

# VIII. FÍSICA DO SOLO

## NOTA

### ESTIMATIVA DE FLUXOS DE ÁGUA EM SOLOS NÃO SATURADOS <sup>(1)</sup>

KLAUS REICHARDT <sup>(2,3,5)</sup>, OSNY OLIVEIRA SANTOS BACCHI <sup>(2,5)</sup>  
e MARIA MERCEDES VILLAGRA <sup>(4,5)</sup>

#### RESUMO

Com dados obtidos em perfis de terra roxa estruturada do município de Piracicaba (SP), é mostrada a dificuldade da estimativa de fluxos de água no solo, utilizando o modelo de Darcy-Buckingham. O experimento trata do estabelecimento de balanços hídricos em 25 parcelas de 5 x 5 m, alinhadas ao longo de uma transeção de 125 m. O componente drenagem profunda do balanço hídrico é estimado mediante medidas de umidade do solo ( $\theta$ ,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ), feitas com sonda de nêutrons, e de potencial total da água do solo  $H$  (cm  $\text{H}_2\text{O}$ ) obtidas com tensiômetros. O trabalho mostra a grande dificuldade da estimativa de fluxos de drenagem  $q$  (mm/dia), a qual está relacionada: (1) à exponencialidade da relação entre a condutividade hidráulica do solo  $k$  (mm/dia) e a umidade do solo ou o potencial matricial da água no solo  $h$  (cm  $\text{H}_2\text{O}$ ), e (2) à variabilidade espacial do solo.

**Termos de indexação:** condutividade hidráulica do solo, equação de Darcy.

#### ABSTRACT

#### WATER FLUX ESTIMATES IN UNSATURATED SOILS

Difficulties of using Darcy-Buckingham's model to estimate unsaturated soil water flux densities are shown using field data collected in a Alfisol ("terra roxa estruturada") at Piracicaba, State of São Paulo, Brazil. The experiment consists of the establishment of water balances on 25 experimental plots of 5 m x 5 m, aligned along a 125 m transect. The deep drainage component of the water balances is estimated using soil water content data obtained through neutron probe readings and soil water potential data measured with mercury manometer tensiometers. The work shows the great difficulty of estimating drainage fluxes, which is mainly related to (1) the exponential relation between soil hydraulic conductivity and soil water content or soil water potential, and (2) soil spatial variability.

**Index terms:** soil hydraulic conductivity, Darcy's equation.

---

<sup>(1)</sup> Trabalho realizado com apoio financeiro do CNPq. Recebido para publicação em 2 de outubro de 1992 e aceito em 18 de maio de 1993.

<sup>(2)</sup> Departamento de Física e Meteorologia - ESALQ/USP, Caixa Postal 9, 13418-900 Piracicaba (SP).

<sup>(3)</sup> Setor de Física de Solos - CENA/USP, Caixa Postal 96, 13418-900 Piracicaba (SP).

<sup>(4)</sup> Aluna de pós-graduação, Universidade de Gent, Bélgica.

<sup>(5)</sup> Bolsista do CNPq.

O modelo de Darcy-Buckingham (Reichardt, 1985) tem sido utilizado, desde o início do século, para a descrição do movimento de água em solos não saturados. Apesar de teoricamente bem alicerçado, muitos autores encontraram dificuldades em sua aplicação prática, principalmente em condições de campo. Nas últimas duas décadas, devido ao maior volume de experimentos desenvolvidos em condições de campo, têm aparecido, com grande frequência, dificuldades no uso do modelo, principalmente por autores que mais se empenham com a variabilidade espacial de propriedades do solo.

A equação de Darcy-Buckingham para um sistema poroso rígido pode ser escrita na forma:

$$q = -k \nabla H \dots \dots \dots (1)$$

onde:

- $q$  = densidade de fluxo de água ( $L.T^{-1}$ );
- $\nabla H$  = gradiente do potencial total da água  $H(L.L^{-1})$ , sendo:
- $H = h + z$ ;  $h$  = potencial matricial (L) e
- $z$  = potencial gravitacional (L);
- $k$  = condutividade hidráulica do solo ( $L.T^{-1}$ ), geralmente tomada como uma função da umidade volumétrica do solo  $\theta$  ( $L^3.L^{-3}$ ) ou do potencial matricial  $h$ :  $k(\theta)$  ou  $k(h)$ .

Dessa forma, a equação (1) foi utilizada para medir densidades de fluxo de água no solo  $q$ , na profundidade  $z = 150$  cm, em 25 parcelas de  $5 \times 5$  m, alinhadas em uma transeção de 125 m, em uma área de terra roxa estruturada do município de Piracicaba (SP). As funções  $k(\theta)$  e  $k(h)$  foram obtidas em experimento de drenagem interna, utilizando o método de Hillel et al. (1972). Efetuaram-se medidas de umidade  $\theta$  com sonda de nêutrons. O  $\nabla H$  foi obtido por diferenças finitas mediante tensiômetros instalados nas profundidades de  $z = 135$  e  $165$  cm:  $\nabla H = (H_{135} - H_{165})/30$ .

A primeira dificuldade que aparece no uso da equação (1) é a exponencialidade da relação  $K(\theta)$  e, em menor proporção, da relação  $K(h)$ .

Com os dados experimentais, foram obtidos melhores ajustes para as relações:

$$K(\theta) = K_0 \exp[\gamma (\theta - \theta_0)] \dots \dots (2)$$

$$K(h) = a \exp (bh) \dots \dots \dots (3)$$

onde:

$\theta_0$  é um valor fixo de  $\theta$ , correspondente a solo muito úmido.

O quadro 1 mostra os parâmetros  $K_0$ ,  $\gamma$ ,  $a$  e  $b$  para as 25 parcelas. No caso  $K(\theta)$ , ficam patentes os altos valores de  $\gamma$ , com uma média de 111,935. Por exemplo, para  $K_0 = 10$ ; e  $\gamma = 111,935$ ;  $\theta_0 = 0,500$ , utilizando a equação (2) para  $\theta = 0,450$ , obtém-se  $K = 0,0371$ . Para uma variação de  $\theta$  da ordem de 2%, que é praticamente indetectável e que está dentro dos erros de medida de  $\theta$ , o  $K$  praticamente triplica seu valor. Se  $\theta = 0,459$  (2% a mais),  $K = 0,1016$ , que é 2,74 vezes maior. Só esse problema de estimativa de  $K$  pode, portanto, levar a erros da ordem de 300% na estimativa de  $q$ . No caso de  $K(h)$ , a situação não é muito melhor. Por exemplo, para  $a = 150$  e  $b = 0,035$ , utilizando a equação (3) para  $h = -100$  cm de  $H_2O$ , obtém-se  $K = 4,53$ . Para uma variação de  $h$  da ordem de 10%, que é razoável, o  $K$  pode duplicar. Se  $h = -80$  (20% a mais),  $k = 9,12$ , que é 2,01 vezes maior.

A segunda dificuldade é a variabilidade espacial das propriedades do solo. O quadro 1 dá uma idéia da variabilidade espacial dos parâmetros das equações (2) e (3). Por exemplo, para uma mesma umidade  $\theta - \theta_0 = 0,05$  a equação (2), aplicada para as parcelas 25 (maior valor de  $\gamma$ ) e 19 (menor valor de  $\gamma$ ), resultam valores de  $K$  de 0,223 e 4,134 respectivamente. A relação entre eles é 18,5, isto é, 1.850%.

O quadro 2 mostra estimativas de densidade de fluxo de água no solo, para as 25 parcelas, em um dia típico (13-2-91), no qual foram feitas 25 leituras de  $\theta$  e  $h$ . Vê-se claramente que a situação não é péssima como as indicadas nos exemplos acima.

O  $\nabla H$  apresenta um coeficiente de variação de 26%, as condutividades hidráulicas estimadas por  $K(h)$  e por  $K(\theta)$  apresentam coeficientes de variação de 32 e 61% respectivamente e, finalmente, os fluxos de água ( $q$ ) apresentam coeficientes de variação de 28 e 57%. Vê-se, portanto, que as

equações  $K(\theta)$  e  $K(h)$  são específicas para cada parcela, definidas pela variabilidade espacial do solo. Ressalta-se, também, o fato de que os fluxos estimados mediante dados de  $h$  (tensiômetros) têm um coeficiente de variação bem menor do que os estimados com dados de  $\theta$  (sonda de nêutrons).

Quadro 1. Parâmetros das relações  $K(\theta)$  e  $K(h)$  dados nas equações (2) e (3) para 25 parcelas em terra roxa estruturada

Parcela	$K_0$	$\gamma$	$a$	$b$
			mm/dia	
1	11,97	176,44	194,81	0,039
2	15,83	86,07	207,08	0,040
3	10,75	118,71	128,27	0,039
4	11,39	105,46	152,11	0,036
5	15,43	94,49	278,95	0,044
6	10,78	110,56	179,71	0,039
7	9,85	113,27	132,71	0,038
8	20,61	142,60	389,74	0,042
9	12,13	170,46	166,12	0,038
10	10,60	90,06	93,98	0,036
11	9,07	112,04	137,45	0,033
12	12,33	72,80	128,93	0,032
13	8,09	100,45	165,52	0,037
14	14,23	74,40	177,40	0,034
15	9,85	119,52	122,20	0,035
16	9,58	135,82	105,15	0,031
17	9,12	86,57	120,02	0,027
18	9,07	116,27	126,71	0,034
19	13,81	60,31	131,66	0,030
20	6,01	118,58	70,43	0,040
21	12,49	80,56	118,43	0,031
22	18,77	61,16	126,93	0,031
23	5,36	145,77	133,80	0,034
24	9,34	117,70	217,40	0,043
25	9,34	186,83	469,76	0,046

Quadro 2. Estimativas de densidade de fluxo de água no solo q, para 13/2/91, em 25 parcelas de terra roxa estruturada, utilizando as relações K(h) e K( $\theta$ )

Parcela	Gradiente H	K estimado por		q estimado por	
		K(h)	K( $\theta$ )	K(h)	K( $\theta$ )
1	-0,924	4,089	8,576	3,778	7,924
2	-1,083	3,982	1,841	4,314	1,995
3	-0,807	3,600	5,187	2,904	4,184
4	-0,873	3,329	4,509	2,907	3,938
5	-0,924	3,549	3,979	3,280	3,676
6	-0,621	3,300	4,619	2,050	2,870
7	-1,377	4,319	5,495	5,949	7,569
8	-0,873	4,347	6,234	3,797	5,444
9	-0,999	4,298	4,248	4,295	4,246
10	-1,151	1,832	2,627	2,109	3,024
11	-0,756	3,002	5,305	2,270	4,011
12	-0,924	3,299	1,571	3,048	1,451
13	-0,999	2,264	4,191	2,262	4,188
14	-0,957	5,348	3,762	5,120	3,601
15	-0,966	2,717	2,152	2,625	2,079
16	-0,756	3,894	8,333	2,944	6,300
17	-0,579	4,946	4,211	2,865	2,440
18	-1,293	3,354	1,992	4,337	2,576
19	-0,882	3,719	2,838	3,280	2,503
20	-2,049	1,298	1,262	2,661	2,587
21	-0,714	3,365	4,534	2,403	3,237
22	-0,891	3,724	4,651	3,317	4,142
23	-0,975	2,744	4,039	2,674	3,937
24	-0,949	2,374	3,487	2,252	3,308
25	-1,167	2,498	20,397	2,916	23,810
Médias	-0,980	3,395	4,546	3,184	4,229
Desvio padrão	-0,256	1,085	2,793	0,896	2,420
Variância	0,066	1,178	7,803	0,803	5,854
C.V.%	26	32	61	28	57

De qualquer forma, ensaio com 25 parcelas é um esforço experimental considerável. Esse número deve ser reduzido, porém, com isso, as incertezas na determinação dos fluxos aumentam.

3. Fluxos de água no solo são determinados com maior precisão por leitura de tensiômetros do que por leitura de sondas de nêutrons.

## CONCLUSÕES

1. O caráter exponencial das relações  $K(\theta)$  e  $K(h)$  determina a maior dificuldade do uso do modelo de Darcy-Buckingham.

2. A variabilidade espacial do solo contribui efetivamente na estimativa de seus fluxos de água, podendo inviabilizar suas estimativas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- HILLEL, D; KRENTOS, V.D. & STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics "in situ". *Soil Science*, Baltimore, 114(5):395-400, 1972.
- REICHARDT, K. O movimento da água. In: REICHARDT, K. *Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. 4.ed. Campinas, Fundação Cargill, 1985. cap.7, p.166-221.