

Comissão 2.2 Física do solo

ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL DE COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO EM UM LATOSSOLO⁽¹⁾

Neilo Bergamin Moreira⁽²⁾, Paulo Leonel Libardi⁽³⁾, Monica Martins Silva Salvador⁽⁴⁾ &
Helon Hébano de Freitas Sousa⁽⁵⁾

RESUMO

O monitoramento das variáveis que constituem a equação do balanço hídrico do solo em campo cultivado é necessário para avaliar com confiabilidade os períodos de déficits hídricos durante o ciclo das culturas, manejar a irrigação e quantificar perdas de nutrientes por lixiviação. Os componentes da equação do balanço hídrico podem variar no espaço e no tempo, e o estudo da estabilidade temporal da variabilidade espacial desses componentes é essencial para determinar quais são os pontos de observação no campo (locais) para monitorar a água do solo com precisão e esforço amostral reduzido. Assim, os objetivos deste trabalho foram avaliar os componentes do balanço da água (especificamente a variação de armazenamento de água do solo, drenagem interna e evapotranspiração real) de plantas de milho em um Latossolo Vermelho-Amarelo e analisar a variabilidade espacial e temporal, por meio da técnica de estabilidade temporal. O estudo foi realizado em uma área do Campus da ESALQ/USP, município de Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil. O relevo da área experimental, que tem 1.500 m², é plano. Nessa área foram instalados 60 tubos de alumínio para acesso de uma sonda de nêutrons e 120 tensiômetros com manômetro de mercúrio (60 na profundidade de 0,75 m e 60 na profundidade de 0,85 m). Isso permitiu estimar a densidade de fluxo de água do solo na profundidade de 0,80 m por meio da equação de Darcy-Buckingham e o armazenamento de água na camada de 0,0-0,80 m, ao longo do ciclo da cultura. A precipitação pluvial foi medida por meio de um pluviômetro instalado no centro da área experimental, e a evaporação real foi considerada como desconhecida da equação do balanço hídrico. A pesquisa foi realizada dividindo o ciclo de cultivo em 13 períodos (P1 a P13). O uso da estatística descritiva foi feito para evidenciar a variação do comportamento dos dados após a remoção dos pontos discrepantes, que representaram entre 0,0 e 3,9 % dos pontos amostrais

⁽¹⁾ Parte da Tese de Doutorado do primeiro autor financiada pelo CNPq. Recebido para publicação em 17 de janeiro de 2012 e aprovado em 7 de outubro de 2013.

⁽²⁾ Doutorando pelo Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, ESALQ/USP. Bolsista CNPq. Av. Pádua Dias, 11. Caixa Postal 9. CEP 13418-900 Piracicaba (SP), Brasil. E-mail: nbergamim@hotmail.com

⁽³⁾ Professor titular, Departamento de Engenharia de Biossistemas, ESALQ/USP. E-mail: pllibardi@usp.br

⁽⁴⁾ Pós-doutoranda, Departamento de Engenharia de Biossistemas, ESALQ/USP. E-mail: monica_mars@hotmail.com

⁽⁵⁾ Doutorando, Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, ESALQ/USP. Bolsista FAPESP. E-mail: helonhebano@hotmail.com

por período. O uso da estatística descritiva foi útil por ter apresentado a mudança no comportamento dos dados, após a retirada de valores discrepantes e extremos em alguns períodos. A técnica da estabilidade temporal é viável para avaliação do balanço hídrico no espaço e no tempo. Os coeficientes de correlação de Spearman entre os períodos indicaram estabilidade temporal para a armazenagem da água independentemente do teor de umidade do solo, mas não expressaram confiabilidade para a avaliação da drenagem interna e a evapotranspiração real da cultura. A evapotranspiração oscilou ao longo do ciclo da cultura mantendo-se praticamente constante nos períodos P5 a P9, em que houve maior desenvolvimento vegetativo das plantas.

Termos de indexação: estatística descritiva, sonda de nêutrons, tensiômetro, estabilidade temporal.

SUMMARY: TIME-SPACE ANALYSIS OF WATER BALANCE COMPONENTS IN AN OXISOL

Monitoring the variables that constitute the soil water balance equation in a farmed field is important for reliably evaluating water deficit periods during the crop cycle, managing irrigation and estimating nutrient losses through leaching. Components of the water balance equation may vary in space and time, and the study of the temporal stability of the spatial variability of these components is essential for determining the observation points in the field (sites) for monitoring soil moisture accurately with reduced effort in sampling. The aim of this study was to assess soil water balance components (specifically, soil water storage variation, internal drainage and actual evapotranspiration) of maize plants in an Oxisol and to analyze spatial and temporal variability by the temporal stability technique. The study was carried out in an area of the ESALQ/USP campus, in the municipality of Piracicaba, State of São Paulo, Brazil. The relief of the 1,500 m² experimental area is flat. A set of 60 aluminum tubes was set up in this area for neutron probe access as well as 120 mercury manometer tensiometers (60 at the 0.75 m soil depth and 60 at 0.85 m). This allowed estimation of soil water flux density at the 0.80 m soil depth by the Darcy-Buckingham equation and estimation of soil water storage in the 0.0-0.80 m layer throughout the crop cycle. Rainfall was measured by means of a rain gauge set up in the center of the experimental area, and actual evaporation was evaluated as the unknown factor of the soil water balance equation. The study was carried out by dividing the crop cycle into 13 periods (P1 to P13). Descriptive statistics were used to show the variation in data behavior after removal of outliers, which represented from 0.0 to 3.9 % of sampling points per period. Descriptive statistics were useful in showing the change in data behavior after removal of outliers and extremes in some periods. The temporal stability technique is viable for evaluation of water balance in space and time. The Spearman correlation coefficients in the periods indicated temporal stability for water storage regardless of the moisture content of the soil, but do not express reliability for assessment of internal drainage and actual crop evapotranspiration. Evapotranspiration varied over the crop cycle, remaining nearly constant in the P5 to P9 periods, when there was greater plant growth.

Index terms: descriptive statistics, neutron probe, tensiometer, temporal stability.

INTRODUÇÃO

O uso e gerenciamento adequado da água no solo são fundamentais para a sustentabilidade da produção agrícola. O mau uso desse recurso resulta na escassez e na poluição dos mananciais. A água no solo é indispensável para a produção agrícola e conseqüentemente ao abastecimento de alimentos, sendo necessário o monitoramento dela para avaliar o seu comportamento no solo, como a drenagem interna, a armazenagem, a lixiviação de produtos químicos e nutrientes.

Segundo Salvador (2012), os solos são heterogêneos e em razão de fatores como a profundidade escolhida para a avaliação e o crescimento das culturas, a armazenagem é influenciada diretamente. A topografia, o teor de argila (Zhou et al., 2007), as formas da paisagem e a trajetória dos fluxos de água (Souza et al., 2001) também são agentes causadores de variabilidade.

O monitoramento do comportamento da água em um dado volume de solo requer que se observe a diferença entre as entradas e as saídas de água e a variação da sua armazenagem nesse volume de solo,

computadas durante um dado intervalo de tempo. Isso se denomina balanço hídrico no solo. As entradas, as saídas e a variação da armazenagem são também nomeadas de componentes do balanço hídrico no solo (Reichardt & Tim, 2004; Sentelhas & Angelocci, 2009).

Na incidência de uma chuva, a água pode ser interceptada pela vegetação e evaporar (interceptação foliar), infiltrar e mover-se lateralmente sob a superfície do solo (deflúvio subsuperficial) e escorrer sobre a superfície do solo (deflúvio superficial), arrastando consigo partículas de solo, o que dependerá da declividade do terreno e da cobertura vegetal. Durante os processos de infiltração e de redistribuição, parte da água ainda pode perder-se por drenagem interna para abaixo do sistema radicular, podendo atingir o lençol freático, e parte ficar retida no solo. A água que fica retida pode ser absorvida pelas raízes das plantas durante o seu ciclo e ser perdida para a atmosfera por transpiração; parte pode ser evaporada através da superfície do solo, resultando no processo de evapotranspiração (Libardi, 2005).

O processo de absorção da água do solo pelas plantas depende da quantidade de água nele armazenada e disponível, a qual é muito útil para o estabelecimento de formas de manejo agrícola, visando o melhor aproveitamento dela pelas culturas. A avaliação dos componentes do balanço hídrico é de grande importância para o cultivo, por auxiliar na correta detecção da época mais provável de déficit hídrico durante um ciclo agrícola, na precisa indicação de irrigação de reposição e na prevenção de perdas por lixiviação (Cintra et al., 2000).

Os estudos envolvendo a variabilidade espacial tornam-se importantes para o manejo racional dos recursos hídricos e a maximização da produtividade. O conhecimento da variabilidade espacial dos solos sempre deve ser considerado, pois pode indicar locais que necessitam de tratamento diferenciado por apresentarem características diferentes, possibilitando assim o melhor detalhamento da área para um manejo diferenciado. Essa variação espacial dos atributos físicos do solo condiciona a distribuição da água nele e conseqüentemente o rendimento das culturas (Vachaud et al., 1985). Como os componentes do balanço hídrico podem variar no espaço e com o tempo, o estudo da estabilidade temporal da variabilidade espacial de medidas da água no solo para esses componentes é essencial, pois, por meio dessa estabilidade, é possível verificar quais e quantos são os locais adequados para o monitoramento com precisão aceitável e reduzido esforço amostral que representarão a área estudada (Vachaud et al., 1985). Para uma amostragem mais segura do local que representará a média da área estudada, deve-se fazer o maior número possível de medições (Rocha et al., 2005). Os locais adequados que devem ser escolhidos para futuras observações devem apresentar diferença relativa igual ou próxima a zero associada a um reduzido desvio-padrão (Vachaud et al., 1985; Souza et al., 2011). Com isso, objetivou-se

avaliar os componentes do balanço hídrico em um Latossolo Vermelho-Amarelo cultivado com milho, por meio da técnica da estabilidade temporal.

MATERIAL E MÉTODOS

O estudo foi conduzido em uma área de 1.500 m² do Campus da ESALQ/USP, município de Piracicaba, Estado de São Paulo. O clima da região é do tipo Cwa conforme a classificação de Köppen, apresentando um inverno seco, em que as médias das temperaturas mínimas e máximas estão, respectivamente, em torno de 18 e 29 °C, sendo a precipitação pluvial anual média de 1.257 mm e a umidade relativa em torno de 74 %. A estação seca ocorre entre os meses de abril e setembro e a chuvosa, de outubro e fevereiro. As precipitações pluviais foram medidas com um pluviômetro modelo Ville de Paris. O solo é classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico textura média (Embrapa, 2006). O relevo da área experimental é plano.

A área experimental foi preparada por meio de gradagem, calagem e abertura de sulcos para a adubação e o plantio. A correção do solo foi feita por meio da aplicação de calcário dolomítico, 0,3 t ha⁻¹, e incorporado a 0,2 m de profundidade. Os sulcos de plantio foram preparados em espaçamento de 0,80 m e, entre as plantas, o espaçamento foi de 0,35 m, sendo duas plantas por cova. A adubação foi feita utilizando-se 40, 60 e 46 kg ha⁻¹ de N, P₂O₅ e KCl. As fases fenológicas das plantas de milho foram subdivididas conforme Embrapa (2008) e tiveram duração variável entre sete e 14 dias. A semeadura foi feita no dia 23 de novembro de 2009, mas em razão da escassez inicial de precipitação, as plantas emergiram tardiamente, sendo iniciada a fase 1 em 26 de dezembro.

Foram instalados 60 tubos de alumínio para acesso de uma sonda de nêutrons com espaçamento de 5 x 5 m e dimensões de 0,05 x 2 m de largura e comprimento, respectivamente. A posição dos tubos de acesso em relação à das plantas de milho foi aleatória. A altura da extremidade superior dos tubos de alumínio em relação à superfície do solo foi de 0,2 m. Foram também instalados dois tensiômetros com manômetro de mercúrio ao lado de cada tubo, totalizando 120 tensiômetros, sendo 60 na profundidade de 0,75 m e 60 na de 0,85 m. Com isso, foi possível determinar o potencial mátrico e o gradiente do potencial total a 0,80 m, estimar a densidade de fluxo, acompanhar as saídas e entradas da água e realizar o balanço da água no volume de solo considerado. O volume de controle de solo delimitado para o balanço hídrico abrangeu desde a superfície do solo até a profundidade de 0,80 m.

As leituras H nos manômetros para cada ponto e profundidade correspondente foram feitas diariamente

às 7h30 e o cálculo do potencial mátrico da água no solo, em metros de água, pela equação 1 (Libardi, 2005).

$$\phi_m = -12,6 H + h_c + Z \quad (1)$$

em que ϕ_m é o potencial mátrico da água no solo (m água); H , a altura da coluna de mercúrio ou leitura do tensiômetro (m Hg); h_c , a altura do nível de mercúrio na cubeta em relação à superfície do solo (m água); e Z , a distância do centro da cápsula porosa do tensiômetro à superfície do solo (m água).

Para a determinação do conteúdo de água no solo ao longo do perfil nas profundidades de 0,2; 0,4; 0,6; e 0,8 m, foi utilizada uma sonda de nêutrons modelo 503 Hydroprobe da CPN Corporation, com medidas semanais. Dessa forma, obtiveram-se 13 períodos (P1 a P13) para o balanço que abrangeu todo o ciclo da cultura.

A drenagem interna e a ascensão capilar (D e AC) no limite inferior do volume de solo considerado foram estimadas pela equação de Darcy-Buckingham, que quantifica o movimento da água no solo:

$$q_z = -K(\theta) \frac{\theta_t(0,75m) - \theta_t(0,85m)}{0,1} \quad (2)$$

em que $K(\theta)$, em mm dia^{-1} , é a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo para a profundidade de 0,80 m; $\phi_t(0,75m)$ e $\phi_t(0,85m)$ são os potenciais totais, em $\text{cm H}_2\text{O}$, às profundidades de 0,75 e 0,85 m de solo; e 0,1 é a espessura do solo, em m, entre os tensiômetros instalados.

A função da condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ em cada um dos 60 pontos experimentais foi feita previamente por Brito (2010), por meio do método do perfil instantâneo (Watson, 1966; Libardi et al., 1980). Para execução desse método, foi necessário o preparo de uma coluna de solo de 3 m de diâmetro no campo como uma grande amostra de solo indeformada. As laterais da coluna foram revestidas por uma chapa galvanizada até a profundidade de 0,80 m, com o objetivo de se criar apenas fluxo vertical, sobretudo na porção central. Acima da superfície do solo, foram deixados 0,20 m da altura da chapa com a finalidade e obter-se uma lâmina de água de 0,15 m. No centro da coluna de solo, instalaram-se tensiômetros a cada 0,10 m de distância vertical e horizontal até 1,00 m de profundidade.

A determinação dos componentes do balanço hídrico foi realizada em intervalos que variaram de seis a nove dias nos 13 períodos, totalizando 85 dias, a partir do momento em que as plantas emergiram totalmente, encontrando-se na fase 1 com quatro folhas totalmente desdobradas.

A armazenagem da água no perfil do solo na profundidade de 0 a 800 mm foi calculada pela integral da equação 3, que representa a quantidade de água armazenada (m^3 de água m^{-2} de solo) num determinado período (Libardi, 2005).

$$h_{0-800\text{mm}} = \int_0^{800} \theta dz = \frac{[\theta(200\text{mm}) + \theta(400\text{mm}) + \theta(600\text{mm}) + \theta(800\text{mm})] * 800}{4} = \bar{\theta} * 800 \quad (3)$$

A partir das armazenagens, foi calculada a variação semanal de armazenagem (Δh_z) pela equação 4:

$$\Delta h_{0-0,80\text{m}} = h_{\text{final}} - h_{\text{inicial}} \quad (4)$$

em que $\Delta h_{0-0,80\text{m}}$ é a variação de armazenagem na camada de 0 a 0,80 m; h_{final} , a armazenagem na camada de 0 a 0,80 m no momento atual; e h_{inicial} , a armazenagem na camada de 0 a 0,80 m na semana anterior.

A evapotranspiração foi obtida por diferença, ou seja, como incógnita da equação do balanço, isto é:

$$-ET = \Delta h - P - AC + D \quad (5)$$

em que P é a precipitação; AC , a ascensão capilar; e D , a drenagem.

Os componentes de irrigação e deflúvios não foram computados em razão de não ter havido irrigação, e o relevo foi considerado plano.

A análise estatística dos componentes do balanço foi feita inicialmente utilizando técnicas de estatística descritiva. Foram feitas análises descritivas com o objetivo de observar o comportamento dos dados obtidos e auxiliar no planejamento de outras análises estatísticas, conforme Libardi et al. (1996). Considerando que os parâmetros que definem as principais características de um conjunto de dados também estão sujeitos a perturbações por valores atípicos, Libardi et al. (1996) sugeriram o uso de técnicas complementares para a verificação da adequação das medidas anteriores, por meio da identificação dos pontos discrepantes e extremos e descrição espacial do comportamento das variáveis que formam o conjunto de dados. Desse modo, o limite crítico para identificar os pontos discrepantes foi definido a partir da dispersão interquartil, limite superior e limite inferior. A distribuição dos dados quanto à sua normalidade foi feita com base nos coeficientes de assimetria e curtose e na análise visual do gráfico Box-plot.

O procedimento para determinar a armazenagem da água no solo, denominada de S , foi aplicado para os componentes do balanço, exceto a precipitação, a fim de verificar quais e quantos são os locais adequados para o monitoramento com precisão aceitável e reduzido esforço amostral. O padrão de variabilidade espacial não muda com o tempo, quando a armazenagem é individualmente classificada de acordo com sua magnitude ou o valor médio que representa a área amostrada. Para comprovar sua teoria, Vachaud et al. (1985) utilizaram dois procedimentos; o primeiro percorreu, conforme as seguintes equações:

$$\Delta_{ij} = S_{ij} - \bar{S}_j \quad (6)$$

$$S_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=n} S_{ij} \quad (7)$$

em que i são os pontos amostrais; j são os tempos; e \bar{S}_j é a armazenagem média espacial em cada tempo. A partir das equações anteriores, foi possível calcular as diferenças relativas:

$$\delta_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{S_j} \quad (8)$$

em que δ_{ij} é a diferença relativa ao longo do tempo; δ_{ij} é igual para cada posição j e é indicativo de estabilidade temporal e independência temporal.

O segundo procedimento foi o cálculo dos coeficientes de correlação de Spearman, r_s , utilizado para determinar a persistência dos locais amostrais ao longo do período estudado:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (R_{ij} - R_{ij}')^2}{N(N^2 - 1)} \quad (9)$$

em que R_{ij} é a posição da variável em estudo observada no local i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) na data j ; e R_{ij}' , a posição da mesma variável no mesmo local i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$), mas na data j' .

Um valor igual à unidade desse coeficiente corresponde à igualdade de posição para qualquer local ou estabilidade perfeita entre dois tempos. Quanto mais próximo de 1 for o valor de r_s , mais estável será o processo (Vachaud et al., 1985). Na sequência, foram elaborados gráficos que possibilitaram a identificação dos locais, cujos valores poderiam continuamente estar próximos da média em qualquer tempo (Vachaud et al., 1985; Gonçalves et al., 1999).

Os dados foram avaliados e interpretados com base na sua análise descritiva e exploratória, na análise das suas variabilidades espacial e temporal e na análise da sua estabilidade temporal por meio dos programas Statistica7 e o Microsoft Excel 2007.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Processamento dos dados

Após a eliminação dos valores considerados como discrepantes e extremos, os valores da média e da mediana da ET nos períodos P2, P4, P10, P11 e P13 não sofreram alterações (Figura 1, Quadro 1). Nos períodos P1, P3, P5, P6, P7, P8, P9 e P12, os valores alteraram-se e houve aproximação entre a média e a mediana (Quadro 1). Nos períodos P3 e P5, houve efeito inverso aumentando-se a distância entre a média e a mediana, mas houve redução dos valores de CV, e o desvio-padrão alterou-se apenas no P3. A aproximação entre a média e a mediana indica que os valores passaram a se distribuírem em um intervalo

menor, indicando tendência simétrica. Com isso, geralmente os valores de CV e desvio-padrão também tendem a diminuir, aumentando a confiabilidade dos dados. Observando-se os coeficientes de curtose (Quadro 1), constatou-se que a maioria dos períodos apresentou valores menores que zero, com uma distribuição bastante dispersa dos dados por causa da distância de zero (Naghetini & Pinto, 2007). A análise exploratória aplicada para a retirada dos valores discrepantes foi importante no tratamento dos dados em razão de terem sido observadas alterações.

Com base nos gráficos de Box-plot pode ser verificado que houve tendência de redução da ET nos períodos de precipitações mais baixas (Figura 1). Zhang et al. (2004) verificaram que a ET é diretamente proporcional à quantidade de água armazenada no solo. O processo evaporativo é regulado pela condutividade hidráulica do solo, entre outros fatores; com o processo de perda de água, esse processo é limitado gradativamente. O maior afastamento entre os quartis inferior e a mediana nos períodos P2, P3, P7, P8 e P12 indica, juntamente com a tendência de aumento do consumo de água pela cultura em seu pleno desenvolvimento e a redução da drenagem interna no solo, heterogeneidade entre as plantas de milho. Esse aumento da dispersão dos dados verificado pelo afastamento da mediana e quartis pode ser interpretado como absorção diferenciada de água entre as plantas de milho e a variação das propriedades hidráulicas do solo, podendo haver locais com teores diferentes de água armazenada.

Com o desenvolvimento da cultura, a drenagem interna foi reduzida fortemente a partir do período P1 a P5, havendo baixa variação entre os pontos de máximo e mínimo quando se aproxima do P5. Essa

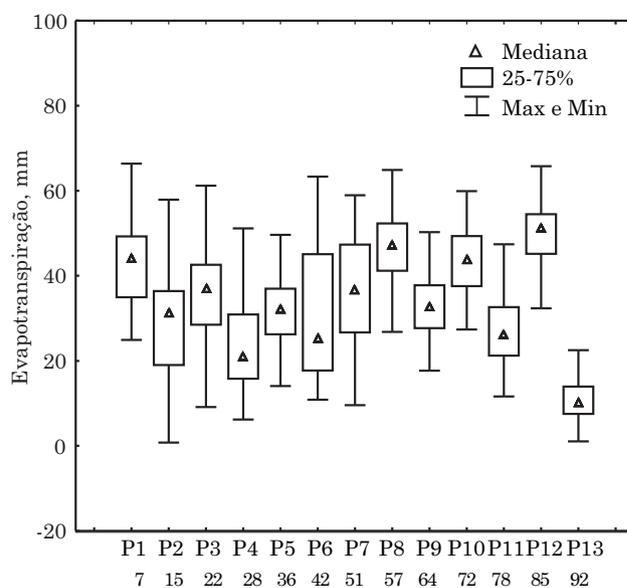


Figura 1. Evapotranspiração observada para os 13 períodos, em dias julianos, após a eliminação dos dados discrepantes.

Quadro 1. Resumo estatístico para evapotranspiração da cultura e para a drenagem interna, nos 13 períodos observados após a eliminação dos dados discrepantes

Período	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	DP ⁽¹⁾	CV ⁽²⁾	Curtose	Assimetria	Quartil	
									Inferior	Superior
%										
Evapotranspiração da cultura (mm)										
P1	43,14	44,21	24,90	66,39	9,53	22,1	-0,503	-0,023	35,01	49,12
P2	28,76	31,43	0,76	57,90	13,18	45,8	-0,221	-0,259	19,44	36,40
P3	35,57	36,96	9,12	61,20	12,67	35,6	-0,145	-0,336	28,86	42,49
P4	23,39	21,03	6,18	51,17	11,06	47,3	0,101	0,675	15,82	30,65
P5	31,69	32,18	14,08	49,62	8,69	27,4	-0,321	-0,369	26,34	36,96
P6	31,60	25,29	10,84	63,35	16,21	51,3	-1,024	0,518	17,94	44,93
P7	36,09	36,74	9,57	58,94	13,74	38,1	-0,843	-0,096	26,66	47,32
P8	46,46	47,16	26,79	64,91	8,11	17,5	0,381	-0,559	41,89	52,33
P9	33,32	32,85	17,68	50,27	7,11	21,3	-0,091	0,323	27,67	37,78
P10	43,84	43,98	27,36	59,92	8,49	19,4	-0,529	0,094	37,86	49,24
P11	26,98	26,18	7,00	47,43	9,40	34,8	-0,470	0,091	21,15	32,40
P12	48,77	50,63	18,12	65,76	10,46	21,4	0,617	-0,734	44,72	54,40
P13	11,03	10,12	1,06	23,99	5,51	49,9	-0,347	0,370	7,57	13,97
Drenagem interna (mm)										
P1	-22,49	-21,45	-42,51	4,20	10,22	45,4	-0,176	0,058	-31,20	-15,80
P2	-10,31	-9,57	-21,29	-0,45	5,37	52,1	-0,723	-0,154	-14,23	-7,33
P3	-14,19	-14,30	-29,90	1,38	7,97	56,2	-0,929	0,063	-21,31	-7,86
P4	-1,95	-1,88	-5,74	1,59	1,80	92,1	-0,365	-0,225	-2,91	-0,61
P5	0,56	0,27	-5,38	6,99	2,68	481,0	0,157	0,394	-1,36	2,09
P6	-52,96	-59,73	-78,01	0,02	18,73	35,4	-0,007	0,856	-66,71	-37,30
P7	-91,66	-91,46	-132,58	-58,34	17,10	18,7	-0,074	-0,098	-102,98	-80,31
P8	-9,09	-8,82	-20,05	3,79	5,66	62,3	-0,056	0,146	-12,85	-5,31
P9	-3,84	-3,13	-12,31	4,87	3,67	95,7	0,071	-0,327	-5,96	-1,52
P10	-2,52	-1,80	-10,16	5,63	3,59	142,6	0,105	-0,270	-4,84	-0,19
P11	-10,86	-10,71	-24,65	1,52	6,73	62,0	-0,943	-0,081	-16,83	-5,13
P12	-20,41	-19,34	-40,17	-3,67	8,62	42,2	-0,217	-0,378	-25,95	-14,51
P13	-5,93	-5,61	-14,18	4,88	4,32	72,8	0,032	0,279	-9,11	-3,26

⁽¹⁾ DP: desvio-padrão; ⁽²⁾ CV: coeficiente de variação.

variação dos valores da drenagem interna e a presença da ascensão capilar nos períodos P4 e P5 se devem ao baixo índice pluviométrico nesses períodos (14,8 e 15,9 mm, respectivamente), ao aumento da evapotranspiração com o crescimento das plantas e às perdas por drenagem interna (Figura 2). Quando a drenagem interna diminui passando a atuar a ascensão capilar, significa que a água das camadas inferiores do solo passou a suprir a demanda do consumo de água para plantas de milho em todos os períodos em que índices pluviométricos foram insuficientes para haver drenagem. Cruz et al. (2005) também verificaram essa influência da ascensão capilar, quando trabalharam com balanço hídrico em citros, no mesmo solo.

Os coeficientes de variação (CVs) médios da drenagem interna, excluindo-se o P5, foram 62 % para os períodos mais secos e 160 %, para os mais úmidos.

Para os períodos com menor teor de água, os valores do CV estão entre o limite médio ($12 < CV < 62$ %) e alto ($CV > 62$ %) e para os com maior umidade, altos (Warrick & Nielsen, 1980). Na média geral, o CV está elevado (98 %) por causa principalmente do P5 cujo coeficiente foi de 481 % (Quadro 1). Fatores como o secamento irregular do perfil do solo e o crescimento diferenciado de raízes podem ser as causas para esse coeficiente elevado no P5.

Apenas os períodos P6 e P7 apresentaram maior dispersão ao redor da mediana em relação aos outros períodos, mesmo após o tratamento dos dados (Quadro 1). Nesses períodos, houve algumas precipitações elevadas (130 mm), o que pode ter levado à maior variabilidade dos resultados da drenagem interna e ao amplo intervalo de distribuição e afastamento entre os quartis e a mediana (Figura 2). Nesses mesmos períodos, foi observado que o desvio-padrão foi elevado,

confirmando a grande dispersão dos dados e maior distância da média (Quadro 1). Isso indica que o processo de infiltração, redistribuição e condutividade hidráulica do solo no perfil nesses períodos pode ter sido bastante desuniforme, podendo provocar variação no tempo de leitura dos tensiômetros, como foi observado no campo. Segundo Libardi et al. (1980), isso pode ser explicado pela variabilidade espacial natural dos solos. Tal fato pode ser atribuído a um período mais seco no P5, onde a drenagem interna foi menor (0,56 mm), predominando a ascensão capilar da água. Essa amplitude das leituras foi verificada em todos os pontos amostrais durante os períodos P6 e P7, indicando que a condutividade hidráulica do solo não foi homogênea. Os valores de drenagem interna nesses períodos concentraram-se entre o primeiro quartil e a mediana, indicando haver tendência de drenagem intensa (-52,96 e -91,66 mm, respectivamente) nesses períodos e distribuição assimétrica positiva e negativa, respectivamente (Figura 2). A partir do período P8, a drenagem interna reduz sua atividade e a ascensão capilar começa a atuar novamente por causa da diminuição das chuvas.

Poucas mudanças foram observadas após o tratamento dos dados em relação à média e mediana para a drenagem interna (Quadro 1). Mesmo nesse caso, a mediana não necessitaria ser substituída por outra medida de tendência central. A variação entre a média e mediana foi em razão das precipitações e da exigência das plantas nos seus diferentes estádios de desenvolvimento. No entanto, foram observadas mudanças no CV dos períodos P2 a P5, juntamente com alterações na assimetria e curtose para a maioria dos períodos. O comportamento dos parâmetros estatísticos acompanhou a mesma tendência, ou seja,

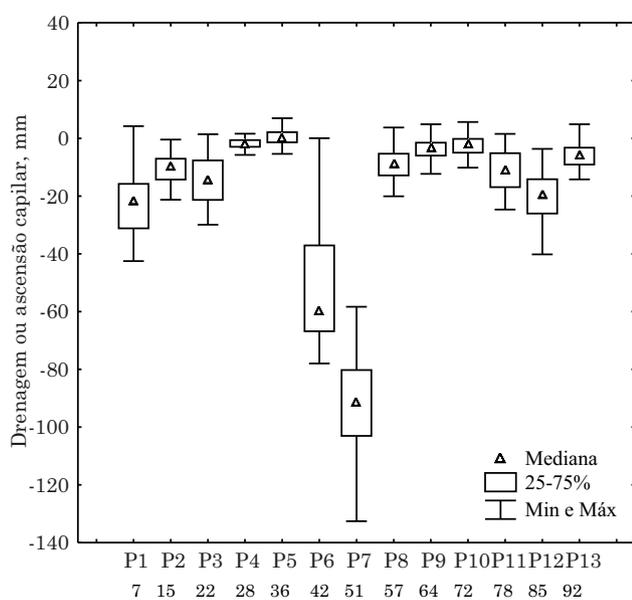


Figura 2. Drenagem ou ascensão capilar observada para os 13 períodos, em dias julianos, após a eliminação dos dados discrepantes.

quando houve o aumento da precipitação, o desvio-padrão, CV e assimetria também aumentaram (Figura 2, Quadro 1). Esses resultados são discordantes de Libardi et al. (1996), os quais observaram aumento da dispersão da amostragem quando a precipitação foi menor. Elevados valores de CV (> 60 %) citados na literatura a respeito dos componentes do balanço hídrico indicam variabilidade natural dos solos. Quando se conhece a fonte causadora da elevação do CV e os dados são corretamente interpretados, os resultados da pesquisa não são inválidos (Villagra et al., 1995).

As precipitações contribuíram para o aumento do CV em determinados períodos por causa de a água não ter chegado à mesma quantidade em todos os tensiômetros. Isso foi verificado quando se comparou o CV da drenagem interna (Quadro 1) com os períodos de maior precipitação. Nesses mesmos períodos de precipitação elevada houve também altos valores de drenagem interna. Com isso, é provável que haja grandes implicações como a lixiviação de fertilizantes, herbicidas (Reichardt et al., 1979) e problemas relacionados à contaminação do lençol freático, em função do manejo da cultura (Brito et al., 2009), podendo também facilitar a dispersão das argilas dependendo da relação entre o manejo e os fertilizantes com alto teor salino aplicados no solo, o que pode ser mais agravado para solos argilosos. A ET e a drenagem interna seguiram a mesma tendência de distribuição do ciclo das chuvas, fato também verificado por Brito et al. (2009). Por causa de o solo ser arenoso, com teor de argila $\leq 20\%$, e conseqüentemente a baixa capacidade de reter mais água por um período mais longo, houve estresse por insuficiência hídrica no período P5 quando as precipitações foram insuficientes para atender à demanda da cultura. A evapotranspiração média para o ciclo da cultura foi de 5 mm dia^{-1} , um pouco abaixo da evapotranspiração potencial para a época do ano e o local, que é de 7 mm dia^{-1} (Reichardt et al., 1979).

Os coeficientes de curtose em sua maioria foram menores que zero, indicando uma distribuição platicúrtica ou proximidade entre os valores, o que não ocorre com os valores positivos de curtose, onde a distribuição foi mais dispersa. Observa-se que na medida em que o solo secou nos períodos P4 e P5 houve o aumento da distância entre os valores das médias e o aumento do CV, mas não ultrapassando 10 %. Segundo Cameron (1978), esse fato pode estar relacionado à possível heterogeneidade na distribuição do tamanho dos poros do solo.

Os dados da armazenagem da água no solo foram submetidos à identificação de valores discrepantes em que se verificou não ser necessária a exclusão de qualquer valor. O conteúdo de água armazenado no solo variou conforme a distribuição das chuvas (Quadro 2), pois notou-se que, inicialmente havia muita água armazenada no solo no P1 e esse montante reduziu-se a cada período, quando diminuíram as chuvas nos períodos seguintes (Figura 3).

Quadro 2. Resumo estatístico da armazenagem da água no solo, em mm, nos 13 períodos

Período	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	DP ⁽¹⁾	CV ⁽²⁾	Curtose	Assimetria	Quartil	
									Inferior	Superior
										%
P1	150,46	150,96	130,25	168,62	8,76	5,8	-0,284	-0,036	144,28	156,04
P2	130,99	131,36	112,53	147,82	8,21	6,3	-0,198	-0,068	125,16	135,85
P3	134,32	134,27	115,28	162,76	10,62	7,9	-0,117	0,227	126,50	141,94
P4	123,71	125,41	95,62	147,09	11,25	9,1	0,049	-0,423	116,71	130,21
P5	107,77	110,35	84,35	125,85	10,54	9,8	-0,769	-0,406	98,80	116,04
P6	151,13	151,66	123,26	172,57	9,48	6,2	1,359	-0,449	147,54	157,89
P7	155,31	156,33	135,82	171,65	8,64	5,6	-0,261	-0,354	150,29	161,98
P8	136,86	136,73	112,67	172,74	12,12	8,9	1,036	0,476	130,24	141,59
P9	123,13	124,60	101,17	145,14	10,17	8,3	-0,342	-0,146	115,37	129,03
P10	145,21	145,52	120,48	165,19	11,96	8,2	-0,871	-0,254	138,29	155,50
P11	133,17	133,39	110,25	156,28	10,69	8,0	-0,478	-0,218	126,08	142,04
P12	136,63	136,31	117,71	158,91	9,38	6,9	-0,175	0,139	130,57	143,16
P13	119,40	119,68	97,60	143,67	9,71	8,1	-0,107	-0,069	113,23	127,73

⁽¹⁾ DP: desvio-padrão; ⁽²⁾ CV: coeficiente de variação.

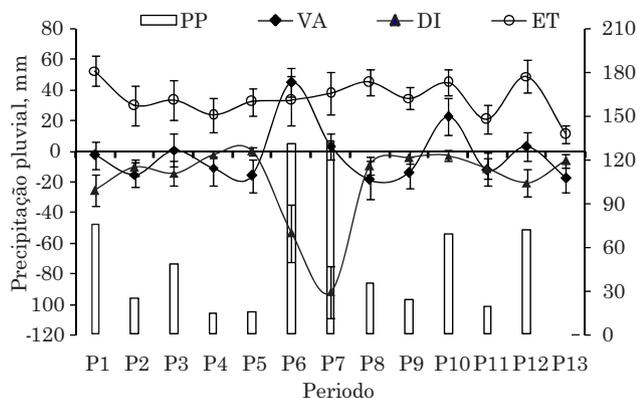


Figura 3. Valores médios da variação da armazenagem (VA), drenagem interna e ascensão capilar (DI) e evapotranspiração (ET) com os respectivos desvios-padrão e a precipitação pluvial (PP).

No período P5, o solo encontrava-se seco em razão da baixa precipitação ocorrida desde o período P4 e o constante aumento do consumo de água pela cultura e a evapotranspiração. Os coeficientes de variação foram considerados baixos (Warrick & Nielsen, 1980).

O desvio-padrão para a drenagem interna ou ascensão capilar seguiram a tendência também observada por Cruz et al. (2005) e Brito et al. (2009), havendo maior dispersão nos períodos que ocorreram maiores precipitações (P6 e P7), sendo os erros desse processo também propagados na estimativa da evapotranspiração (Quadro 3). Conforme esses autores, essa propagação de erros pode ser decorrente da variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas do solo e da relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo.

Análise de correlação de Spearman

Os coeficientes de correlação de Spearman para a evapotranspiração foram baixos ($< 0,40$) e não significativos a 5 %, com exceção da correlação entre os períodos P2 e P1 (86 %) e entre P11 e P8 (43 %), indicando não haver estabilidade temporal entre os períodos estudados, pois quanto mais próximo de 1 o seu valor, maior é a estabilidade (Quadro 4).

Os coeficientes de correlação de Spearman para a drenagem interna não se situaram próximos a 1, sendo em sua maioria não significativos a 5 % (Quadro 4). Nesse caso, a ocorrência de precipitações elevadas em alguns períodos coincidiu com menores coeficientes de correlação, sendo o mesmo verificado por Rocha et al. (2005). Gonçalves et al. (1999) mencionaram que esses coeficientes podem reduzir nos períodos de secagem e que a distribuição irregular das chuvas e a variabilidade do processo de redistribuição contribuem para os baixos coeficientes de correlação ($< 0,40$). As maiores correlações foram observadas nos períodos P13 com os períodos P8 e P9, em que as precipitações foram escassas e os coeficientes observados foram 62 e 66 %. A correlação $< 0,40$ entre os valores dos coeficientes, em geral, indicou não haver qualquer estabilidade temporal. O coeficiente de correlação de Spearman não pode ser utilizado diretamente para prever os pontos que representam a medida do grau de concordância entre duas listas de valores de posição (Vachaud et al., 1985). De maneira geral, os coeficientes de correlação apresentaram valores inferiores ao mínimo necessário para serem significativos a 5 %, sendo os períodos P6, P7, P10 e P12 os que evidenciaram os menores valores (Quadro 4).

A armazenagem da água no solo apresentou coeficientes de variação em sua maioria significativos

Quadro 3 Resumo estatístico do balanço hídrico para os 13 períodos estudados e seus respectivos desvios-padrão

Período	Precipitação	DI e AC	Δh	ET	ET diária
			mm		mm dia ⁻¹
P1	75,9	-25,49 ± 10,22	-2,26 ± 8,76	-52,67 ± 9,53	-7,52
P2	25,4	-10,31 ± 5,37	-15,07 ± 8,21	-30,16 ± 13,18	-3,77
P3	48,7	-14,19 ± 7,97	1,02 ± 10,62	-33,49 ± 12,67	-4,78
P4	14,8	-1,95 ± 1,80	-10,75 ± 11,25	-23,60 ± 11,06	-3,93
P5	15,9	0,56 ± 2,68	-15,89 ± 10,54	-32,35 ± 8,69	-4,04
P6	130,9	-52,96 ± 18,73	44,49 ± 9,48	-33,45 ± 16,21	-5,58
P7	132,9	-91,66 ± 17,10	3,19 ± 8,64	-38,05 ± 13,74	-4,23
P8	35,7	-9,09 ± 5,66	-18,55 ± 12,12	-45,16 ± 8,11	-7,53
P9	25,0	-3,84 ± 3,67	-13,73 ± 10,17	-34,89 ± 7,11	-4,98
P10	69,9	-2,52 ± 3,59	22,58 ± 11,96	-44,80 ± 8,49	-5,60
P11	25,0	-10,86 ± 6,73	-11,78 ± 10,69	-20,82 ± 9,40	-3,47
P12	72,5	-20,41 ± 8,62	2,86 ± 9,38	-49,23 ± 10,46	-7,03
P13	0,0	-5,93 ± 4,32	-17,23 ± 9,71	-11,30 ± 5,51	-1,61
Total	673,4	-248,5 ± 96,45	-	-449,97 ± 134,17	-

DI: drenagem interna; AC: ascensão capilar; Δh : variação da armazenagem; e ET: evapotranspiração.

Quadro 4. Coeficiente de correlação de Spearman entre os valores de evapotranspiração e de drenagem interna no solo nos 13 períodos. Valores acima de 0,40 foram significativos a $p < 0,05$

Período	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13
	Evapotranspiração												
P1	1,000	0,864	-0,251	-0,199	0,108	0,070	-0,144	0,351	0,262	-0,153	0,077	0,229	0,007
P2		1,000	-0,324	-0,139	0,231	0,051	-0,101	0,295	0,356	-0,168	0,093	0,137	0,048
P3			1,000	0,252	0,053	0,056	0,148	0,113	-0,159	0,212	0,337	0,003	0,190
P4				1,000	-0,396	-0,109	0,076	-0,284	0,251	0,195	-0,012	-0,194	0,244
P5					1,000	-0,112	-0,140	0,349	0,005	-0,032	0,161	0,112	0,095
P6						1,000	-0,051	0,025	-0,229	0,010	-0,138	-0,258	0,084
P7							1,000	-0,038	-0,001	0,074	0,114	-0,059	0,208
P8								1,000	0,085	-0,133	0,431	0,106	0,242
P9									1,000	-0,053	0,081	0,045	0,251
P10										1,000	0,104	-0,206	0,392
P11											1,000	0,057	0,273
P12												1,000	0,347
P13													1,000
	Drenagem interna												
P1	1,000	0,315	0,275	0,107	0,021	-0,157	0,196	0,373	0,229	0,129	0,020	0,252	0,363
P2		1,000	0,283	0,495	0,173	-0,103	0,036	0,414	0,432	0,213	0,274	0,213	0,503
P3			1,000	0,588	0,274	0,158	0,065	0,543	0,400	0,221	0,491	-0,095	0,266
P4				1,000	0,493	0,102	-0,092	0,480	0,497	0,179	0,310	0,001	0,370
P5					1,000	-0,033	-0,009	0,307	0,205	0,271	-0,088	-0,145	-0,028
P6						1,000	-0,198	0,007	-0,117	0,196	-0,050	-0,126	0,136
P7							1,000	-0,010	0,011	0,091	0,202	-0,209	0,029
P8								1,000	0,764	0,228	0,381	0,309	0,623
P9									1,000	0,507	0,451	0,139	0,665
P10										1,000	0,104	-0,206	0,392
P11											1,000	0,057	0,273
P12												1,000	0,347
P13													1,000

a 5 % (Quadro 5). Para esse parâmetro avaliado, percebeu-se que houve estabilidade temporal indicado pelos valores de coeficiente mais próximos a 1, com exceção do período P2, em que isso não foi observado. Os coeficientes de correlação de Spearman foram altos em praticamente todos os períodos, correspondendo à estabilidade temporal ($p < 0,05$) entre os períodos estudados.

Durante o período do experimento de campo, foram registradas três precipitações muito elevadas em torno de 100 mm cada, contabilizada na precipitação total dos períodos P6 e P7. Essas precipitações sobre o solo úmido podem ocasionar excessiva drenagem interna como verificado nos períodos P6 (50 mm) e P7 (90 mm) (Figura 3). Com os excessos dessas chuvas, os fluxos de água no solo podem resultar em drenagem interna preferencial em alguns locais em pontos isolados, resultando em fluxos extremos. Detomini et al. (2009) relataram esse problema em que as precipitações muito elevadas podem ocasionar drenagens excessivas em alguns locais, mesmo a área sendo plana. Gaiser et al. (2004) mencionaram que os fluxos de água no perfil de solos arenosos podem ser altos quando precipitações de elevadas intensidades ocorrem, em razão de esses solos possuírem baixa capacidade de retenção de água. As precipitações observadas durante o ciclo da cultura foram maiores que a média histórica (Figura 4) e superiores ao necessário para a cultura do milho, concentrando-se nos períodos P6 e P7.

Comportamento dos pontos amostrais na área estudada

Os desvios-padrão da drenagem interna apresentaram amplitude muito elevada (10 a 400), fato que pode ser atribuído a particularidades do solo em cada local, atribuídas anteriormente. Os pontos que representam os menores valores da drenagem

interna média da área estudada foram os pontos 60 e 22, identificados respectivamente pelas coordenadas UTM X150001,997 e Y250055,7404; X149972,9421 e Y250042,9376. As diferenças relativas percentuais médias dos pontos 60 e 22 foram de, respectivamente, -9,2 e -1,9 % e desvios-padrão de 21,8 e 41,5 %, respectivamente. Os valores extremos foram representados pelos pontos 24 e 46, que apresentaram média de 78,87 e 78,07 %, respectivamente, e desvios-padrão de 158 e 215 %, respectivamente (Figura 5a). As diferenças relativas médias e os respectivos desvios-padrão de medidas de armazenagem da água no solo se distribuem amplamente, revelando a ausência de qualquer tendência para a concentração de valores em qualquer direção (Figura 5b). Os pontos extremos da armazenagem da água foram o ponto 60, que apresentou variação de 13 % inferior à armazenagem média obtida no campo e desvio-padrão de 3,5%, e o ponto 57, que variou 14 % superior à armazenagem média obtida no campo com desvio-padrão de 5,1 % (Figura 5b). Os pontos amostrais 52 e 49, identificados respectivamente pelas coordenadas UTM X149975,99 e Y250068,2957; X149977,1175 e Y250053,38, foram os que representaram a média no campo com diferença relativa média, respectivamente, de -0,16 e 0,60 % e desvio-padrão de 3 e 1,58 %. Em futuras medições da armazenagem da água no solo para fins de irrigação, os tensiômetros devem ser instalados nos pontos 52 e 49.

A média da armazenagem e a da drenagem interna e os pontos amostrais que melhor representam a estabilidade temporal, calculados para cada período estudado, foram plotados na figura 6. A drenagem interna oscilou próximo da média quando o solo se encontrava mais seco e nos períodos P6 e P7; quando houve precipitações mais abundantes os valores da drenagem foram maiores. Para a armazenagem esse

Quadro 5. Coeficientes de correlação de Spearman entre os valores de armazenagem da água no solo nos 13 períodos. Valores acima de 0,50 foram considerados significativos a $p < 0,05$

Período	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13
P1	1,000	0,368	0,674	0,449	0,699	0,598	0,717	0,555	0,510	0,697	0,645	0,741	0,616
P2		1,000	0,547	0,513	0,674	0,573	0,612	0,505	0,690	0,586	0,561	0,584	0,589
P3			1,000	0,559	0,770	0,710	0,805	0,754	0,710	0,723	0,844	0,874	0,828
P4				1,000	0,627	0,536	0,604	0,391	0,680	0,672	0,645	0,628	0,648
P5					1,000	0,709	0,782	0,699	0,801	0,789	0,872	0,856	0,870
P6						1,000	0,768	0,639	0,575	0,633	0,760	0,825	0,705
P7							1,000	0,716	0,736	0,760	0,835	0,916	0,842
P8								1,000	0,709	0,664	0,788	0,806	0,762
P9									1,000	0,844	0,855	0,792	0,834
P10										1,000	0,847	0,788	0,773
P11											1,000	0,924	0,910
P12												1,000	0,922
P13													1,000

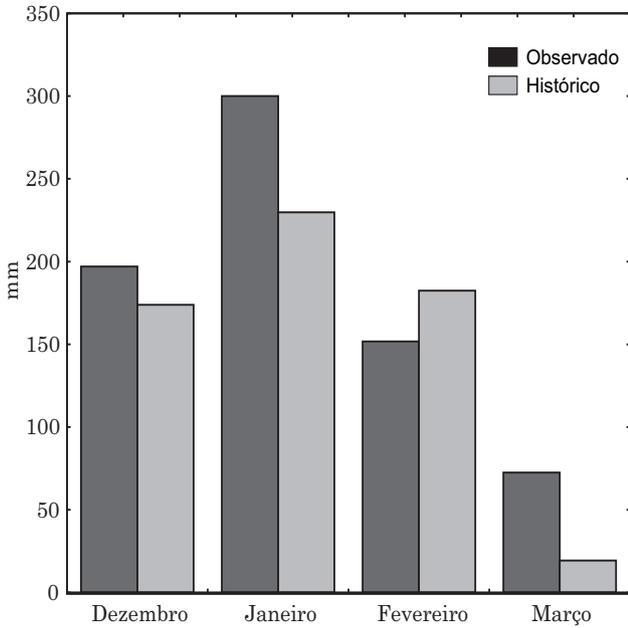


Figura 4. Precipitação pluvial histórica com base em 100 anos e precipitação pluvial observada durante o ciclo da cultura. No mês de março foi contabilizada apenas a média histórica para os 12 dias.

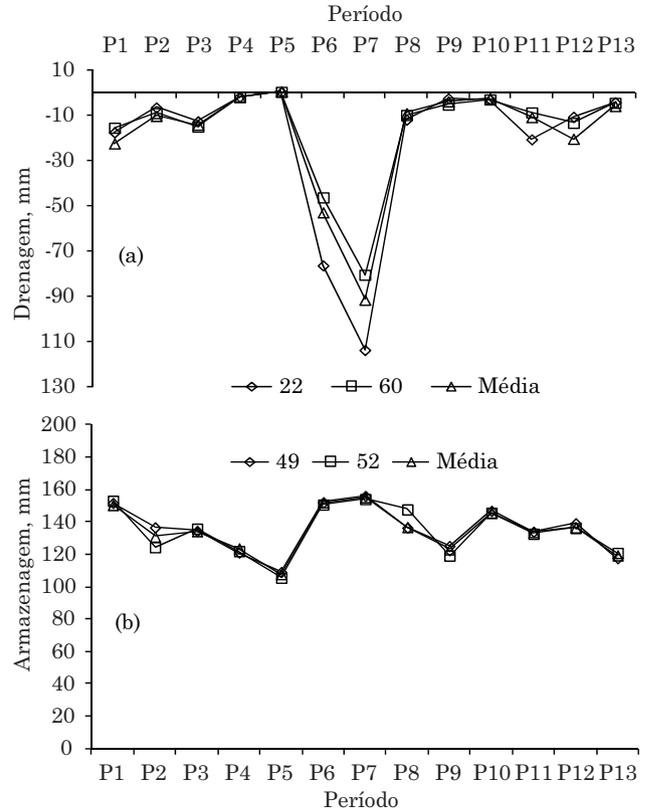


Figura 6. Distribuição do comportamento da drenagem interna (a) e da armazenagem (b) da água no solo nos pontos com estabilidade temporal durante os períodos estudados.

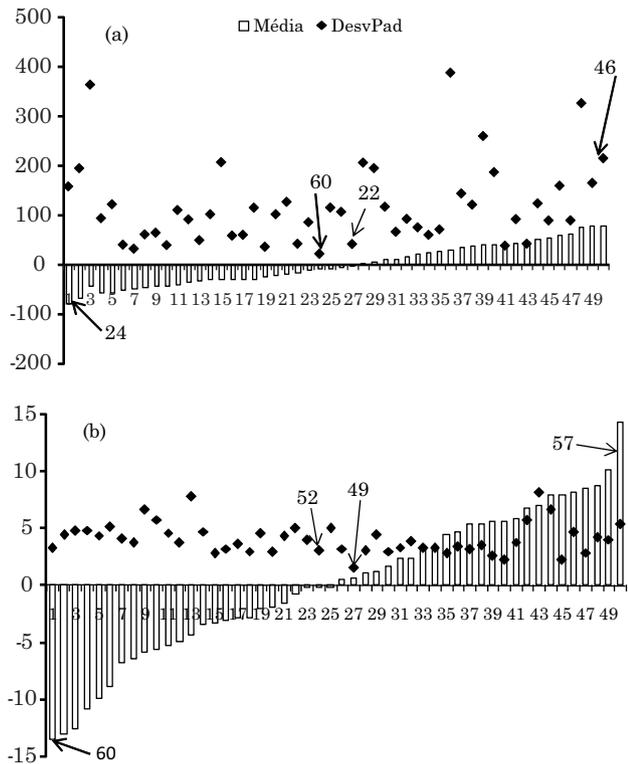


Figura 5. Diferença relativa percentual média no tempo para a drenagem interna (a) e armazenagem da água no solo (b) em cada ponto amostral a 0,8 m e respectivos desvios-padrão durante o ciclo da cultura.

comportamento não foi verificado, sendo as oscilações dos valores encontrados praticamente iguais à média. As possíveis oscilações dos valores encontrados para a drenagem interna podem estar relacionadas ao equipamento de medida, à textura e à porosidade do solo, que podem influenciar na variabilidade espacial da umidade do perfil do solo.

Os atributos do solo em cada local determinam a dinâmica do comportamento dos fluxos de drenagem e armazenagem da água no solo. Fatores como o crescimento de raízes, a reestruturação do solo por causa dos ciclos de umedecimento e secamento, a macro e a microfauna do solo, a mecanização e a própria ação humana ao instalar equipamentos e coletar os dados no campo são capazes de provocar algum tipo de alteração no padrão original da estabilidade temporal do solo.

CONCLUSÕES

1. O uso da estatística descritiva foi útil por evidenciar a mudança no comportamento dos dados após a retirada de valores discrepantes e extremos em alguns períodos.

2. A técnica da estabilidade temporal foi viável para avaliação do balanço hídrico no espaço e no tempo.

3. Os coeficientes de correlação de Spearman entre os períodos indicaram estabilidade temporal para a armazenagem da água, independentemente do teor de umidade do solo, mas não expressaram confiabilidade para a avaliação da drenagem interna e a evapotranspiração real da cultura.

4. A evapotranspiração oscilou ao longo dos períodos do ciclo da cultura, mantendo-se praticamente constante nos períodos P5 a P9, em que se observou maior desenvolvimento vegetativo das plantas.

LITERATURA CITADA

- BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L. & GHIBERTO, P.J. Water balance components in soils cropped to sugarcane, with and without nitrogen fertilization. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:295-303, 2009.
- BRITO, A.S. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2010. 143p. (Tese de Doutorado)
- CAMERON, D.R. Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on a small plot. *Soil Sci.*, 126:364-371, 1978.
- CINTRA, F.L.D.; LIBARDI, O.L. & SAAD, A.M. Balanço hídrico no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de Tabuleiro Costeiro. *R. Bras. Eng. Agric. Amb.*, 4:23-28, 2000.
- CRUZ, A.C.R.; LIBARDI, P.L.; CARVALHO, L.A. & ROCHA, G.C. Balanço de água no volume de solo explorado pelo sistema radicular de uma planta de citros. *R. Bras. Ci. Solo*, 29:1-10, 2005.
- DETOMINI, E.R.; MASSIGNAN, L.F.D.; LIBARDI, P.L. & DOURADO NETO, D. Consumo hídrico e coeficiente de cultura para o híbrido DKB 390. *Acta Sci. Agron.*, 31:455-452, 2009.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed. Rio de Janeiro, 2006. 306p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Cultivo do Milho. 4.ed. Sete Lagoas, Embrapa Milho e Sorgo, 2008. (Sistemas de Produção)
- GAISER, T.; BARROS, I.; LANGE, F.M. & WILLIAMS, J.R. Water use efficiency of a maize/cowpea intercrop on a highly acid tropical soil as affected liming and fertilizer application. *Plant Soil*, 263:165-171, 2004.
- GONÇALVES, A.C.A.; FOLLEGATI, M.V. & SILVA, A.P. Estabilidade temporal da distribuição espacial da umidade do solo em área irrigada por pivô central. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:155-164, 1999.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:3-7, 1980.
- LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O. & TUON, R.L. Gravimetric soil water content variability of a hydromorphic soil. *R. Bras. Ci. Solo*, 20:1-12, 1996.
- LIBARDI, P.L. Dinâmica da água no solo. São Paulo, EDUSP, 2005. 335p.
- NAGHETTINI, M. & PINTO, É.J.A. Hidrologia estatística. Belo Horizonte, CPRM, 2007. 552p.
- REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; SAUNDERS, L.C.U. & CADIMA, A.Z. Dinâmica da água em solo cultivado com milho. *R. Bras. Ci. Solo*, 3:1-5, 1979.
- REICHARDT, K. & TIMM, L.C. Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações. Barueri: Manole, 2004. 478p.
- ROCHA, G.C.; LIBARDI, P.L.; CARVALHO, L.A. & CRUZ, A.C.R. Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem de água em um solo cultivado com citros. *R. Bras. Ci. Solo*, 29:42-50, 2005.
- SALVADOR, M.M.S.; LIBARDI, P.L.; BRITO, A.S. & MOREIRA, N.B. Estabilidade temporal e variabilidade espacial da distribuição da armazenagem de água no solo numa sucessão feijão/aveia-preta. *R. Bras. Ci. Solo*, 36:1434-1447, 2012.
- SENTELHAS, P.C. & ANGELOCCI, L.R. Balanço hídrico climatológico normal e sequencial de cultura e para manejo da irrigação. Piracicaba, ESALQ/USP, 2009. (Aula nº 9. Disciplina LCE 306 - Meteorologia Agrícola)
- SOUZA, C.K. Relação solo-paisagem-erosão e variabilidade espacial de Latossolos em áreas sob cultivo de cana-de-açúcar no município de Jaboticabal (SP). Jaboticabal, Universidade Estadual Paulista, 2001. 186p. (Dissertação de Mestrado)
- SOUZA, E.R.; MONTENEGRO, A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G. & MATOS, J.A. Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil. *Agric. Water Manage.*, 99:26-32, 2011.
- VACHAUD, G.; PASSERAT DE SILANS, A.; BALABANIS, P. & VAUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49:822-827, 1985.
- VILLAGRA, M.M.; BACCHI, O.O.S.; TUON, R.L. & REICHARDT, K. Difficulties of estimating evapotranspiration from the water balance equation. *Agric. For. Meteorol.*, 72:317-325, 1995.
- WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. Spatial variability of physical properties of the soil. In: HILL, D., ed. Applications of soil physics. New York, Academic Press, 1980. p.319-344.
- WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Res. Res.*, 2:709-715, 1966.

- ZHANG, Y.; KENDY, E.; QIANG, Y.; CHANGMING, L.; YANJUN, S. & HONGYONG, S. Effect of soil water deficit on evapotranspiration, crop yield, and water use efficiency in the north China Plain. *Agric. Water Manage.*, 64:107-122, 2004.
- ZHOU, X.; LIN, H. & ZHU, Q. Temporal stability of soil moisture spatial variability at two scales and its implication for optimal field monitoring. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Disc.*, 4:1185-1214, 2007.