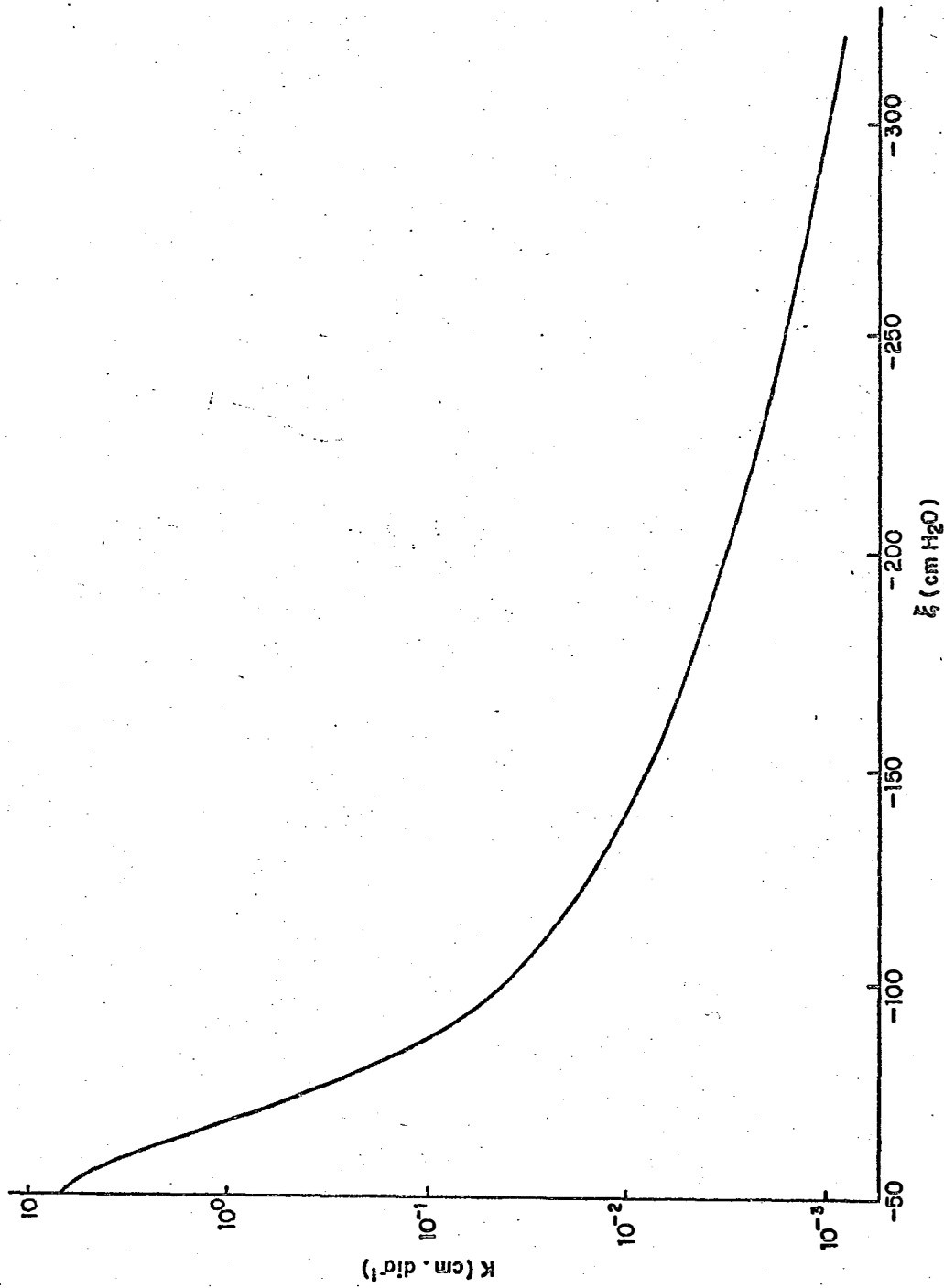


Figura 4 - Curva da condutividade hidráulica (K , cm.dia^{-1}) em função do potencial matricial (ζ , $\text{cm.H}_2\text{O}$) da água no solo a 120 cm de profundidade.

gradiente de potencial total e densidade de fluxo dos meses estudados.

5.6.1. Janeiro

Durante este mês (Figura 5) em solo nu, verifica-se que drenagem profunda excedeu a precipitação, isto em decorrência do mês de dezembro de 1976 ter apresentado uma precipitação elevada, estando portanto o solo com grande quantidade de água armazenada. Desta forma, além da água que se infiltrou no solo e alcançou a profundidade de 120 cm, durante o mês de janeiro, parte da água armazenada durante o mês de dezembro também foi drenada.

A Figura 5 também mostra a defasagem que ocorre entre a água que se infiltra e a que é drenada a 120 cm de profundidade, uma vez que um pico de precipitação deu-se em 6/1 e o pico da drenagem em 7/1. Em seguida no dia 21/1 ocorre um novo pico de drenagem, dia que não houve precipitação pluviométrica. A Figura 5B permite a estimativa diária da água armazenada no solo até $z = 120$ cm, a qual, como se pode ver, foi bem uniforme durante este mês.

Esses dados mostram a importância da avaliação direta da drenagem profunda em estudos de balanço hídrico,

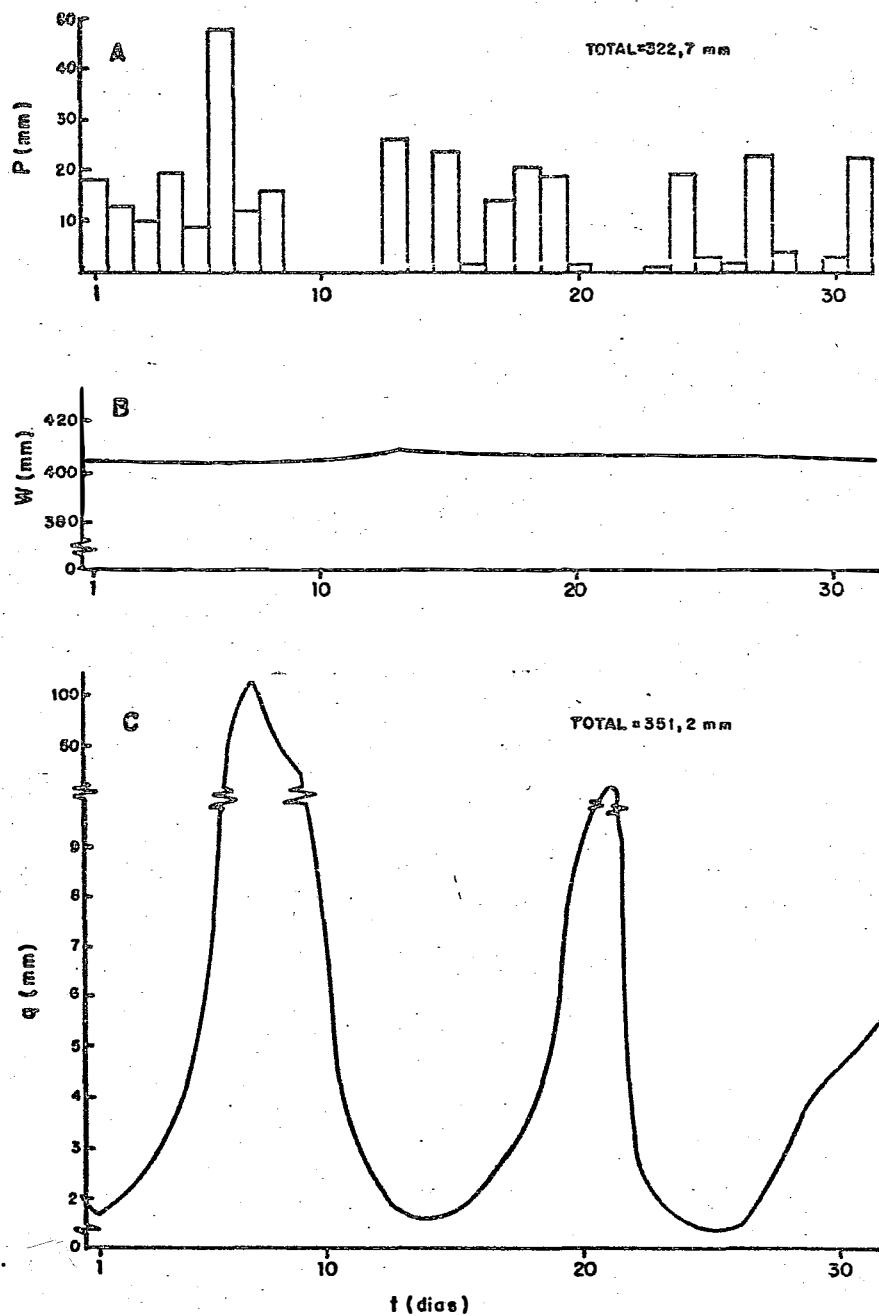


Figura 5 - Variação diária durante o mês de janeiro: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm).

cuja grandeza neste mês excedeu os valores da precipitação, estando de acordo com ROSE (1967), VACHAUD et alii (1973), PEREIRA et alii (1974), SCHOLL (1976) e LUCHIARI JR. (1978), que preconizam este procedimento.

Na Tabela 2, observam-se os elevados valores do gradiente de potencial total da água que contribuíram para os elevados valores de drenagem profunda, além da variação exponencial de K em função do potencial matricial. No solo com conteúdo de água elevado e conseqüentemente valores de potencial matricial também elevados, pequenos erros na determinação deste último podem dobrar o valor da condutividade e como conseqüência até triplicar a drenagem profunda caso o valor de gradiente de potencial seja alto.

Este fato pode ser verificado analisando-se os dados de ζ , K e q , para os dias 7 e 8 da Tabela 2, quando uma variação de potencial matricial em apenas 9 cm H_2O alterou o valor de K em 2,3 vezes e de q em 2 vezes, e para os dias 9 e 10 quando a variação de ζ de -70 para -77 cm H_2O alterou K 6,2 vezes e q em 5,7 vezes. A possibilidade destes erros evidencia a necessidade da utilização de valores de potencial da água representativos da área experimental.

Tabela 2 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia⁻¹) para o mês de janeiro.

Data	ζ (cm H ₂ O)	K (cm.dia ⁻¹)	$\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹)	q (cm.dia ⁻¹)
1	95	0.0567	2.84	0.1610
2	92	0.0699	2.94	0.2056
3	89	0.0863	3.10	0.2675
4	85	0.1224	3.00	0.3673
5	79	0.2122	2.56	0.5433
6	66	1.8221	2.06	3.7535
7	51	6.6194	1.81	11.9810
8	60	2.8292	2.08	5.8848
9	70	1.6487	2.36	3.8910
10	77	0.2645	2.60	0.6876
11	83	0.1423	2.32	0.3301
12	88	0.0935	2.50	0.2337
13	91	0.0743	2.27	0.1686
14	93	0.0706	2.18	0.1540
15	91	0.0743	2.18	0.1619
16	88	0.0935	2.18	0.2038
17	84	0.1353	2.17	0.2937
18	81	0.1738	2.17	0.3771
19	77	0.2645	2.18	0.5766
20	73	0.4066	2.18	0.8863
21	71	0.5220	2.18	1.1380
22	83	0.1423	2.23	0.3173
23	89	0.0863	2.23	0.1924
24	93	0.0706	2.23	0.1574
25	94	0.0608	2.23	0.1356
26	94	0.0608	2.23	0.1356
27	87	0.1002	2.20	0.2205
28	83	0.1423	2.18	0.3102
29	80	0.1920	2.17	0.4167
30	79	0.2122	2.17	0.4605
31	78	0.2346	2.16	0.5066
TOTAL . . .				35.1192

5.6.2. Fevereiro

Neste mês, também em solo nu, os dados inseridos na Figura 6 e Tabela 3, apresentam a drenagem profunda inferior à precipitação, e o armazenamento da água no volume considerado de solo diminuindo no fim do período. Observa-se, na Figura 6C, que a maior parte da água drenada, estava armazenada no solo e foi incorporada durante o mês de janeiro, uma vez que a drenagem que ocorreu nos dias 1, 2, e 3 corresponde a 54,4% da drenagem mensal e a primeira precipitação significativa deu-se somente no dia 5.

O armazenamento se manteve no início do período, visto que a pequena precipitação do dia 1, serviu para abastecer o solo, que foi reabastecido por novas precipitações nos dias 4 e 5, as quais tiveram um efeito inexpressivo em termos de drenagem profunda. A partir do dia 10 o armazenamento passou a decrescer, podendo as perdas mais significativas serem atribuídas à evaporação.

Se considerarmos apenas as perdas por drenagem profunda que ocorreram a partir do dia 10 (visto que grande parte da água drenada até esta data foi em sua maior parte infiltrada ao solo no mês anterior) temos um total de 6,52 mm que corresponde a 17,5% da precipitação, o que confirma mais uma vez a importância de sua estimativa direta.

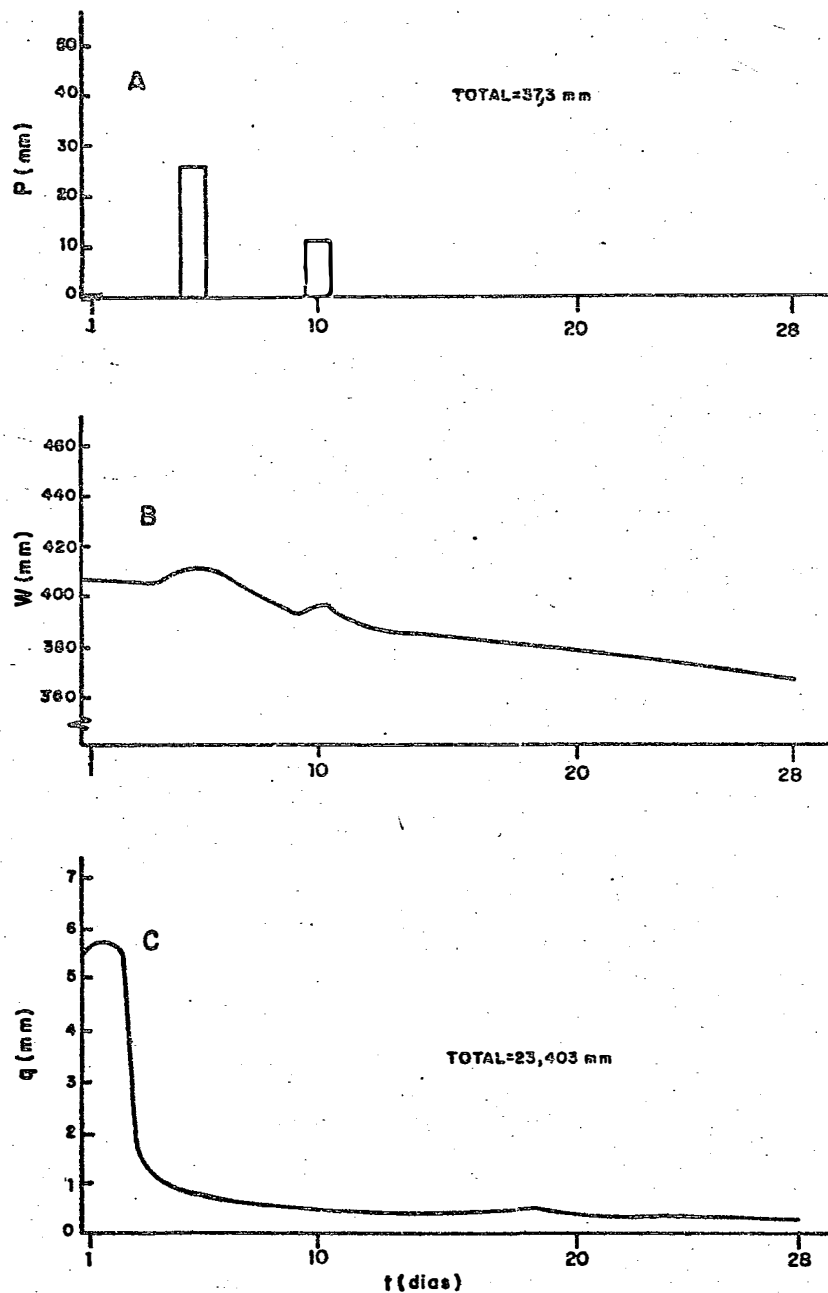


Figura 6 - Variação diária durante o mês de fevereiro: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm).

Tabela 3 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia⁻¹) para o mês de fevereiro.

Data	ζ (cm H ₂ O)	K (cm.dia ⁻¹)	$\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹)	q (cm.dia ⁻¹)
1	77	0.2645	2.15	0.5687
2	77	0.2645	2.14	0.5660
3	94	0.0608	2.27	0.1380
4	99	0.0450	2.26	0.1018
5	103	0.0358	2.26	0.0809
6	106	0.0305	2.25	0.0686
7	108	0.0281	2.23	0.0628
8	110	0.0257	2.16	0.0556
9	113	0.0224	2.06	0.0461
10	118	0.0183	2.48	0.0454
11	119	0.0176	2.47	0.0434
12	121	0.0166	2.44	0.0404
13	123	0.0158	2.38	0.0375
14	124	0.0150	2.31	0.0346
15	120	0.0172	2.28	0.0393
16	118	0.0183	2.24	0.0410
17	116	0.0202	2.20	0.0445
18	115	0.0211	2.18	0.0459
19	120	0.0172	2.34	0.0402
20	129	0.0132	2.68	0.0353
21	139	0.0103	2.86	0.0296
22	140	0.0100	2.85	0.0286
23	141	0.0098	2.82	0.0278
24	143	0.0096	2.79	0.0268
25	144	0.0092	2.73	0.0251
26	145	0.0091	2.64	0.0240
27	146	0.0089	2.50	0.0223
28	148	0.0086	2.35	0.0201
			TOTAL . . .	2.3403

5.6.3. Março

Durante este mês foi efetuado o plantio de feijão (8/10), razão pela qual houve irrigação na área experimental, conforme se observa na Figura 7. Embora a precipitação tenha sido mais abundante que no mês anterior a drenagem profunda foi menor, apenas 9 mm, o que se deve ao fato das precipitações mais intensas terem ocorridas no fim do período e as irrigações e pequenas precipitações pluviométricas que se deram no início do mês foram armazenadas pelo solo, e em grande parte evapotranspiradas.

O período de maiores precipitações coincide com o aumento do armazenamento e da drenagem profunda (Figura 7), e com os valores mais negativos de potencial matricial (Tabela 4), evidenciando, portanto, diminuição do conteúdo de água no solo, o que torna as estimativas de drenagem profunda mais seguras devido às pequenas variações que se dá nos valores da condutividade.

5.6.4. Abril

Os dados referentes a este mês se encontram na Figura 8 e Tabela 5 apresentando um comportamento normal da drenagem em relação à precipitação sendo responsável por 19,6% das perdas verificadas, sendo que com solo descoberto esse va

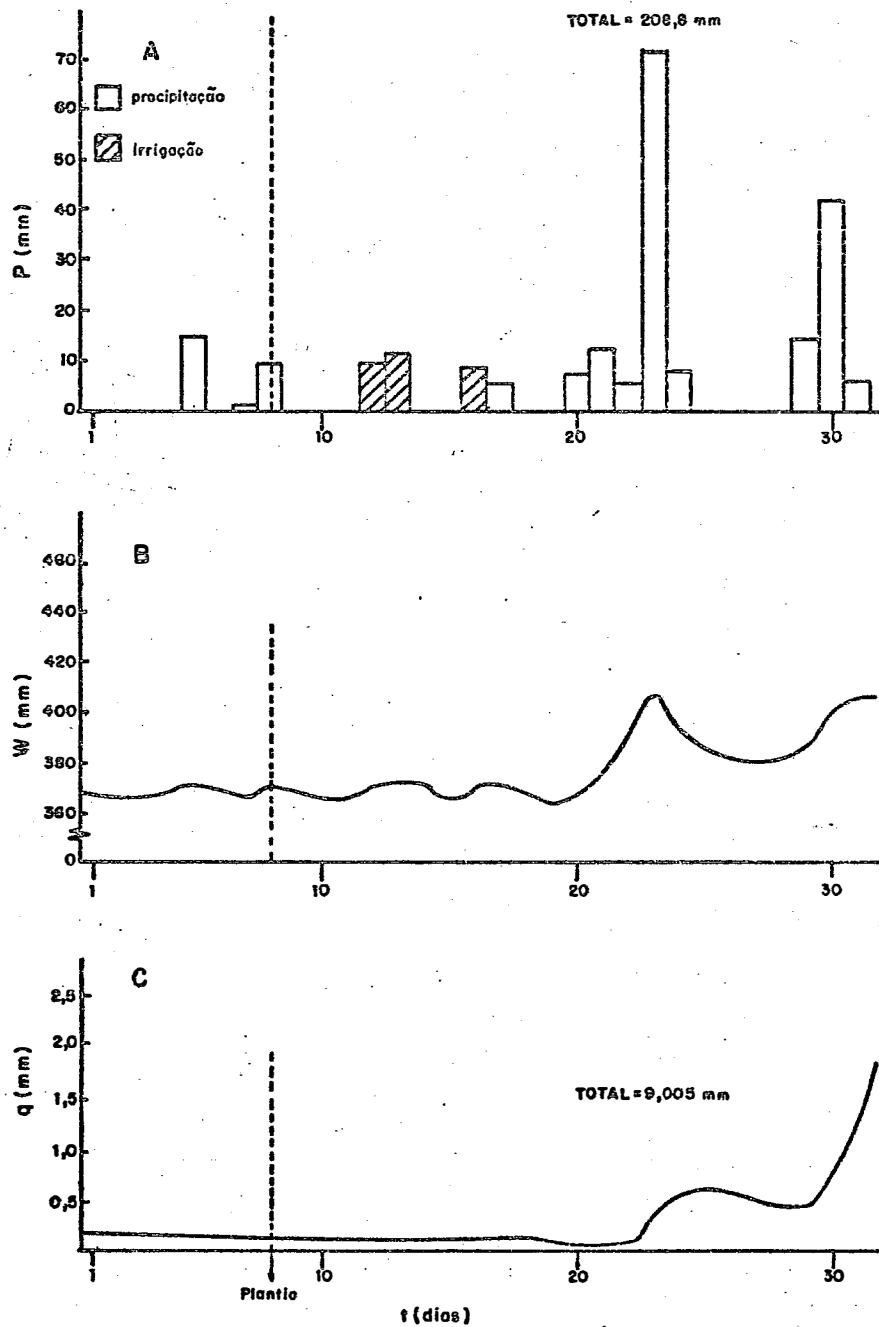


Figura 7 - Variação diária durante o mês de março: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm).

Tabela 4 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia⁻¹) para o mês de março.

Data	ζ (cm H ₂ O)	K (cm.dia ⁻¹)	$\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹)	q (cm.dia ⁻¹)
1	148	0.0095	2.20	0.0208
2	151	0.0081	2.14	0.0172
3	156	0.0073	2.69	0.0196
4	159	0.0069	2.70	0.0187
5	162	0.0065	2.72	0.0178
6		0.0063	2.72	0.0172
7	166	0.0061	2.71	0.0165
8	167	0.0059	2.70	0.0160
9	168	0.0058	2.70	0.0156
10	169	0.0057	2.69	0.0153
11	170	0.0055	2.65	0.0146
12	169	0.0057	2.66	0.0152
13	167	0.0059	2.67	0.0157
14	166	0.0061	2.69	0.0164
15	164	0.0063	2.44	0.0154
16	163	0.0064	2.35	0.0150
17	163	0.0064	2.31	0.0148
18	161	0.0066	2.27	0.0151
19	180	0.0031	2.69	0.0085
20	180	0.0031	2.71	0.0084
21	180	0.0031	2.73	0.0085
22	180	0.0031	2.56	0.0079
23	128	0.0136	2.52	0.0342
24	116	0.0202	2.77	0.0561
25	112	0.0235	2.69	0.0632
26	115	0.0211	2.60	0.0549
27	116	0.0202	2.52	0.0509
28	117	0.0192	2.44	0.0468
29	116	0.0202	2.27	0.0458
30	107	0.0287	2.94	0.0844
31	97	0.0498	2.69	0.1340
TOTAL				0.9005

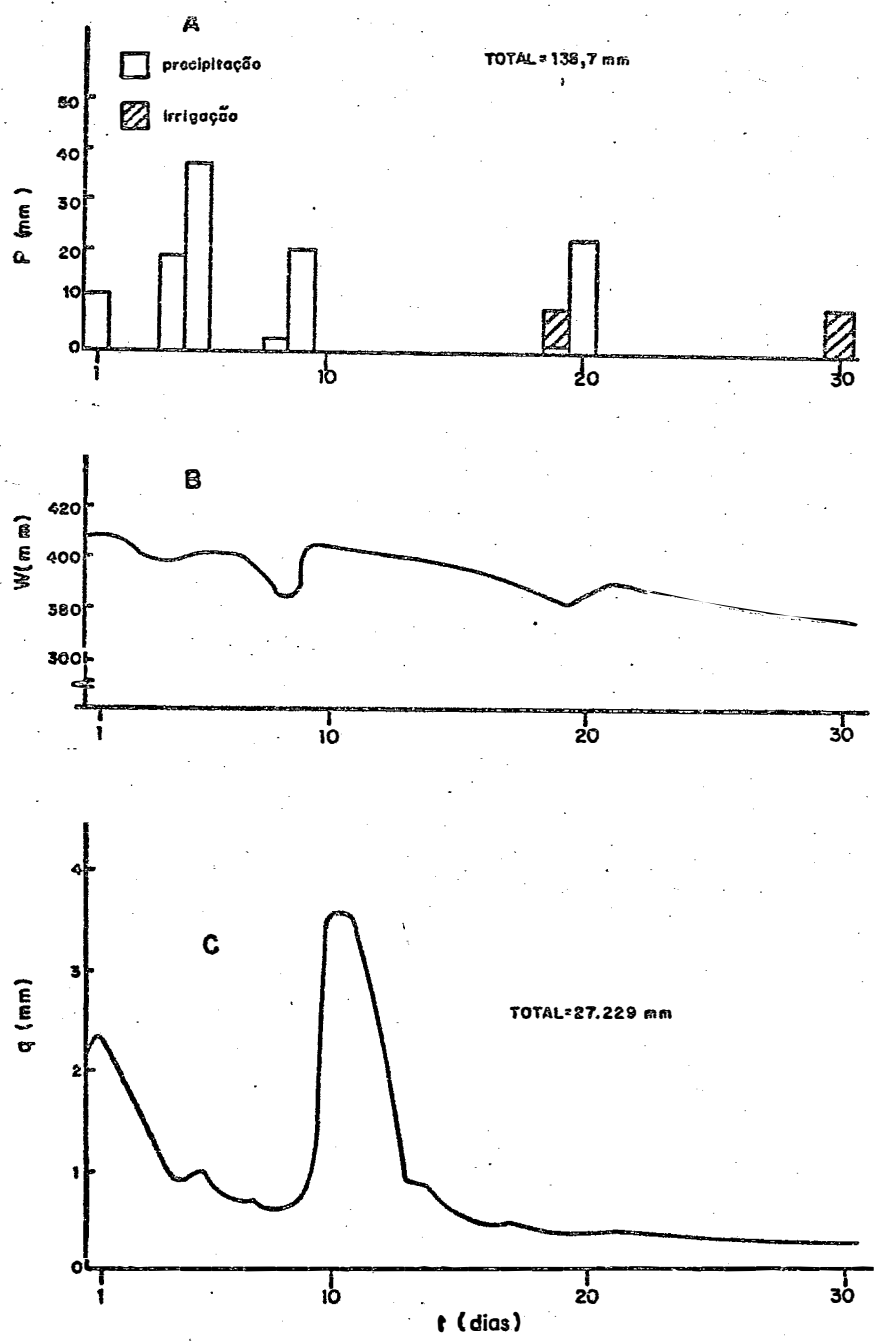


Figura 8 - Variação diária durante o mês de abril: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm).

Tabela 5 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia⁻¹) para o mês de abril.

Data	ζ (cm H ₂ O)	K (cm.dia ⁻¹)	$\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹)	q (cm.dia ⁻¹)
1	88	0.0907	2.60	0.2358
2	89	0.0863	2.25	0.1924
3	92	0.0679	2.04	0.1385
4	98	0.0473	1.93	0.0913
5	96	0.0529	1.93	0.1021
6	99	0.0399	1.89	0.0754
7	101	0.0398	1.81	0.0720
8	103	0.0358	1.72	0.0616
9	100	0.0424	1.80	0.0764
10	85	0.1224	2.91	0.3562
11	81	0.1738	2.02	0.3511
12	85	0.1224	1.89	0.2313
13	99	0.0399	1.97	0.0786
14	103	0.0358	2.06	0.0737
15	107	0.0287	2.02	0.0579
16	112	0.0235	2.06	0.0484
17	114	0.0235	2.06	0.0484
18	116	0.0202	2.04	0.0412
19	117	0.0192	2.02	0.0389
20	119	0.0178	1.97	0.0350
21	117	0.0192	2.10	0.0403
22	118	0.0183	2.10	0.0384
23	120	0.0172	2.02	0.0348
24	121	0.0166	2.00	0.0331
25	122	0.0162	1.97	0.0320
26	123	0.0158	1.89	0.0298
27	123	0.0158	1.85	0.0292
28	125	0.0148	1.85	0.0274
29	125	0.0148	1.81	0.0268
30	129	0.0132	1.89	0.0249
TOTAL . . .				2.7229

lor poderia ser mais elevado, uma vez que houveram perdas também por evapotranspiração além da interceptação pela cultura de feijão. Esse efeito se faz sentir ao se observar a curva do armazenamento, que mesmo poucos dias após a precipitação decresce devido a absorção da água pelas plantas.

As variações do potencial matricial e do gradiente de potencial total da água no solo apresentam a tendência de serem mais graduais sob cultivo de feijão, isso talvez possa ser atribuído a uma melhor distribuição da água que se infiltra no solo.

5.6.5. Maio

A Figura 9 e a Tabela 6 contêm os resultados referentes a este mês. A precipitação pluvial (Figura 9A) foi insignificante; e a água infiltrada foi em sua maior parte originada de irrigações, que permitiram manter o solo com água armazenada para a cultura de feijão.

A drenagem profunda foi muito baixa, diminuindo no fim do período, uma vez que da água adicionada a partir do dia 5, apenas 0,4% perdeu-se desta forma, o restante portanto foi evapotranspirada.

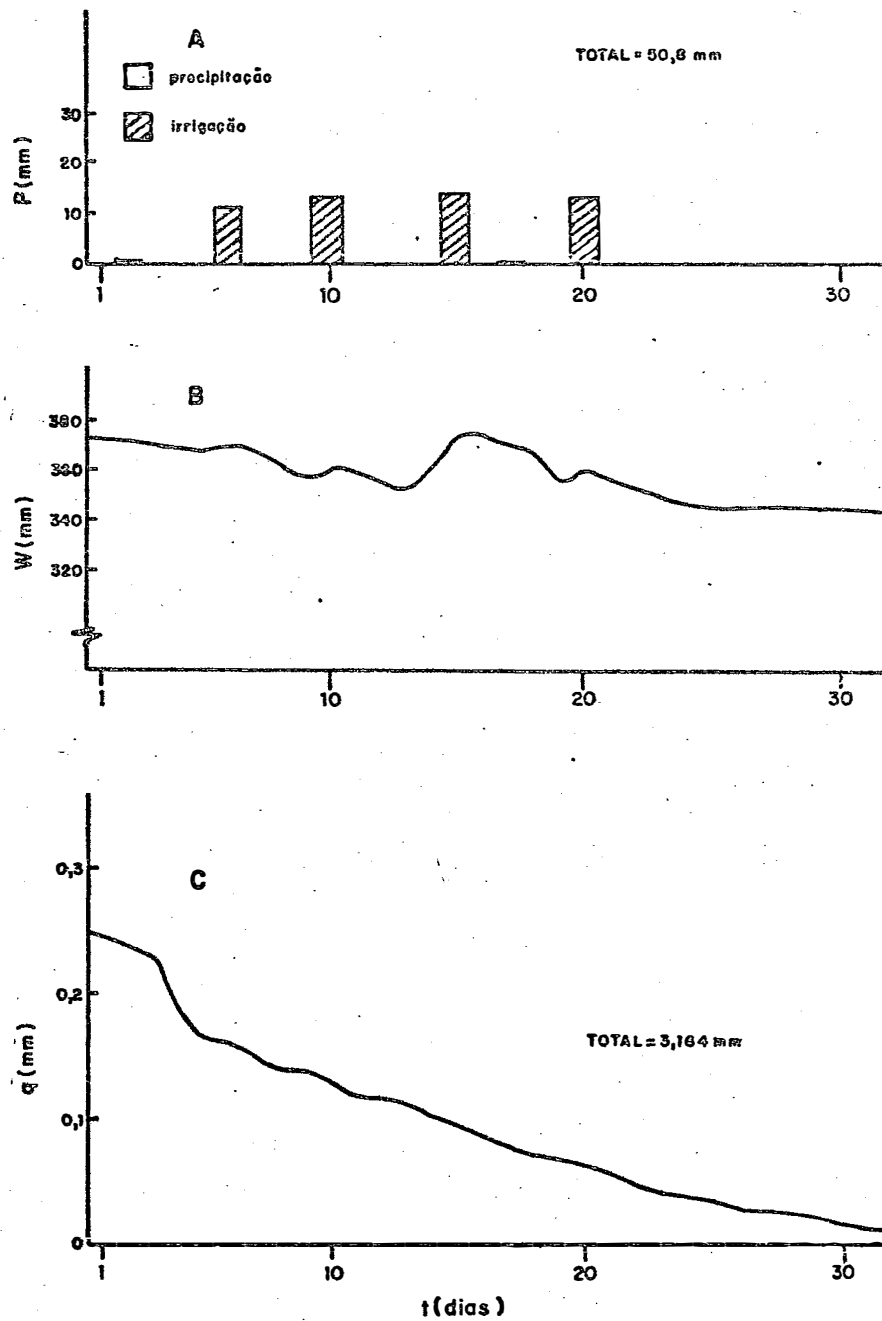


Figura 9 - Variação diária durante o mês de maio: (A) da precipitação (P , mm); (B) do armazenamento (W , mm) e, (C) da drenagem profunda (q , mm).

Tabela 6 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia⁻¹) para o mês de maio.

Data	ζ (cm H ₂ O)	K (cm.dia ⁻¹)	$\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹)	q (cm.dia ⁻¹)
1	129	0.0132	1.84	0.0243
2	128	0.0136	1.76	0.0239
3	127	0.0140	1.68	0.0235
4	154	0.0076	2.39	0.0181
5	159	0.0069	2.37	0.0163
6	159	0.0069	2.33	0.0161
7	160	0.0067	2.27	0.0153
8	161	0.0066	2.18	0.0144
9	162	0.0065	2.14	0.0139
10	163	0.0064	2.06	0.0132
11	164	0.0063	1.97	0.0124
12	165	0.0063	1.91	0.0120
13	165	0.0063	1.85	0.0116
14	166	0.0061	1.76	0.0107
15	167	0.0059	1.69	0.0100
16	168	0.0058	1.60	0.0093
17	171	0.0055	1.51	0.0082
18	173	0.0053	1.47	0.0077
19	173	0.0053	1.39	0.0074
20	175	0.0051	1.34	0.0068
21	180	0.0047	1.25	0.0059
22	184	0.0044	1.17	0.0051
23	184	0.0044	1.09	0.0048
24	184	0.0044	1.03	0.0045
25	184	0.0044	1.01	0.0044
26	213	0.0030	1.05	0.0032
27	213	0.0030	1.13	0.0034
28	214	0.0029	1.18	0.0034
29	216	0.0027	0.96	0.0026
30	217	0.0026	0.85	0.0022
31	221	0.0025	0.71	0.0018
TOTAL . . .				0.3164

O gradiente de potencial da água atingiu valores muito baixos, e os de potencial matricial os mais negativos verificados até esta data.

A Tabela 6 mostra que para o solo estudado, à profundidade de 120 cm, quando a água está com o potencial matricial em torno de $-220 \text{ cm H}_2\text{O}$, a drenagem profunda torna-se desprezível. Como as quantidades de água são muito pequenas os erros cometidos em termos de estimativas de drenagem são também pequenos.

5.6.6. Junho

Durante este mês, dia 8, efetuou-se a colheita do feijão, e encerraram-se as observações de campo, dia 30. Os dados obtidos se encontram na Figura 10 e na Tabela 7.

Houveram precipitações significativas apenas no início do mês, as quais foram em sua maior parte armazenadas no solo e perdidas por evaporação (Figuras 10A e 10B). Apesar da drenagem profunda ter sido desprezível (Figura 10C), o movimento de água descendente esteve sempre presente, caracterizado pelo gradiente de potencial total da água no solo sempre positivo como se observa na Tabela 7.

Apesar de nesta época ocorrerem os menores va-

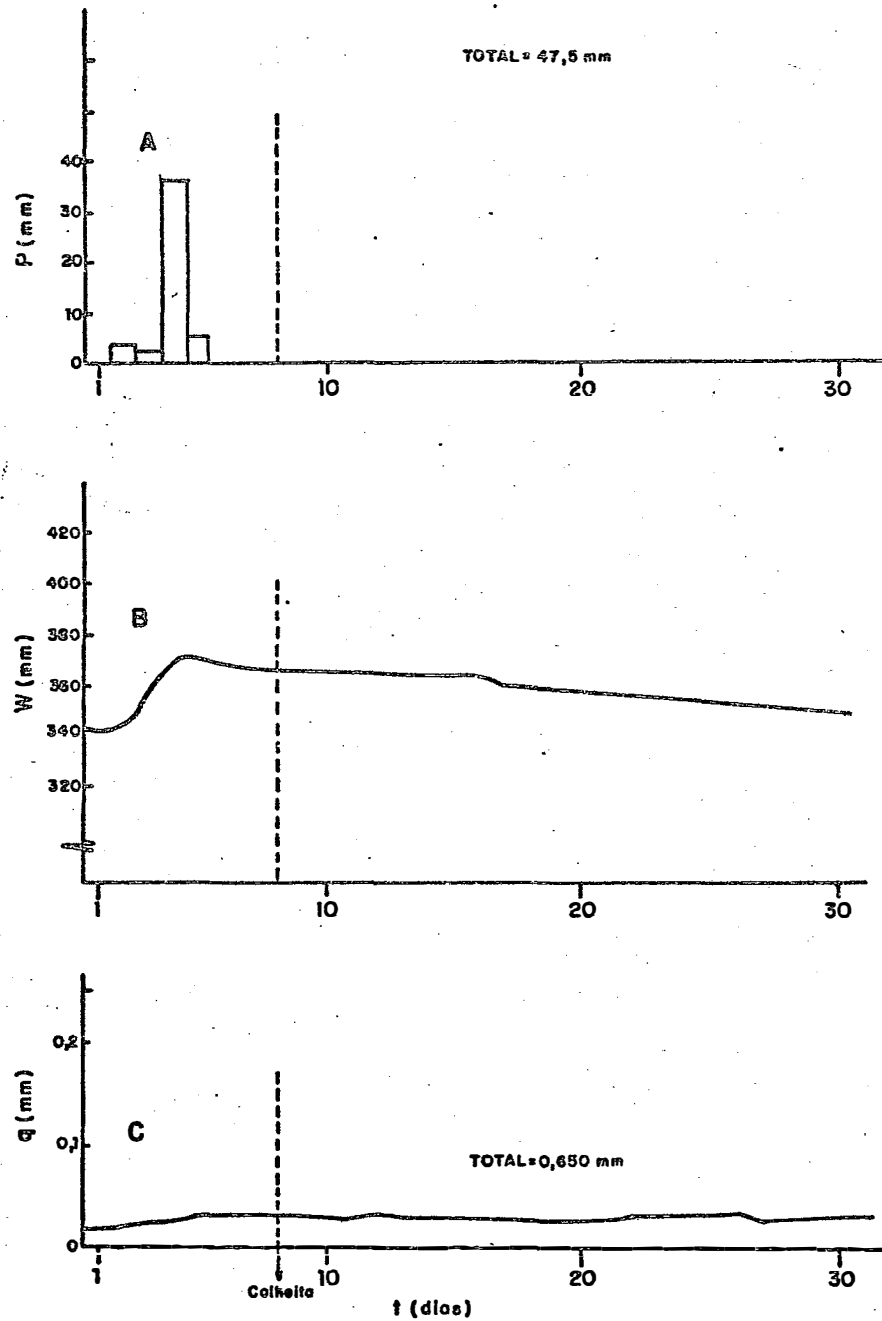


Figura 10 - Variação diária durante o mês de junho: (A) da precipitação (P, mm); (B) do armazenamento (W, mm) e, (C) da drenagem profunda (q, mm).

Tabela 7 - Valores diários: do potencial matricial da água no solo (ζ , cm H₂O); da condutividade hidráulica (K, cm.dia⁻¹); do gradiente de potencial total da água no solo ($\partial\psi/\partial z$, cm.cm⁻¹); e da drenagem profunda (q, cm.dia⁻¹) para o mês de junho.

Data	ζ (cm H ₂ O)	K (cm.dia ⁻¹)	$\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹)	q (cm.dia ⁻¹)
1	223	0.0024	0.67	0.0016
2	220	0.0025	0.71	0.0018
3	221	0.0025	0.76	0.0019
4	219	0.0025	0.79	0.0020
5	219	0.0026	0.87	0.0023
6	216	0.0027	0.88	0.0024
7	216	0.0027	0.88	0.0024
8	217	0.0026	0.88	0.0023
9	219	0.0026	0.87	0.0023
10	217	0.0026	0.84	0.0022
11	217	0.0026	0.84	0.0022
12	213	0.0030	0.84	0.0025
13	217	0.0026	0.84	0.0022
14	218	0.0026	0.84	0.0022
15	218	0.0026	0.84	0.0022
16	216	0.0027	0.80	0.0022
17	217	0.0026	0.80	0.0021
18	219	0.0026	0.81	0.0021
19	221	0.0025	0.84	0.0021
20	223	0.0024	0.86	0.0021
21	225	0.0023	0.90	0.0021
22	227	0.0023	0.94	0.0022
23	230	0.0022	1.00	0.0022
24	232	0.0022	1.07	0.0023
25	235	0.0021	1.15	0.0024
26	237	0.0020	1.25	0.0025
27	240	0.0015	1.34	0.0020
28	243	0.0014	1.43	0.0020
29	246	0.0014	1.50	0.0021
30	249	0.0014	1.56	0.0021
TOTAL				0.0065

lores de potencial matricial e total que levaram a baixas densidades de fluxo, a 120 cm de profundidade, a água não chegou a tensões menores que $-250 \text{ cm H}_2\text{O}$.

5.7. Propagação de erros

A Tabela 8 apresenta as médias, desvios padrões e coeficientes de variação de leituras efetuadas nos tensiômetros às profundidades de 105 e 135 cm em pares de dias consecutivos selecionados. Estes pares de dias eram tais que, pelas condições atmosféricas reinantes, tinha-se certeza de que suas leituras deveriam ser muito próximas ou iguais. Entretanto, estas se mostram diferentes porque em um dos dias a leitura era feita após fluxão (remoção das bolhas de ar do sistema através da renovação de sua água) no dia anterior.

O desvio padrão, o coeficiente de variação e a diferença entre leituras mostram os erros cometidos devido: a) à instalação dos tensiômetros; b) ao observador; c) ao funcionamento dos tensiômetros e d) à variação espacial das características do solo.

Os erros de instalação são pequenos e constantes no tempo, não ultrapassando 5 cm de H_2O no potencial total, e são atribuídos aos pequenos desníveis do terreno que

Tabela 8 - Leituras (cm Hg) médias de dez tensiômetros, instalados a 105 e 135 cm de profundidade e os respectivos desvios padrões e coeficientes de variação, para algumas datas selecionadas.

Data selecionada	Fluxão	105 cm de profundidade			135 cm de profundidade		
		leitura (cm.Hg)	σ (-)	CV (%)	leitura (cm.Hg)	σ (-)	CV (%)
22/11/76	sem	14,7	1,6	10,9	19,3	1,2	6,2
23/11/76	com	16,4	1,8	11,0	21,4	0,9	4,2
02/02/77	sem	16,0	1,8	11,2	22,2	1,1	4,9
03/02/77	com	16,9	2,0	11,8	23,7	1,2	5,1
02/03/77	sem	22,5	1,9	8,4	27,6	0,6	2,2
03/03/77	com	22,8	2,2	9,6	28,7	0,6	2,1
03/05/77	sem	21,2	2,0	9,4	25,2	1,0	4,0
04/05/77	com	22,5	2,1	9,3	28,2	0,6	2,1
25/05/77	sem	26,0	2,7	10,4	28,3	1,5	5,3
26/05/77	com	28,0	3,1	11,1	31,3	0,9	2,9

não propiciam medidas exatas das profundidades das cápsulas porosas.

Os erros cometidos pelo observador ao efetuar as leituras são ainda menores, visto que 1 mm na coluna de mercúrio representa 1,36 cm de altura de coluna de água, e é raro entre observadores a ocorrência de erros maiores que esse.

Os desvios mais expressivos devido ao funcionamento estão ligados às bolhas de ar que se formam no interior dos tensiômetros. Os dados da Tabela 8, evidenciam este tipo de erro cometido ao se analisar os desvios das medidas entre os pares de dias subsequentes, cujos valores obtidos pela equação (16) são 10,4%, 5,3%, 1,3%, 5,8% e 7,1% para 105 cm de profundidade e 9,8%, 6,3%, 3,8%, 10,6% e 9,3% para 135 cm de profundidade.

O desvio padrão e o coeficiente de variação das leituras efetuadas em cada dia escolhido para análise às profundidades consideradas, indicam os erros cometidos principalmente devido à variabilidade espacial das características do solo. O coeficiente de variação torna mais evidente este fato, uma vez que é bem menor à profundidade de 135 cm, local onde o solo é mais homogêneo e encontra-se menos influenciado pela ocorrência dos horizontes superiores com diferentes características morfológicas e conseqüentemente físicas, confor

me mostra a descrição do solo no item 4.2. Para a profundidade de 105 cm, o coeficiente de variação torna-se maior pelo fato de estar próximo e algumas vezes dentro do horizonte B_{t3} que é transição do B_{t2} para o B_{sq} , uma vez que o limite entre eles (B_{t3}/B_{sq}) é ondulado e difuso. A análise destes dados sugere que a localização dos tensiômetros, assim como de outros equipamentos de medida deveria ser determinada após um estudo morfológico da unidade de solo. Os próprios dados deste trabalho estariam menos influenciados pela variabilidade espacial das características do solo se os tensiômetros tivessem sido instalados às profundidades de 135 e 150 cm.

Com o objetivo de mostrar a propagação de erros na estimativa da drenagem profunda por meio da equação de Darcy, calcularam-se os valores de ψ_{105} , ψ_{135} e ζ_{120} a partir das leituras apresentadas na Tabela 8, os quais se encontram na Tabela 9 juntamente com os valores de $K(\zeta)$ e q . Os erros relativos à condutividade hidráulica utilizados foram os obtidos por SAUNDERS (1978) na mesma parcela experimental e estimados em 40%. As operações com erros foram efetuadas de acordo com as expressões apresentadas por CHASE e RABINOWITZ (1967).

A drenagem profunda apresentou, devido a variabilidade espacial, coeficiente de variação de 11,2 a 136,2 %, embora para os períodos de drenagem significativas tenha sido em média 40%. Os valores de coeficientes de variação 136,2%

Tabela 9 - Valores de: (a) potencial total a 105 cm (ψ_{105}) e respectivo desvio padrão (σ); (b) potencial total a 135 cm (ψ_{135}) e respectivo desvio (σ); c) gradiente de potencial total ($\partial\psi/\partial z_{120}$) com respectivos desvio padrão (ζ) e coeficiente de variação (CV%); (d) potencial matricial a 120 cm (ζ_{120}); (e) condutividade hidráulica a 120 cm (K_{120}) e respectivo desvio padrão (σ) e coeficiente de variação (CV); e (f) fluxo de drenagem profunda a 120 cm (q_{120}) com respectivos desvio padrão (σ) e coeficiente de variação (CV %).

Datas	22/11/76	23/11/76	02/02/77	03/02/77	03/03/77	03/05/77	04/05/77	25/05/77	26/05/77
	s/fluxão	c/fluxão	s/fluxão	c/fluxão	s/fluxão	c/fluxão	s/fluxão	c/fluxão	s/fluxão
ψ_{105}	- 140,2	- 161,2	- 156,6	- 167,9	- 238,5	- 242,3	- 222,1	- 238,5	- 282,6
σ	20,2	22,7	36,5	25,2	23,9	27,7	25,2	26,5	34,0
ψ_{135}	- 198,2	- 224,6	- 234,5	- 253,6	- 302,8	- 316,6	- 272,5	- 310,3	- 312,8
σ	15,1	11,4	14,1	15,1	7,5	7,6	12,6	7,5	18,9
$\partial\psi/\partial z_{120}$	1,93	2,10	2,60	2,86	2,14	3,48	1,68	2,39	1,01
σ	0,87	0,35	0,65	1,03	1,01	0,99	0,96	0,96	1,30
CV%	45,1	16,7	25,0	36,0	47,2	39,9	57,1	40,2	128,7
ζ_{120}	- 49,2	- 73,1	- 75,6	- 90,8	- 150,7	- 159,5	- 127,3	- 154,4	- 177,7
K_{120}	7,0287	0,4066	0,3012	0,0743	0,0096	0,0067	0,0136	0,0074	0,0047
σ	2,7131	0,1569	0,1163	0,0287	0,0037	0,0026	0,0052	0,0029	0,0018
CV%	39,0	39,0	39,0	39,0	39,0	39,0	39,0	39,0	39,0
q_{120}	13,5654	0,8539	0,7831	0,2125	0,0205	0,0166	0,0228	0,0177	0,0047
σ	8,0506	0,3589	0,2821	0,0238	0,0125	0,0092	0,0157	0,0099	0,0064
CV%	59,4	42,0	36,0	11,2	61,0	55,4	68,9	55,9	136,2

e 105,9% são justificáveis pelo fato dos valores de drenagem serem tão pequenos, até mesmo desprezíveis, que os erros cometidos são maiores que os valores obtidos. Observa-se também que nos dias em que os dados foram obtidos após a fluxão dos tensiômetros, os coeficientes de variação são menores.

Todas estas considerações reforçam a sugestão relativa à localização dos equipamentos de medidas em volume de solo homogêneo, pelo menos sob o ponto de vista morfológico, para diminuir a variabilidade espacial das características do solo.

No que diz respeito à influência da fluxão dos tensiômetros na estimativa da drenagem profunda, os erros envolvidos são extremamente grandes. Assim, calculando-se os desvios para a drenagem profunda de acordo com a equação (16), seus valores para os pares de dias 22-23/11, 02-03/02, 02-03/03, 03-04/05 e 25-26/05 (Tabela 9) são 1.588,6%, 368,5%, 123,5%, 128,8% e 276,5%, respectivamente. A dimensão desses erros é atribuído ao fato da condutividade ser um parâmetro de variação exponencial em função do potencial matricial, cujos dados são alterados devido à formação de bolhas no tensiômetro. Desta forma nos dias 22 e 23/11/76 (Tabela 9) um desvio de 67,3% no potencial matricial proporcionou um desvio de 1.728,6% na condutividade hidráulica.

A Figura 11 mostra a variação do potencial to-

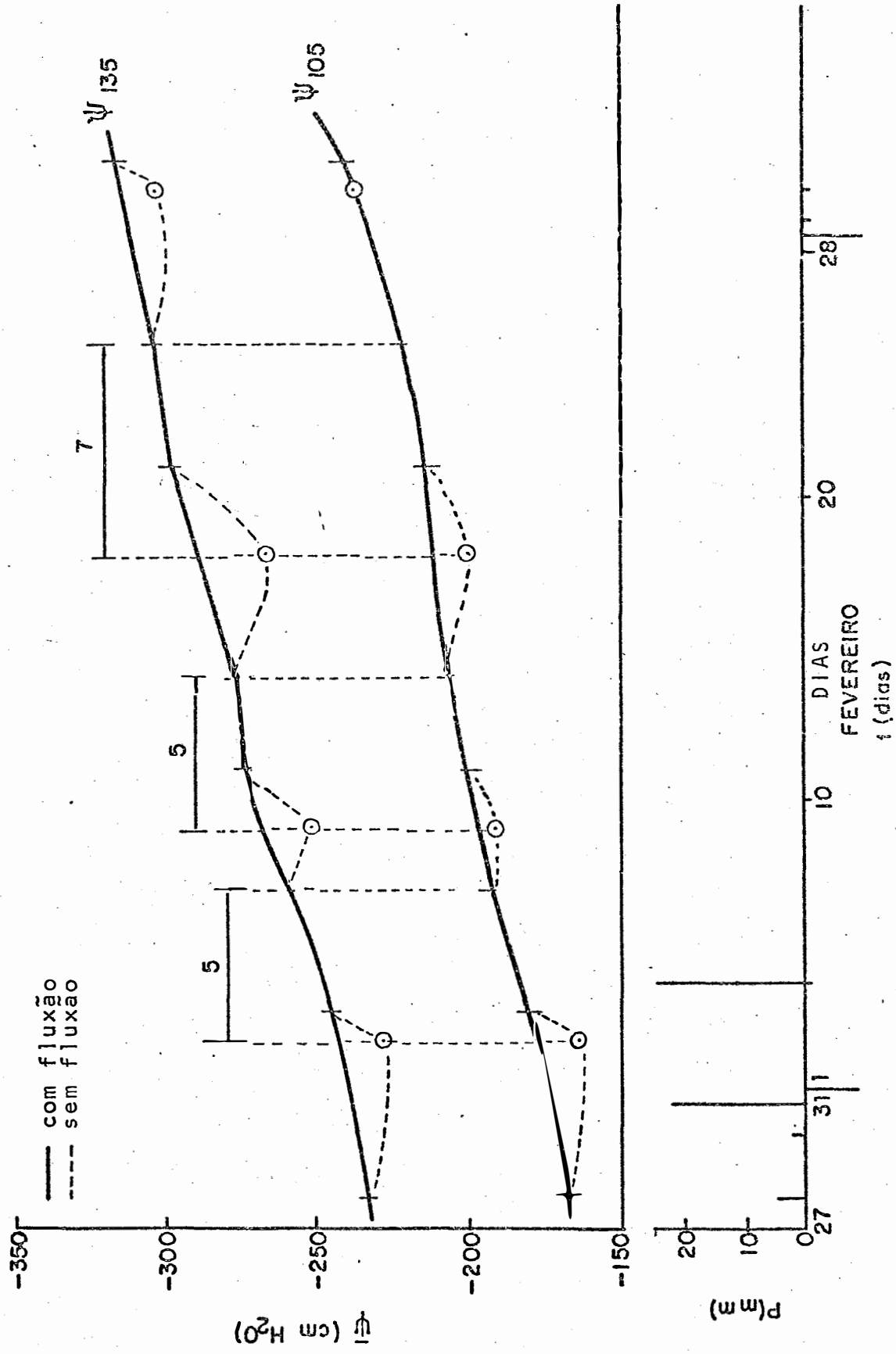


Figura 11 - Variação do potencial total da água no solo (ψ , cm H₂O) às profundidades de 105 e 135 cm, obtidos com tensiômetros que sofreram e não sofreram fluxo e, precipitação pluviométrica (mm) para o período de 27/01/77 a 05/03/77.

tal da água no solo com o tempo às profundidades de 105 e 135 cm, em tensiômetros com e sem fluxão num período úmido e num período seco. O gráfico deixa claro que em ambos os períodos, até um intervalo de 5 dias, não há necessidade de os tensiômetros sofrerem fluxões. A partir de então os valores de ψ começam a cair, e conseqüentemente os valores de drenagem profunda a sofrer desvios, o que sugere que na metodologia adotada, se processe pelo menos a cada 5 dias a fluxão dos tensiômetros.

6. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos com a metodologia adotada, discutidos e analisados permitiram as seguintes conclusões:

- a) O gradiente de potencial total da água no solo, para o cálculo da drenagem profunda deve ser determinado principalmente em períodos úmidos quando os fluxos são grandes. Nestas condições, caso não sejam determinados, a utilização do gradiente unitário na equação de Darcy, pode provocar erros da ordem de 100%.
- b) A curva característica da água no solo para

este tipo de estudo deve ser efetuada a campo, e para os valores de potenciais matriciais elevados, em especial próximos à saturação, deve-se considerar os dados obtidos durante a redistribuição da água em perfil previamente saturado e coberto com plástico (metodologia de determinação de $K(\theta)$).

- c) Em condições úmidas, onde o uso de tensiômetros é viável, a curva K versus ζ é a mais adequada para se determinar fluxos de água, uma vez que dispensa o uso de equipamentos para a avaliação da umidade do solo.
- d) O movimento da água em todo período estudado na profundidade de 120 cm foi descendente, e a drenagem profunda no período de 01/01/77 a 15/04/77 foi responsável por cerca de 58,7% das perdas de água, e de 16/4/77 a 30/06/77 por apenas 6,6%, embora no período mais seco o potencial matricial não tivesse atingido o valor de $-250 \text{ cm H}_2\text{O}$.
- e) O movimento da água no solo sob potenciais matriciais da ordem de $-170 \text{ cm H}_2\text{O}$ e gradiente de potencial total em torno de

1,5 cm.cm⁻¹, foi menor que 0,1 mm.dia⁻¹.

- f) As precipitações pluviométricas provocaram fluxo de água intenso a 120 cm de profundidade apenas quando o solo se encontrava com grandes quantidades de água armazenada.
- g) Nas leituras de tensiômetros (cm Hg) os erros maiores são devidos à variabilidade espacial das características do solo, em particular à profundidade de 105 cm, cujos coeficientes de variação estiveram entre 8,4% e 11,8%; fato este atribuído a eventual presença do horizonte Bt₃ a esta profundidade.
- h) Na estimativa da drenagem profunda, se a operação de fluxo dos tensiômetros não for sistematizada, pode-se obter valores com diferenças da ordem de 1.500%. Os erros devidos à variabilidade espacial para épocas em que o fluxo de água não é desprezível foram em torno de 40%.
- i) Em estudos que envolvem dinâmica da água no solo, para que os erros sejam minimizados, recomenda-se: (i) que os equipamentos de me

dida sejam instalados em profundidades que ocupem parte representativa de um horizonte genético do solo, o que deve diminuir a variabilidade espacial de suas características; (ii) que a água dos tensiômetros seja renovada sistematicamente pelo menos a cada 5 dias, para eliminação das bolhas de ar (fluxão).

7. SUMMARY

A deep drainage study of a tropical soil (Oxic Paleustalf) was developed on the campus of ESALQ/USP/PIRACICA BA/SP, near the Meteorological station of the Department of Physics and Meteorology, during a six month period, three out of them the soil was cropped to beans.

Drainage was estimated by Darcy's equation at a depth of 120 cm. Ten tensiometres at depth of 105 cm and ten at depth of 135 cm were installed in the experimental plot (10 x 10 cm), in order to obtain the hydraulic gradient at 120 cm. Four neutron probe access aluminium tubes were also installed in the plot through which water storage, until the depth of 120 cm, could be achieved during the experimental period. The hydraulic conductivity was measured by SAUNDERS (1978) according to HILLEL et alii (1972) procedure at the

same plot.

Besides the estimative of deep drainage, the following subjects were also discussed: (a) methodology utilized errors that result when calculating Darcy's equation components; and (b) interactions among deep drainage, precipitation and soil water storage.

In the conclusions emphasis was given on:
(a) during the wetter period, deep drainage was responsible for about 58,7% of water losses and during the dry period for about only 6,6%; (b) soil-water movement was always descending; (c) if tensiometers are not appropriately handled, values of deep drainage with deviation of 1500% can be obtained; and (d) spatial variability of soil characteristics provided errors of the order of 40% in deep drainage determinations; these could be minimized if the measuring equipment would be installed in the soil profile according to its morphologic characteristics.

8. LITERATURA CITADA

BEAR, J. 1969. Hydrodynamic dispersion. In: Flow through porous média. New York, Academic Press, p.109-199.

BLACK, T.A.; W.R. GARDNER e G.W. THURTELL. 1969. The prediction of evaporation drainage and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 33: 655-660.

BUCKINGHAM, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. *USDA Bur. Soils, Bull.* 38.

CARY, J.W. 1966. Soil moisture transport due to thermal gradients. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 30:428-433.

CARY, J.W. e S.A. TAYLOR. 1967. The dynamics of soil water. Part II. Temperature and solute effects. In: R.M. Hagan et alii, ed. Irrigation of agricultural lands. Madison, Amer. Soc. Agron. *Agronomy* 11, p.245-253.

CAVALCANTE, L.F.; K. REICHARDT e P.L. LIBARDI. 1978. Determinação da condutividade hidráulica do solo durante a redistribuição da água. Campinas (SP). *R. bras. Ci. Solo* 1: 77-79.

CHILDS, E.C. 1969. The physical basis of soil water phenomena. New York. John Wiley & Sons.

CLOTHIER, B.E., D.R. SCOTTER e J.P. KERR. 1977. Drainage flux in permeable soil underlain by a coarse-textured layer. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* Madison 41:671-676.

DAIAN, J.F. e VACHAUD, G. 1972. Methode d'Evaluation du Bilan Hydrique in situ a partir de la mesure des teneures en eau et das succions. In: IAEA - *Proceedings of the Symposium on Isotopes and Radiation in Soil-Plant-Relationship Including Forestry, Vienna*, p.649.

DAVIDSON, J.M., L.R. STONE, D.R. NIELSEN e M.E. LaRUE. 1969. Field measurement and use of soil water properties. Washington, *Water Resour. Res.* 6:549-553.

DARCY, H. 1856. Les fontaines publique de la Ville de Dijon.
Victor Dalmont, Paris.

DIRKSEN, C. e R.D. MILLER. 1966. Closed system freezing of
unsaturated soil. *Soc. Amer. Proc.* Madison 30:158-173.

GARDNER, D.W. 1959. Diffusivity of soil water during
sorption as affected by temperature. *Soil. Sci. Soc. Amer.
Proc.* Madison 23:406-407.

GIESEL, W., LORCH, S. e RENGER, M. 1970. Water-flow
calculations by means of gamma-absortion and tensiometer
field measurements in the unsaturated soil profile.
IAEA-Isotope Hydrology. Vienna. p.663-672.

GREEN, R.E., R.J. HANKS e W.E. LARSON. 1964. Estimates of
field infiltration by numerical solution of the moisture
flow equation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 28:
15-19.

GROHMANN, F.; K. REICHARDT; P.L. LIBARDI e S.V. QUEIROZ. 1976.
Spatial variability of physical properties of a tropical
soil: I- Geometric properties. Piracicaba, CENA, 27p.
(Boletim Técnico, nº 004).

HILLEL, D. 1970. Soil and water. New York. Academic Press.

JACKSON, R.D. 1963. Temperature and soil water diffusivity relations. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 27:363-366.

JENSEN, R.D., M. HARIDASAN e G.S. RAHI. 1970. The effect of temperature on water flow in soils. Water Resour. Res. Institute, Mississippi State Univ., State College, Miss.

KEMPER, W.D. 1961. Movement of water as affected by freeenergy and pressure gradients: *II*. Experimental analysis of porous systems in which free energy and pressure gradients act in opposite directions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 25:260-265.

KLUTE, A. 1969. The flow of water in unsaturated soil. In: The progress of hydrology. Int. Seminar for Hydrology Professor, Proc. Ist. III. Urbana 11:821-886.

KLUTE, A. 1973. Soil water flow theory and its application in field situations. In: Bruce, R.R. ed., *Field soil water regime*. Madison, *Soil Sci. Soc. Amer.* Cap. 2, p.9-35.

LETEY, J. 1968. Movement of water through soil as influenced by osmotic pressure and temperature gradients. *Hilgardia*. Berkeley, 39:405-418.

- LETEY, J., W.D. KEMPER e L. NOONAN. 1969. The effect of osmotic pressure gradients on water movement in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 33:15-18.
- LUCHIARI JR., A. 1978. Determinação do coeficiente de cultura (K_c) para feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) pelo método do balanço hídrico. Piracicaba, ESALQ/USP. 59p. (Dissertação de Mestrado).
- LUXMOORE, R.J., D.J. VAN ROOYEN, F.D. HOLE e R.A. GOLSTEIN. 1977. Field water balance and simulated water relations of prairie and oak-hickory vegetation on deciduous forest soils. *Soil Sci.* Baltimore, 123:77-84.
- MILLER, E.E. e A. KLUTE. 1967. The dynamics of soil water. Part I. Mechanical forces. In: R.M. Hagen et alii, ed. Irrigation of agricultural lands. *Agronomy.* Madison 11: 209-240.
- NIELSEN, D.R., R.D. JACKSON, J.W. CARY e D.D. EVANS. 1972. Soil water. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America. Madison, Wis. 176p.
- PEREIRA, A.R., FERRAZ, E.S.B., REICHARDT, K. e LIBARDI, P.L. 1974. Estimativa da evapotranspiração e da drenagem profunda em cafezais cultivados em Solos Podzolizados Lins e Marília. BC-014, CENA. Piracicaba, SP.

PHILIP, J.R. 1957. Evapotranspiration and moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology*. Lancaster 27: 363-366.

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

REICHARDT, K., LIBARDI, P.L. e SANTOS, J.M. dos. 1974. An analysis of soil-water-movement in the field: II. Water balance in a snap bean crop. BC, CENA. Piracicaba, SP.

REICHARDT, K., P.L. LIBARDI e D.R. NIELSEN. 1975. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. *Soil Science*. Baltimore 120:165-168.

REICHARDT, K., P.L. LIBARDI, L.C.U. SAUNDERS e E. FREITAS JR. 1977. Dificuldades do uso da equação de Darcy para descrever o movimento de água em solo não saturado no campo. Anais do V Encontro de Escoamento em Meios Porosos. COPPE/UFR. Rio de Janeiro, 1:11.4/1 - 11.4/13.

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

ROSE, C.W. 1966. *Agricultural Physics*. Oxford, Pergamon Press. 230p.

ROSE, C.W. 1968a. Water transport in soil with a daily temperature wave. I. Theory and experiment. *Aust. J. Soil Res.* Melbourne, 6:31-44.

ROSE, C.W. 1968b. Water transport in soil with a daily temperature wave. I. Analysis. *Aust. J. Soil Res.* Melbourne 6:45-57.

SCHOLL, D.C. 1976. Soil moisture flux and evapotranspiration determined from soil hydraulic properties in a Chaparral Stand. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* Madison 40:14-18.

SLICHTER, C.S. 1898. Theoretical investigation of the motion of ground water. *U. S. Geol. Survey 19 th Annual Report*, part 2, p.295-384.

STAMMERS, W.N., O.G. IGWE e H.R. WASTELEY. 1973. Calculation of evapotranspiration from measurements of soil water and the soil water characteristic. *Canadian Agric. Eng.* Ottawa, 15:2-5.

SWARTZENDRUBER, D. 1966. Soil-water behavior as described by transport coefficients and functions. *Adv. Agron.* 18: 327-370.

- SWARTZENDRUBER, D. 1969. The flow of water in unsaturated soils. *In: DE WIEST, R.J.M., ed. Flow through porous media.* New York Academic Press, Inc., Cap. 6, p. 215-292.
- VACHAUD, G., TEHEL, J., ROYER, J.M. e BOLCATO, R. 1973. Controle automatique in situ des transferte d'eau das la zone non saturée. Symposium on isotope and radiation technique in Soil Phisics, irrigation and drainage as related to crop production. AIEA, Vienna, 1-5, october.
- WANG, F.C., V. LAKSHIMINARAYANA. 1968. Mathematical simulation of water movement through unsaturated non-homogenous soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 32:329-334.
- WILKINSON, G.E. e A. KLUTE. 1965. The temperature effect on equilibrium energy status of water held by porous media. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 26:326-329.

--ooo000| |000ooo--