

**COMPORTAMENTO ESPACIAL E
TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO NUMA
BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA
MANTIQUEIRA, MINAS GERAIS**

LÉO FERNANDES ÁVILA

2008

LÉO FERNANDES ÁVILA

**COMPORTAMENTO ESPACIAL E TEMPORAL DA UMIDADE DO
SOLO NUMA BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA
MANTIQUEIRA, MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras
como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação
em Engenharia Agrícola, área de concentração Engenharia
de Água e Solo, para a obtenção do título de "Mestre".

Orientador
Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL
2008

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Ávila, Léo Fernandes.

Comportamento espacial e temporal da umidade do solo numa bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais / Léo Fernandes
Ávila. – Lavras : UFLA, 2008.

110 p. : il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Lavras, 2008.

Orientador: Carlos Rogério de Mello.

Bibliografia.

1. Geoestatística. 2. Umidade do solo. 3. Mapeamento. 4. Hidrologia. 5. Bacia Hidrográfica. 6. Balanço Hídrico. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 631.4355148

LÉO FERNANDES ÁVILA

**COMPORTAMENTO ESPACIAL E TEMPORAL DA UMIDADE
DO SOLO NUMA BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA
MANTIQUEIRA, MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras
como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação
em Engenharia Agrícola, área de concentração Engenharia
de Água e Solo, para a obtenção do título de "Mestre".

APROVADA em 1º de agosto de 2008

Pesq. Dr. Gilberto Coelho UFLA

Prof. Dr. João José Granate de Sá e Melo Marques UFLA

Prof. Dr. José Márcio de Mello UFLA

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello
UFLA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL

À MEMÓRIA DE:

José Augusto Ávila e

Alex Ávila de Souza,

OFEREÇO.

Aos meus pais,

José Fernandes de Ávila (in memoriam) e Cleri Maria Ávila

Aos irmãos,

Angélica Aparecida Ávila e Márcio Leandro Ávila.

Aos meus afilhados,

Victor Augusto Pereira Ávila e Pedro Ávila Barbosa Rodrigues

A toda família Ávila

DEDICO,

AGRADECIMENTOS

À DEUS, pela sabedoria e discernimento.

À Universidade Federal de Lavras e ao Departamento de Engenharia/Engenharia de Água e Solo.

À Fapemig, pela concessão da bolsa e apoio financeiro ao projeto CAG 1617/06 e à Cemig/ANEEL, pelos recursos disponibilizados por meio do Projeto P&D 076.

Ao Professor Carlos Rogério de Mello, por sua orientação fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores Antônio Marciano da Silva (DEG/UFLA), João José Granate de Sá e Melo Marques (DCS/UFLA), José Márcio de Mello (DCF/UFLA) e ao Pesquisador Gilberto Coelho (DEG/UFLA), pelas colaborações expressivas no desenvolvimento deste trabalho.

Enfim, a todos os colegas de pós-graduação do DEG/UFLA e professores e a todas as pessoas que, direta ou indiretamente, ajudaram-me para que este trabalho fosse realizado.

MUITO OBRIGADO!

SUMÁRIO

RESUMO GERAL	i
GENERAL ABSTRACT	ii
CAPÍTULO 1.....	1
1 INTRODUÇÃO GERAL.....	1
2 REFERENCIAL TEÓRICO	4
2.1 CICLO HIDROLÓGICO.....	4
2.2 VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO	6
2.3 MEDIÇÃO DA UMIDADE DO SOLO	12
2.4 FUNDAMENTOS DE GEOESTATÍSTICA	14
2.4.1 Estrutura de dependência espacial	16
3 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	22
CAPÍTULO 2: MODELAGEM DA CONTINUIDADE ESPACIAL DA UMIDADE DO SOLO EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA MANTIQUEIRA	34
RESUMO.....	34
ABSTRACT	35
1 INTRODUÇÃO	36
2 MATERIAL E MÉTODOS	38
2.1 CARACTERÍSTICAS BÁSICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO LAVRINHA E MONITORAMENTO DA UMIDADE DO SOLO	38
2.2 ESTATÍSTICA DESCRITIVA	41
2.3 ANÁLISE EXPLORATÓRIA DOS DADOS.....	41
2.4 ESTUDO VARIOGRÁFICO.....	42
2.5 ANÁLISE DOS MODELOS DE SEMIVARIOGRAMAS	45
2.6 ANÁLISE DA ANISOTROPIA	47
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	49
3.1 ANÁLISE ESTATÍSTICA E EXPLORATÓRIA DOS DADOS.....	49
3.2 AVALIAÇÃO DA CONTINUIDADE ESPACIAL	52
4 CONCLUSÕES	66
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	67
CAPÍTULO 3: MAPEAMENTO DA UMIDADE DO SOLO NUMA BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA MANTIQUEIRA, MINAS GERAIS	70
RESUMO.....	70
ABSTRACT	71
1 INTRODUÇÃO	72
2 MATERIAL E MÉTODOS	74
2.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO LAVRINHA	74
2.1.1 Características morfométricas e climáticas.....	74
2.1.2 Caracterização pedológica uso atual do solo da bacia hidrográfica.....	74
2.1.3 Atributos físicos-hídricos do solo	78

2.2 MONITORAMENTO CLIMÁTICO.....	79
2.3 ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO.....	80
2.4 MAPEAMENTO DA UMIDADE DO SOLO	80
2.5 COMPORTAMENTO DA UMIDADE DO SOLO EM DIFERENTES SITUAÇÕES DE SEU USO AO LONGO DO TEMPO.....	81
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	82
3.1 BALANÇO HÍDRICO DO SOLO NO PERÍODO DE ANÁLISE.....	82
3.2 MAPEAMENTO DA UMIDADE DO SOLO AO LONGO DO TEMPO	85
3.3 COMPORTAMENTO DA UMIDADE DO SOLO NAS DIFERENTES SITUAÇÕES DE SEU USO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO LAVRINHA.....	93
4 CONCLUSÕES	99
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
ANEXOS	104

RESUMO GERAL

ÁVILA, Léo Fernandes. **Comportamento espacial e temporal da umidade do solo numa bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.** 2008, 110p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola, Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.¹

A avaliação qualitativa e quantitativa do aproveitamento e da exploração dos recursos hídricos numa bacia hidrográfica tem grande importância no contexto ambiental. Dentre as variáveis relacionadas com a dinâmica da água, a umidade do solo tem se destacado pela influência em outras variáveis, como evapotranspiração e geração do escoamento superficial direto. O objetivo deste trabalho foi analisar o comportamento espacial e temporal da umidade do solo numa bacia hidrográfica de cabeceira, na serra da Mantiqueira, Minas Gerais. A umidade do solo foi monitorada no período de maio/07 a maio/08, na camada superficial (0 a 20 cm), com intervalos de leitura de, aproximadamente, 15 dias. Os modelos de semivariograma exponencial, esférico e gaussiano foram ajustados pelos métodos da máxima verossimilhança, mínimos quadrados ordinários e mínimos quadrados ponderados, testando sua aderência pelo grau de dependência espacial e validação cruzada. O mapeamento foi feito utilizando-se o interpolador geoestatístico (krigagem), aplicando-se os modelos de semivariogramas que apresentaram melhor ajuste ao semivariograma experimental. Para a análise do comportamento da umidade do solo em diferentes situações de seu uso, aplicou-se a krigagem por simulação (krigagem em bloco). Observou-se maior déficit hídrico no início da estação de primavera, notadamente na primeira quinzena do mês de outubro, com percentuais em torno de 21% (base volume). A época de maior umidade do solo na bacia foi no último decêndio do mês de dezembro, atingindo percentuais superiores a 40% de umidade do solo. Constatou-se forte influência da mata nativa (Floresta Atlântica) no processo de manutenção da umidade do solo, atenuando as variações de armazenamento de água e conferindo armazenamento hídrico mais eficaz neste ecossistema.

¹ Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador) e Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA (Co-orientador).

GENERAL ABSTRACT

ÁVILA, Léo Fernandes. **Spatial and temporal soil moisture behavior at a watershed of the Mantiqueira Range, Minas Gerais**. 2008. 110p. Dissertation (Master Science Program in Agricultural Engineering, Soil and Water Eng.) – Federal University of Lavras, Lavras.²

The qualitative and quantitative evaluation of the use and exploration of water resources at a watershed has been relevant on environmental context. The soil moisture consists of an important hydrological variable that determine the evapotranspiration and surface runoff production. This work aimed to analyze the spatial and temporal behavior of the soil moisture at a headwater watershed on Mantiqueira Range, Minas Gerais. The soil moisture was monitored between may/07 and may/08, in the surface layer (0-20 cm), each 15 days. Exponential, spherical and gaussian semi-variogram models were adjusted applying minimum weighted square, minimum ordinary square and maximum likelihood methodologies, testing the adherence based on spatial dependence degree and cross validation. The mapping was conducted on the basis of the best semi-variogram adjusted, using the ordinary kriging. To analyze of soil moisture, in each land-use at watershed, we used the simulation kriging (block kriging). It was observed greater water deficit on beginning of spring season, especially in the first October fortnight, with values around 21% (volume base). The season of the greates soil moisture on watershed was the last 10 days of December, with the values close to 40%. In addition, we could observe relevant influence of the native vegetation (Atlantic Forest) on maintenance of water storage in soil and better efficiency of soil moisture storage in this ecosystem.

² Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA and Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA.

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO GERAL

Para um desenvolvimento econômico e social adequado e sustentável, é necessária a estimativa da disponibilidade e da demanda de água no tempo e no espaço. Devido à escassez de informações hidrológicas em países em desenvolvimento, a avaliação qualitativa e quantitativa do aproveitamento e da exploração dos recursos hídricos numa bacia hidrográfica tem grande importância no contexto ambiental. Seu conhecimento permite inferir sobre as ocorrências de processos hidrológicos, possibilitando correlacioná-los com as diferentes variáveis relacionadas à quantidade e à qualidade de água, bem como sua dinâmica no espaço e no tempo.

Dentre as variáveis relacionadas com a dinâmica da água, a umidade do solo destaca-se pela influência em outras variáveis, notadamente evapotranspiração e geração de escoamento superficial e transporte de sedimentos. O monitoramento da umidade do solo é um dos fatores principais para o estudo da resposta da vegetação em condições de estresse-hídrico, bem como para estudos de infiltração, de drenagem, de condutividade hidráulica e de manejo de irrigação, entre outros.

Em condições de campo, a variação no espaço e no tempo da umidade do solo torna complexa a descrição analítica do fenômeno. Neste contexto, estimativas confiáveis da umidade do solo são requeridas para a utilização em modelos hidrológicos (Gardner et al., 2000; Mello, 2003; Gomes, 2008). Algumas características físicas do solo dependentes da umidade, como o potencial matricial e a condutividade hidráulica do solo não saturado, podem ser determinadas por modelos exponenciais, nos quais pequenas variações nos valores da umidade causarão expressivos efeitos nesses atributos. Dessa forma, são necessários o desenvolvimento e a aplicação de técnicas que permitam a

obtenção de valores que sejam confiáveis e representativos da realidade local. Das várias técnicas utilizadas para a determinação da umidade do solo, a reflectometria no domínio do tempo (*Time Domain Reflectometry*, TDR) vem despertando grande interesse, pois apresenta características desejáveis, como mensuração em tempo real e possibilidade de leituras automatizadas. Além disso, a possibilidade de amostragens no espaço de uma bacia hidrográfica ao longo do tempo será possível, *in situ*, por meio da técnica TDR.

Sabe-se que, mesmo em uma área de solo homogêneo, a medida de uma propriedade em alguns pontos pode revelar grandes variações de valores, uma vez que o solo é produto da ação de diversos fatores de formação e varia continuamente na superfície. Nesse sentido, o estudo da variabilidade espacial e temporal de uma variável de interesse pode ser feito por meio da técnica denominada geoestatística a qual, a partir de alguns pressupostos, analisa as correlações entre as observações no espaço, reduzindo parcela do erro aleatório relativa à posição das amostras (Issaks & Srivastava, 1989).

Considerando a importância da caracterização da variabilidade espaço-temporal das propriedades físicas do solo, objetivou-se, com este trabalho, estudar o comportamento espacial e temporal da umidade do solo, na sua camada superficial, em uma bacia hidrográfica de cabeceira, na região da serra da Mantiqueira, Minas Gerais, estruturando a análise na forma descrita na seqüência.

No primeiro capítulo são apresentadas revisões bibliográficas relacionadas à variabilidade da umidade do solo, às técnicas geoestatísticas, bem como aos métodos de determinação da umidade do solo. No capítulo 2, intitulado “Modelagem da continuidade espacial da umidade do solo numa bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira”, analisou-se a continuidade espacial da umidade do solo, por meio de diferentes modelos de semivariograma, ajustados

por metodologias matemáticas, testando sua aderência pelo grau de dependência espacial e validação cruzada.

No capítulo 3, “Mapeamento da umidade do solo numa bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais”, fez-se o estudo da distribuição espacial da umidade do solo, no período de maio/07 a maio/08, analisando-se seu comportamento temporal em diferentes situações de uso do solo. O mapeamento foi feito utilizando-se o interpolador geoestatístico (krigagem), com base nos modelos de semivariograma que apresentaram melhor ajuste ao semivariograma experimental, após estudo prévio sobre modelagem da continuidade espacial, obtida no capítulo 2. Para a análise da umidade do solo, ao longo do tempo, em cada unidade de seu uso, foi aplicada a krigagem em bloco, por meio da krigagem por simulação, em cada subárea.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Ciclo hidrológico

Os processos que controlam a distribuição e o movimento de água em diferentes situações (solo, atmosfera e rios) são compreendidos como ciclo hidrológico. O ciclo hidrológico é o conceito central da hidrologia. É considerado de fundamental importância para o entendimento da ocorrência de todos os fenômenos relacionados à água, em todos seus estados e na sua distribuição, tais como precipitação, interceptação, escoamento superficial, escoamento subterrâneo, transpiração e evaporação.

O ciclo hidrológico é uma sucessão de vários processos na natureza, pelo qual a água inicia o seu caminho, indo de um estágio inicial até retornar à sua posição primitiva. Seu início ocorre com a água existente na atmosfera, resultado da evaporação de superfícies livres (oceanos, rios, lagos e o solo), transportada pelas massas de ar em movimento, tendo a energia solar como força propulsora deste ciclo, sob determinadas condições climáticas (umidade e temperatura), o que favorece a condensação, formando nuvens que podem provocar precipitações. A precipitação que cai na superfície do solo se dispersa em várias formas; a maior parte é retida temporariamente no solo, retornando, finalmente, à atmosfera por evaporação e transpiração das plantas. Parte da água escoam superficialmente até os leitos dos rios e outra parte penetra no solo, para constituir o armazenamento subterrâneo. Devido à ação da força gravitacional, tanto as águas superficiais como as subterrâneas descem até cotas mais baixas, podem, eventualmente, atingir o oceano e, posteriormente, evaporar. Entretanto, grandes quantidades de águas superficiais e subterrâneas retornam à atmosfera por evaporação e transpiração, antes de chegar aos oceanos, fechando, assim, o ciclo hidrológico.

O conhecimento das fases do ciclo hidrológico é de extrema importância. Ele permite explicar os componentes básicos do sistema hidrológico, tornando possível a interferência do homem com o objetivo de preservar, de forma racional, os recursos naturais, por meio de práticas conservacionistas, como dimensionamento de terraços, manutenção e ou implementação da cobertura vegetal e manejo adequado do solo. Daí resulta a redução das vazões máximas (enchentes) e o aumento as mínimas, pela maior presença do escoamento base, reduzindo assim os impactos ocasionados pelo uso inadequado do solo.

O ciclo hidrológico também pode ser tratado e analisado em termos de um balanço hídrico, o qual abrange a caracterização dos componentes de um sistema, no intuito de quantificar as entradas e as saídas de água no interior de uma região hidrológica, considerando as variações efetivas de acumulação. As variáveis correspondentes às possíveis entradas de água no sistema são a precipitação, o orvalho, a drenagem lateral e a ascensão capilar. Do mesmo modo, as possíveis variáveis responsáveis pela saída de água incluem a evapotranspiração, o escoamento superficial, a drenagem lateral e a drenagem profunda (Pereira, 1997).

Segundo Silveira (2004), para uma bacia hidrográfica, considerando uma análise macro, o balanço hídrico pode ser realizado por meio da análise de algumas variáveis, determinando seus valores médios em longos períodos. Assim, os elementos que caracterizam o funcionamento hidrológico simplificado de uma bacia são a precipitação, a umidade do solo, a evaporação e a vazão. Pellegrino et al. (2001) ressaltam que a definição desses elementos compõe o ciclo hidrológico e suas variações no tempo e no espaço são de fundamental importância para caracterizar e entender os aspectos básicos de funcionamento de uma bacia hidrográfica, possibilitando o gerenciamento sustentável dos recursos hídricos.

Assim, para uma correta avaliação da disponibilidade dos recursos hídricos de uma região e a sua variabilidade espacial e temporal, os balanços hídricos da bacia, como nível regional, constituem valiosos instrumentos, tanto do ponto de vista teórico como prático (Unesco, 1982).

Para Fill et al. (2005), o conhecimento do balanço hídrico permite a avaliação da variação no tempo da quantidade de água armazenada e dos respectivos fluxos, permitindo conclusões de extrema importância em relação ao regime hidrológico e das possibilidades de utilização dos recursos hídricos. Ainda, consolida a possibilidade de modelagem dos diversos processos hidrológicos presentes na transformação chuva-vazão.

Neste contexto, verifica-se que o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica constitui instrumento fundamental para o correto gerenciamento e avaliação da disponibilidade dos recursos hídricos de uma região, sendo a umidade do solo fundamental neste processo natural.

2.2 Variabilidade espaço-temporal da umidade do solo

O conhecimento do teor de água no solo é de fundamental importância no controle dos processos hidrológicos, especialmente na geração do escoamento superficial, evaporação do solo e na transpiração das plantas (Hebrard et al., 2006). Seu conhecimento possibilita a avaliação da resposta hidrológica de uma determinada bacia hidrográfica e a quantificação do potencial hídrico de uma região (Brocca et al., 2007).

Segundo Jawson & Niemann (2006), a umidade do solo influencia diretamente a ocorrência de precipitação efetiva na recarga do lençol freático e na taxa de evapotranspiração. Ela desempenha papel importante, tanto em períodos de estiagem quanto na ocorrência de precipitação efetiva (Findell & Eltahir, 1997), podendo ser aplicada para dimensionamento de projetos agrícolas, práticas de manejo do solo e planejamento de sistemas de irrigação,

dentre outras (Jawson & Niemann, 2006). Timbal et al. (2002) demonstraram a importância da variabilidade da umidade de solo na previsão de precipitações máximas relacionadas a outras variáveis climáticas. Nesse mesmo sentido, Cassardo et al. (2002) demonstraram a importância da umidade na previsão de cheias, em pequena escala de tempo no momento de inundação.

Existem diversas variáveis físicas relacionadas à variabilidade espacial do teor de água na camada superficial do solo (Libardi et al., 1996), sendo a mesma influenciada principalmente pela variação da topografia, pelas propriedades do solo e pelo índice médio de umidade (Famiglietti et al., 1998). Conforme Robock et al. (2000), a umidade do solo varia significativamente em relação à posição geográfica, à época e à profundidade do solo. Grayson et al. (1997) e Gomez-Plaza et al. (2001) ressaltam que o teor de água no solo varia em função dos fatores controladores da variabilidade espacial.

Nesse sentido, Grayson et al. (1997) demonstraram a distribuição da umidade do solo, em duas regiões, controlada por diferentes fatores em função da magnitude da umidade. Assim sendo, quando a precipitação excede simultaneamente a evapotranspiração, o padrão espacial da umidade na superfície do solo é controlado, geralmente, pelas características topográficas da bacia hidrográfica (Nyberg, 1996; Crave & Gascuel-Odoux, 1997; Famiglietti et al., 1998; Moore et al., 1998). Neste caso, regiões de menores altitudes apresentam maior teor de água do que as áreas com altitudes elevadas. Por outro lado, quando a evapotranspiração excede continuamente a precipitação, o padrão espacial é controlado principalmente pela evapotranspiração, pela infiltração e pelo escoamento superficial. O padrão espacial da umidade, neste caso, é fortemente variável e heterogêneo, dependendo da variabilidade espacial dos componentes que influenciam no fluxo de água no solo (Hebrard et al., 2006).

Diversos estudos demonstraram que os fatores responsáveis pela variabilidade espacial estão associados à declividade (Moore et al., 1998;

Gomez-Plaza et al., 2001; Qiu et al., 2001), que influencia diretamente a drenagem, a infiltração e o escoamento superficial; à orientação geográfica da vertente (Famiglietti et al., 1998; Moore et al., 1998), que influencia a insolação do solo e, conseqüentemente, a evaporação; à cobertura vegetal, textura e estrutura do solo e o teor de matéria orgânica, que modifica as propriedades hídricas do solo (Reynolds, 1970; Henninger et al., 1976; Canton et al., 2004); ao estágio de desenvolvimento da cultura e ao tipo de vegetação existente, que controlam a evapotranspiração (Hawley et al., 1983; Mohanty et al., 2000; Qiu et al., 2001).

Alguns estudos sobre variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas do solo de parcelas agrícolas ou de vertentes de bacias hidrográficas (Carvallo et al., 1976; Sharma & Luxmoore, 1979) indicaram que os solos, mesmo de aparência homogênea, apresentam considerável variabilidade espacial de suas propriedades físicas. Qiu et al. (2001), estudando o comportamento da umidade do solo numa bacia de 3,5 km², constituída de solo heterogêneo, observaram que o solo influencia significativamente as variações da umidade. Mais recentemente, Williams et al. (2003), comparando a umidade do solo em seis regiões, adotando diferentes técnicas de manejo do solo, concluíram que algumas diferenças detectadas na umidade do solo entre as técnicas utilizadas não podem ser sugeridas como fator responsável pela variabilidade espacial da umidade. No caso de áreas cultivadas, os fatores responsáveis pela variabilidade espacial da umidade podem alterar no espaço e no tempo, em função do manejo e do uso do solo empregado, uma vez que alteram a trajetória da água dentro da bacia, modificando, desse modo, seu comportamento hidrológico (Gallart et al., 1994; Bierkens et al., 1999; Moussa et al., 2002; Carluer & Marsily, 2004).

Diversos estudos objetivaram caracterizar a variabilidade espacial da umidade do solo (Crave & Gascuel-Odoux, 1997; Grayson & Western, 1998;

Famiglietti et al., 1999), os quais foram realizados em diferentes escalas espaciais e temporais, em diversas condições hidrológicas e climáticas (Hupet & Vanclooster, 2002). Modelos de padrões espaciais da umidade do solo na simulação do escoamento superficial têm sido estudados há 40 anos (Betson, 1964; Hewlett & Hibbert, 1967; Dunne & Black, 1970a,b), nos quais a geração do escoamento superficial foi correlacionada com a umidade do solo (Ceballos & Schnabel, 1998; Mello, 2003; Meyles et al., 2003) e concluindo que os modelos hidrológicos distribuídos apresentaram-se sensíveis em relação ao escoamento superficial simulado com a estimativa da umidade do solo (Merz & Plate, 1997; Bronstert & Bardossy, 1999; Castillo et al., 2003).

Muitos estudos demonstraram que as variações das propriedades hidráulicas do solo não são independentes espacialmente (Warrick & Nielsen, 1980; Saddiq et al., 1985; Yeh et al., 1986; Hendrickx et al., 1990; Mapa & Kumaragamage, 1996; Wendroth et al., 1999; Sobieraj et al., 2002; Tominaga et al., 2002), os quais indicaram que, em média, amostras mais próximas são mais semelhantes do que aquelas mais distantes. A identificação da relação de dependência espacial depende da distância entre os locais (Sobieraj et al., 2002), podendo mudar ao longo do tempo (Wendroth et al., 1999). Do mesmo modo que na dependência espacial, a variabilidade das propriedades do solo pode também ser temporalmente dependente. Tanto a dependência espacial quanto a temporal das propriedades do solo tem sido estudada, entretanto, sem analisar sua combinação (Comegna & Vitale, 1993; Wendroth et al., 1999).

Estudos sobre essa combinação das propriedades do solo são ainda escassos (Snepvangers et al., 2003). Esta questão tem sido utilizada com sucesso em diferentes áreas (Stein et al., 1998; Iaco et al., 2005), constituindo um valioso quadro estatístico de análise de dados, no domínio do espaço e do tempo, simultaneamente (Kyriakidis & Journel, 1999).

Inúmeros trabalhos têm sido publicados sobre a variabilidade espacial das propriedades do solo, contudo, pouca informação se tem sobre a sua variabilidade temporal. Após publicação do artigo de Vachaud et al. (1985), tem aumentado o interesse pela análise da dinâmica temporal da umidade do solo (Martinez-Fernández & Ceballos, 2003). Vachaud et al. (1985), procurando representar adequadamente a umidade do solo, com reduzido esforço amostral, propuseram duas técnicas. A primeira, denominada de diferença relativa, faz uma análise dos desvios entre os valores observados individualmente e a média deles, medidos espacialmente. Segundo os autores, igualdades ou pequenas variações da diferença relativa entre posições ao longo do tempo indicam estabilidade temporal. A segunda técnica é o teste não paramétrico de Spearman, que é utilizado como uma ferramenta estatística para indicar o grau de concordância da variabilidade espacial obtida em diferentes tempos. Assim, aqueles autores realizaram um estudo de estabilidade temporal dos valores de armazenamento de água, calculados a partir de medidas de umidade do solo, em pontos distribuídos espacialmente. Kachanoski & Jong (1988) refinaram o conceito de estabilidade temporal definido por Vachaud et al. (1985), considerando dependência espacial entre as medidas e concluindo que o armazenamento de água em um dado local resulta da ocorrência de um conjunto de processos hidrológicos que operam em diferentes escalas espaciais.

Os mesmos autores examinaram a persistência temporal do armazenamento de água no solo (0 a 1,7 m), medidas a cada 10 m ao longo de uma transeção de 720 m, em períodos de recarga e secagem, concluindo que a estabilidade temporal é dependente da escala espacial, durante o período de recarga de água no solo. Todavia, torna-se independente da escala espacial no período de secagem, comprovando que o armazenamento é resultante de vários processos hidrológicos.

Mais recentemente, Silva et al. (2001), aplicando as modificações propostas por Kachanoski & Jong (1988) ao método de Vachaud et al. (1985) e análises de regressão múltipla, com o objetivo de identificar fatores com forte influência no padrão espacial da umidade do solo, determinaram o conteúdo de água na profundidade de 0 a 0,20 m, ao longo de três anos agrícolas, comparando dois sistemas de cultivo do solo (convencional e mínimo). Eles concluíram que o padrão espacial do conteúdo de água durante os eventos de umedecimento e secagem foi temporalmente estável, indicando que o conteúdo de água, determinado em todas as datas de medida, foi positivamente correlacionado com o teor de argila e carbono orgânico.

Gonçalves et al. (1999), trabalhando em um Argissolo Vermelho sob irrigação por pivô central, avaliaram a umidade em uma transeção radial, nas profundidades de 0,15 a 0,30 m, por meio de uma sonda de nêutrons, constatando-se a persistência no tempo das distribuições de umidade, sendo possível identificar pontos de amostragem cujos valores permitem estimar a média geral da umidade na área, a qualquer momento. A avaliação da dependência espacial foi feita por meio de semivariogramas, os quais demonstraram haver estrutura espacial bem definida para ambas as profundidades, embora diferindo entre elas.

Martinez-Fernandez & Ceballos (2003) analisaram a estabilidade temporal da umidade do solo em uma área de 1285 km², numa malha de 23 estações de coleta de umidade do solo, distribuídas seguindo critérios fisiográficos e pedológicos, pelo período de 36 meses. Os autores observaram que, para condições mais secas, a estabilidade temporal foi muito maior para todas as profundidades estudadas (0,05, 0,25, 0,50, e 1 m), independente do período. Os autores observaram este comportamento também no caso de reumedecimento do solo, sendo este o período mais crítico em relação à estabilidade temporal.

Normalmente, os estudos têm se limitado a análises de estabilidade temporal em períodos de tempo entre 3 e 6 meses. Poucos trabalhos, entre os quais os de Grayson & Western (1998) e Gómez-Plaza et al. (2001), foram realizados com o objetivo de analisar períodos maiores que um ano. Dessa forma, há a necessidade de se conhecer a dinâmica temporal das propriedades hídricas do solo em períodos de tempo e em áreas maiores, como um ano hidrológico e uma bacia hidrográfica, respectivamente.

Diante do enunciado, nota-se a necessidade de compreender os padrões espaciais da umidade do solo e de sua evolução temporal, no intuito de prever adequadamente o comportamento da mesma, uma vez que são inúmeras variáveis físicas a ela relacionadas.

2.3 Medição da umidade do solo

Os métodos para a determinação do teor de água no solo podem ser divididos em métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos ou gravimétricos são trabalhosos, demandam certo tempo entre a coleta da amostra e a obtenção dos resultados, além de serem não automatizáveis. Os métodos indiretos são aqueles que possibilitam determinar a quantidade de água presente no solo, utilizando-se medidas de características relacionadas a este fator, como a condutância dielétrica do solo.

Dentre os métodos indiretos, a reflectometria no domínio do tempo, ou reflectometria microondas (TDR), vem se destacando, principalmente devido à possibilidade de leitura em tempo real e automação (Cichota, 2003), além de permitir a multiplexação (Baker & Allmaras, 1990; Herkelrath et al., 1991) e, dessa forma, o monitoramento contínuo da água no solo, tanto no espaço quanto no tempo (Topp et al., 1980). Uma característica importante que estimula o uso desta técnica é o pequeno grau de perturbação do solo em sua instalação (Cichota, 2003).

A técnica TDR baseia-se na relação existente entre a umidade e a constante dielétrica do solo, em que a estimativa da constante dielétrica é dada em função da velocidade de propagação de um pulso eletromagnético emitido por um gerador de pulsos, em hastes paralelas ou não, as quais servem como guia de ondas (Pereira et al., 2006). O fato de a constante dielétrica da água ser consideravelmente maior do que a do ar e a dos constituintes minerais do solo (Tabela 1) possibilita a estimativa da umidade volumétrica em função de sua constante dielétrica (Zegelin et al., 1992). Uma descrição mais detalhada desse princípio de funcionamento está apresentada no trabalho de Or & Wraith (1997) e no de Soilmoisture Equipment Corp (1990).

TABELA 1 Constante dielétrica de alguns constituintes do solo.

Material	Constante dielétrica
Ar	1
Água (20°C)	80
Gelo (-3°C)	3
Basalto	12
Granito	7 - 9
Silte seco	3,5
Areia seca	2,5

Fonte: Curtis & Defendorf (1929)

Embora o equipamento possua uma curva de calibração fornecida pelo fabricante, ele necessita de ajuste para um melhor desempenho. O desempenho e a aplicabilidade das equações recomendadas pelo fabricante e descritas na literatura vêm sendo avaliados em condições tropicais (Pessoa et al., 2000; Souza et al., 2000; Coelho et al., 2001; Tommaselli & Bachi, 2001). Estudos demonstraram que o equipamento tem sido útil para o monitoramento da umidade (Souza et al., 2000; Tommaselli & Bachi, 2001) ou do potencial da água no perfil do solo (Pessoa et al., 2000). Contudo, as equações recomendadas

não são adequadas para alguns solos do Brasil, sendo necessárias calibrações locais e, mesmo, individuais, para cada tipo de solo (Coelho et al., 2001; Tommaselli & Bachi, 2001).

Topp et al. (1980) apresentaram uma relação entre umidade e constante dielétrica aparente do solo, que poderia ser utilizada para uma ampla diversidade de solos, sendo praticamente independente do teor de sais, da textura e da densidade do mesmo. Entretanto, Silva (1998) e Cichota & Lier (2002) afirmam ser fundamental a execução de um procedimento de verificação e ajuste da relação proposta por Topp et al. (1980) para condições locais do solo, a fim de se obter confiabilidade nos resultados. Cichota (2003) cita alguns estudos sobre o comportamento da constante dielétrica aparente do solo e sua relação com a quantidade de água.

Várias possibilidades do uso desta técnica vêm sendo estudadas, como tipos de sondas ou hastes, cabos e outros componentes do equipamento, assim como métodos para automatização (Huisman et al., 2001).

De acordo com Valero (2006), entre os métodos não destrutivos que costumam ser empregados para determinar a umidade do solo (sonda de nêutrons, resistividade elétrica, blocos de gesso, etc.), a reflectometria no domínio do tempo (TDR) está sendo considerada, atualmente, como a mais adequada. O mesmo autor observou bom desempenho do uso dessa técnica na estimativa da umidade e da condutividade elétrica, sem alterações no meio amostrado. Conforme Cichota (2003), existe uma tendência de utilização do TDR para medidas precisas da umidade e da concentração da solução do solo em laboratório e em campo.

2.4 Fundamentos de geoestatística

A geoestatística é um braço da estatística espacial que considera a localização geográfica e a correlação espacial entre os valores amostrados. É

uma técnica que envolve um conjunto de procedimentos de análise e inferência dos fenômenos espaciais. Esses procedimentos utilizam um modelo de autocorrelação espacial (dependência espacial), visando representar a variabilidade de um atributo considerado numa superfície contínua. Portanto, são procedimentos que podem ser aplicados a vários fenômenos, como física e química do solo, climatologia, geologia, dentre outros.

A estrutura das técnicas geoestatísticas está fundamentada na Teoria das Variáveis Regionalizadas, desenvolvida por Matheron (1971). Este autor definiu variável regionalizada como uma função espacial numérica que varia de um local para outro, com uma continuidade aparente e cuja variação não pode ser representada por uma função matemática simples.

A teoria geoestatística associa o conceito de variável regionalizada aos procedimentos estocásticos por meio do conceito de função aleatória. Neste caso, os valores observados a cada ponto no espaço, em uma determinada região, são compreendidos como uma variável aleatória. O conjunto de variáveis aleatórias é definido como uma função aleatória caracterizada por sua função de autocorrelação. Assim, a análise da dependência estocástica que infere no modelo da estrutura de dependência espacial tem relevância na utilização de procedimentos geoestatísticos. Essa análise é denominada de análise estrutural ou modelagem de semivariogramas, considerada etapa fundamental em geoestatística, que antecede as inferências em locais não amostrados, realizadas pela krigagem.

Além da modelagem de semivariogramas, existem outros procedimentos que antecedem a krigagem, como a análise exploratória dos dados, a qual evidencia as principais características dos dados observados que possam interferir no procedimento inferencial da estrutura de autocorrelação espacial, como a presença de dados discrepantes (*outliers*) e agrupamentos de dados no espaço (*clusters espaciais*).

2.4.1 Estrutura de dependência espacial

No contexto espacial, a krigagem é um método de inferência utilizado para estimar o valor de uma variável de interesse em um local não amostrado, a partir de dados obtidos em pontos adjacentes (Whackernagel, 1998).

O termo krigagem está relacionado ao nome de Daniel G. Krige, o pioneiro na introdução do uso de médias móveis para evitar a superestimação sistemática de reservas de mineração (Delfiner & Delhomme, 1975). Inicialmente, o método de krigagem foi desenvolvido para solucionar problemas de mapeamentos geológicos, mas seu uso expandiu-se com sucesso no mapeamento pedológico (Burgess & Webster, 1980; Junqueira Junior et al., 2008), hidrológico (Kitanidis & Vomvoris, 1983; Mello et al., 2008), atmosférico (Lajaunie, 1984) e outros campos correlacionados.

Dentre os principais tipos de krigagem, podem-se citar: simples, ordinária, universal, blocos, fatorial e indicatriz, entre outros. A utilização da krigagem em bloco, a qual fornece um valor médio para cada região (Isaaks & Srivastava, 1989), produz estimativa idêntica a aquela resultante da média dos valores produzidos pela krigagem ordinária. Segundo Trangmar et al. (1985), a krigagem em blocos se baseia na mesma equação do estimador da krigagem pontual, mudando apenas a forma de se determinar os pesos, ou seja, no lugar da semivariância entre pontos amostrais e ponto estimado, usa-se a semivariância média entre pontos amostrais e todos os pontos dentro do bloco.

Mello (2004), buscando uma alternativa para a obtenção de informação volumétrica de madeira por talhão, destaca que seria necessário utilizar um método que fosse capaz de estimar o volume por talhão, por meio das parcelas permanentes, considerando a estrutura de continuidade espacial. Nessa situação, o autor destaca uma das aplicabilidades da krigagem de bloco.

Diferente de outros métodos, a krigagem requer que hipóteses de estacionariedade sejam assumidas para que a estrutura de covariância espacial

possa ser inferida, uma vez que em cada ponto observado existe uma única observação (Burrough, 1987).

A estacionaridade de primeira ordem admite que todas as variáveis aleatórias $Z(x_i)$, $i=1, \dots, N$ possuem a mesma média para todos os locais, em toda a região de estudo (Tragmar et al., 1985). Esta hipótese é expressa por:

$$E[Z(x_1)] = E[Z(x_2)] = \dots = E[Z(x_i)] = E[Z(x)] = m \quad (1)$$

A estacionariedade de segunda ordem, além de atender à hipótese da primeira ordem, considera que a média ou a tendência seja constante numa determinada área e a covariância existe e depende somente da função do vetor h (Journel & Huijbregts, 1978; Vieira et al., 1983; Tragmar et al., 1985; Gonçalves, 1997), ou seja:

$$E[Z(x)] = m(x) = \mu \quad (2)$$

$$\text{Cov}[Z(x), Z(x+h)] = C(h) \quad (3)$$

Na natureza existem numerosos fenômenos que apresentam dispersão ilimitada e, neste caso, a estacionaridade de segunda ordem é restritiva, pois tais fenômenos não podem ser descritos de forma correta, se lhes for atribuída uma variância finita (Samper & Ramirez, 1990). Assim, para tornar os modelos de inferências mais abrangentes, uma estacionaridade mais fraca que a anterior é definida, denominada de hipótese intrínseca.

A hipótese intrínseca não é mais definida por meio das distribuições das variáveis aleatórias e sim pelas diferenças entre elas, também chamada de estacionaridade fraca ou dos incrementos (Ribeiro Júnior, 1995). A estacionaridade intrínseca estabelece que os incrementos $Z(x) - Z(x+h)$ têm esperança zero e variância mínima, sendo expressa pelas seguintes condições:

$$E[Z(x) - Z(x + h)]^2 = 0 \quad (4)$$

$$\text{Var}[Z(x) - Z(x + h)] \quad (5)$$

A função $2\gamma(h)$ é a que modela o semivariograma e pode ser definida como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[Z(x) - Z(x + h)]^2 \quad (6)$$

Se as condições especificadas pela hipótese de estacionariedade são contempladas, então, o semivariograma pode ser estimado a partir do dado amostral:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^n [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (7)$$

em que $N(h)$ é o número de pares de pontos amostrados separados pela distância h .

O gráfico $\gamma(h)$ versus h é conhecido como semivariograma experimental, o qual pode ser obtido a partir da equação 7. Seu padrão representa o que, intuitivamente, se espera dos dados de campo, isto é, que as diferenças $\{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}$ decresçam à medida que h diminui. Assim, é esperado que observações mais próximas geograficamente tenham um comportamento mais semelhante entre si do que aquelas separadas por maiores distâncias (Isaaks & Srivastava, 1989).

Um modelo de semivariograma teórico ideal, com seus parâmetros, pode ser visto na Figura 1.

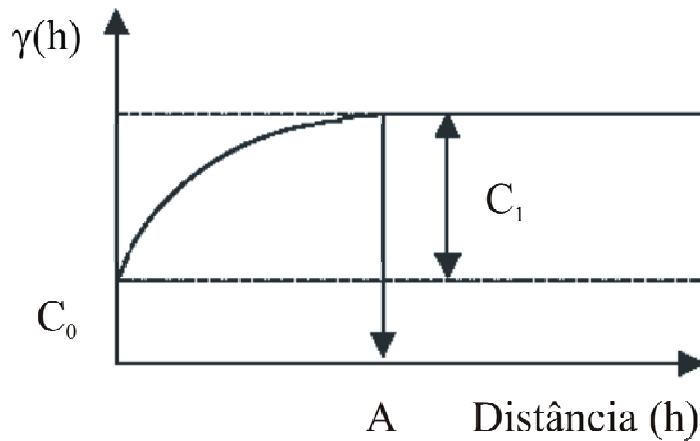


FIGURA 1 Semivariograma teórico com os parâmetros a serem estimados no processo de sua modelagem.

Os parâmetros do semivariograma teórico são:

- . alcance (A): relacionado ao conceito da zona de influência ou de dependência espacial de uma amostra, indicando a distância a partir da qual as amostras se tornam independentes (Guerra, 1988);

- . contribuição (C_1): variância explicada pela componente espacial;

- . patamar (C_0+C_1): é a variação total do fenômeno avaliado, ou seja, ponto onde toda a amostra sofre influência aleatória;

- . efeito pepita (C_0): é um parâmetro importante do semivariograma que reflete o erro analítico, indicando uma variabilidade não explicada (ao acaso) de um ponto para o outro, que pode ser devido a erros de medição (Isaaks & Srivastava, 1989) ou a microvariação não detectada em função da distância de amostragem utilizada.

O semivariograma experimental fornece valores experimentais do semivariograma para um número finito de distâncias em diferentes direções. Ele pode assumir formas diferentes em função do conjunto de dados e das distâncias entre amostras. Normalmente, começa com um valor baixo (C_0) e cresce à

medida que aumentam as distâncias entre pares de pontos das amostras, até uma distância limite (alcance), a qual determina o limite em que a propriedade se apresenta espacialmente dependente. A partir desse ponto, os dados podem ser considerados independentes. Para distâncias maiores que o alcance, o semivariograma tende a se estabilizar em torno de um valor denominado patamar ($C_0 + C_1$). Funções contínuas devem ser ajustadas a esses valores experimentais para que os valores de semivariogramas possam ser deduzidos para qualquer distância nos procedimentos de inferência.

O procedimento de ajuste do semivariograma experimental não é direto e automático, como no caso de uma regressão. Este procedimento é iterativo, pois o intérprete faz um primeiro ajuste e verifica a adequação do modelo teórico. A sensibilidade dos semivariogramas para detectar a variabilidade espacial das amostras está diretamente ligada ao melhor ajuste dos dados experimentais ao modelo teórico do semivariograma. Ahn et al. (1999) e Tsegaye & Hill (1998), dentre outros, descrevem as inferências sobre a escolha do modelo teórico e ajuste desse modelo ao semivariograma experimental.

Segundo Rossi et al. (1994), o semivariograma e outros parâmetros geoestatísticos de um modelo de função aleatória estacionária são constantes em um determinado espaço amostral e estimados a partir das medidas verdadeiras. Sabendo-se que o padrão espacial ocorre em uma pequena ou grande escala e tendo alguma idéia do tamanho desses padrões, garantir-se-á o sucesso dos instrumentos geoestatísticos que serão utilizados para fornecer estimativas em locais não amostrados (interpolação).

As técnicas geoestatísticas têm sido usadas freqüentemente para caracterizar os padrões espaciais da umidade do solo (Entin et al., 2000; Mohanty et al., 2000; Liu, 2001). Alguns autores utilizaram a geoestatística para o estudo da continuidade espacial desse atributo, como Tragmar et al. (1985), Kirda et al. (1988) Vieira et al. (1992), Es & Es (1993), Reichardt et al. (1993) e

Shouse et al. (1995). Outros estudaram o mapeamento de características específicas, bem com a variabilidade e a dependência espacial destas nos solos, como medidas de umidade e temperatura superficiais (Davidoff & Selim, 1988), densidade e condutividade hidráulica (Rogowski & Wolf, 1994; Gupta et al., 1995; Junqueira Junior et al., 2008), retenção de água (Folegati, 1996; Mallants et al., 1996), propriedades físicas (Ribeiro Júnior, 1995; Junqueira Junior et al., 2008), porosidade (Puentes et al., 1992), resistência à penetração (Ley & Laryea, 1994) e acidez (Boyer et al., 1996).

3 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHN, C. W.; BAUMGARDNER, M. F.; BIEHL, L. L. Delineation of soil variability using geostatistics and fuzzy clustering analyses of hyperspectral data. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 63, p. 142-150, 1999.

BAKER, J. M.; ALLMARAS, R. R. System for automating and multiplexing soil moisture measurement by time-domain reflectometry. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 54, p. 1-6, 1990.

BETSON, R. P. What is watershed runoff? **Journal of Geophysical Research**, v. 69, n. 8, p. 1541-1552, 1964.

BIERKENS, M. F. P.; BAKEL, P. J. T. van; WESSELING, J. G. Comparison of two modes of surface water control using a soil water model and surface elevation data. **Geoderma**, v. 89, p. 149-175, 1999.

BOYER, D. G.; WRIGHT, R. J.; FELDHAKE, C. M.; BLIGH, D. P. Soil spatial variability relationships in a steeply sloping acid soil environment. **Soil Science**, Baltimore, v. 161, p. 278-287, 1996.

BROCCA, L.; MORBIDELLI, R.; MELONE, F.; MORAMARC, T. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 333, p. 356-373, 2007.

BRONSTERT, A.; BARDOSSY, A. The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 3, p. 505-516, 1999.

BURGESS, T. M.; WEBSTER, R. Optimal interpolation and insarithmic mapping of soil properties In: the semi-variogram and punctual kriging. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 31, p. 315-331, 1980.

BURROUGH, P. A. **Principles of geographical information systems for land resources assessment**. Oxford: Clarendon Press, 1987. 193 p.

CANTON, Y.; SOLE'-BENET, A.; DOMINGO, F. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 285, p. 199-214, 2004.

CARLUER, N.; MARSILY, G. de. Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 285, p. 76-95, 2004.

CARVALLO, H. O.; CASSEL, D. K.; HAMMOND, J.; BAUER, A. Spatial variability of in situ unsaturated hydraulic conductivity of maddock sand loam. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 40, n. 6, p. 1-8, 1976.

CASSARDO, C.; BALSAMO, G. P.; CACCIAMANI, C.; CESARI, D.; PACCAGNELLA, T.; PELOSINI, R. Impact of soil surface moisture initialization on rainfall in a limited area model: a case study of the 1995 South Ticino flash flood. **Hydrol Process**, v. 16, p. 1301-1317, 2002.

CASTILLO, V. M.; GOMEZ-PLAZA, A.; MARTINEZ-MENA, M. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 284, p. 114-130, 2003.

CEBALLOS, A.; SCHNABEL, S. Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura, SW Spain). **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 210, p. 146-160, 1998.

CICHOTA, R. **Avaliação no campo de um TDR segmentado para determinação da umidade do solo**. 2003. 100 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Água e Solo) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

CICHOTA, R.; LIER, Q. J. V. Calibração no campo de um equipamento de TDR segmentado. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 14., 2002, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: SBCE/UFMT, 2002. CD-ROM.

COELHO, E. F.; ANDRADE, C. L. T.; OR, D.; LOPES, L. C.; SOUZA, C. F. Desempenho de diferentes guias de ondas para uso com o analisador de umidade TRASE. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 5, p. 81-87, 2001.

COMEGNA, V.; VITALE, C. Space-time analysis of water status in a volcanic Vesuvian soil. **Geoderma**, v. 60, n. 1/4, p. 135-158, 1993.

CRAVE, A.; GASCUEL-ODOUX, C. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. **Hydrological Processes**, v. 11, p. 203-210, 1997.

CURTIS, H. L.; DEFANDORF, F. M. Dielectric constant and dielectric strength of elementary substances, pure inorganic compounds, and air. In: WASHBURN, E. D. (Ed.). **International critical tables of numerical data: physics, chemistry, and technology**. New York: McGraw-Hill, 1929. v. 6, p. 73-107.

DAVIDOFF, B.; SELIM, H. M. Correlation between spatially variable soil moisture content and soil temperature. **Soil Science**, Baltimore, v. 145, p. 1-10, 1988.

DEIACO, S.; PALMA, M.; POSA, D. Modeling and prediction of multivariate space-time random fields. **Computational Statistics Data Analysis**, v. 48, n. 3, p. 525-547, 2005.

DELFINER, P.; DELHOMME, J. P. Optimum interpolation by Kriging. In: DAVIS, J. C.; MCCULLAGH, M. J. (Ed.). **Display and analysis of spatial data**. New York: J. Wiley, 1975. p. 96-114.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 6, n. 2, p. 478-490, 1970a.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 6, n. 5, p. 1296-1311, 1970b.

ENTIN, J. K.; ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y.; HOLLINGER, S. E.; LIU, S.; NAMKAI, A. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 865-877, 2000.

ES, H. M. van; ES, C. L. van. Spatial nature of randomization and its effect on the outcome of field experiments. **Agronomy Journal**, Madison, v. 85, p. 421-428, 1993.

FAMIGLIETTI, J. S.; DEVEREAUX, J. A.; LAYMON, C. A.; TSEGAYE, T.; HOUSER, P. R.; JACKSON, T. J.; GRAHAM, S. T.; RODELL, M.; OEVELEN, P. J. van. Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97)

Hydrology Experiment. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 35, n. 6, p. 1839-1851, 1999.

FAMIGLIETTI, J. S.; RUDNICKI, J. W.; RODELL, M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: rattlesnake hill, Texas. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 210, p. 259-281, 1998.

FILL, H. D.; SANTOS, I. S.; FERNANDES, C.; TOCZECK, A.; OLIVEIRA, M. F. Balanço Hídrico da bacia do rio Barigui, PR. **Revista RA E GA**, Curitiba, v. 9, p. 59-67, 2005.

FINDELL, K.; ELTAHIR, E. A. B. An analysis of the soil moisture: rainfall feedback, based on direct observations from Illinois. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 33, n. 4, p. 725-735, 1997.

FOLEGATI, M. V. **Estabilidade temporal e variabilidade espacial da umidade e do armazenamento de água em solo siltoso**. 1996. 84 f. Tese (Livro-Docência em Engenharia Agrícola) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

GALLART, F.; L LORENS, P.; LATRON, J. Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 159, p. 291-303, 1994.

GARDNER, C. M. K.; ROBINSON, D. A.; BLYTH, K.; COOPER, J. D. Soil water content. In: SMITH, K. A.; MULLINS, C. E. (Ed.). **Soil and environmental analysis: physical methods**. New York: M. Dekker, 2000. p. 1-75.

GOMES, N. M. **Aplicação do LISEM (Limburg Soil Erosion Model) para simulação hidrológica em Bacia Hidrográfica Tropical**. 2008. 191 p. Tese (Doutorado em Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

GOMEZ-PLAZA, A.; MARTINEZ-MENA, M.; ALBALADEJO, J.; CASTILLO, V. M. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 253, p. 211-226, 2001.

GONÇALVES, A. C. A. **Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo para fins de manejo da irrigação**. 1997. 118 f. Tese (Doutorado em

Engenharia Agrícola) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, SP.

GONÇALVES, A. C. A.; FOLEGATTI, M. V.; SILVA, A. P. Estabilidade temporal da distribuição espacial da umidade do solo em área irrigada por pivô-central. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 23, p. 1555-1164, 1999.

GRAYSON, R. B.; WESTERN, A. W. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 207, p. 68-82, 1998.

GRAYSON, R. B.; WESTERN, A. W.; CHIEW, H. S.; BLOSCHL, G. Preferred states in spatial soil moisture pattern: local and nonlocal controls. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 33, p. 2897-2908, 1997.

GUERRA, P. A. G. **Geoestatística operacional**. Brasília, DF: Ministério das Minas e Energia, 1988. 145 p.

GUPTA, R. P.; AGGARWAL, P.; CHAUHAN, A. S. Spatial variability analysis of bulk density as a guide for tillage. **Journal Indian Society Soil Science**, New Delhi, v. 43, p. 549-557, 1995.

HAWLEY, M. E.; JACKSON, T. J.; MCCUEN, R. H. Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 62, p. 179-200, 1983.

HÉBRARD, O.; VOLTZ, M.; ANDRIEUX, P. Moussa, spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously farmed Mediterranean catchment. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 329, p. 110-121, 2006.

HENDRICKX, J. M. H.; WIERENGA, P. J.; NASH, M. S. Variability of soil-water tension and soil-water content. **Agricultural Water Management**, v. 18, n. 2, p. 135-148, 1990.

HENNINGER, J. L.; PETERSEN, G. W.; ENGMAN, E. T. Surface soil moisture within a watershed-variations, factors influencing, and relationship to surface runoff. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 40, p. 773-776, 1976.

HERKELRATH, W. N.; HAMBURG, S. P.; MURPHY, F. Automatic, real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. **Water Research**, Amsterdam, v. 27, p. 857-864, 1991.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPPER, W. E.; LULL, H. W. (Ed.). **Forest hydrology**. Oxford: Pergamon, 1967. p. 275-290.

HUISMAIN, J. A.; SPERL, C.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J. M. Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground- penetrating radar. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 245, p. 48-58, 2001.

HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 261, p. 86-101, 2002.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, M. **An introduction to applied geostatistics**. New York: Oxford University, 1989. 600 p.

JAWSON, S. D.; NIEMANN, J. D. **Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil, land-use, and topographic properties**. Fort Collins: Colorado State University, 2006.

JOURNEL, A. C.; HUIJBREGTS, C. J. **Mining geostatistics**. London: Academic, 1978. 600 p.

JUNQUEIRA JUNIOR, J. A.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R.; PINTO, D. B. F. Continuidade espacial de atributos físico-hídricos do solo em sub-bacia hidrográfica de cabeceira. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 32, p. 914-922, 2008.

KACHANOSKI, R. G.; JONG, E. de. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 24, p. 85-91, 1988.

KIRDA, C.; HARDARSON, G.; ZAPATA, F.; REICHARDT, K. Spatial variability of root zone soil water status and of fertilizer N uptake by forage crops. **Soil Technology**, v. 1, p. 223-234, 1988.

KITANIDIS, P. K.; VOMVORIS, E. G. A geostatistical approach to the inverse problem in groundwater modeling (steady state) and one dimensional

simulations. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 19, n. 3, p. 677-690, 1983.

KYRIAKIDIS, P. C.; JOURNEL, A. G. Geostatistical space-time models: a review. **Mathematical Geology**, v. 31, n. 6, p. 651-684, 1999.

LAJAUNIE, C. A. A geostatistical approach to air pollution modelling. In: JOURNEL, A. G.; MARECHAL, A. (Ed.). **Geostatistics for natural resources characterization**. [S.l.: s.n.], 1984, p. 877-891.

LEY, G. J.; LARYEA, K. B. Spatial variability in penetration resistance of a hardsetting tropical Alfisol. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 29, p. 367-381, 1994.

LIBARDI, P. L.; MANFRON, P. A.; MORAES, S. O.; TUON, R. L. Variabilidade da umidade gravimétrica de um solo hidromórfico. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas, v. 20, p. 1-12, 1996.

LIU, S. X. Spatial variation of soil moisture in China: geostatistical characterization. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Tokio, v. 79 n. 1B, p. 555-574, 2001.

MALLANTS, D.; MOHANTY, B. P.; JACQUES, D.; FEYEN, J. Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. **Soil Science**, Baltimore, v. 161, p. 167-181, 1996.

MAPA, R. B.; KUMARAGAMAGE, D. Variability of soil properties in a tropical alfisol used for shifting cultivation. **Soil Technology**, v. 9, n. 3, p. 187-197, 1996.

MARTINEZ-FÉRNANDEZ, J.; CEBALLOS, A. Temporal stability of soil in a large-field experiment in Spain. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 67, p. 1647-1956, 2003.

MATHERON, G. **The theory of regionalized variables and its applications**. Paris: Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, 1971. 211 p.

MELLO, C. R. **Estudo hidrológico em microbacia hidrográfica com regime de escoamento efêmero**. 2003. 133 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; MELLO, J. M.; SILVA, A. M. Continuidade espacial de chuvas intensas no estado de Minas Gerais. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 32, n. 2, p. 532-539, 2008.

MELLO, J. M. de. **Geoestatística aplicada ao inventário florestal**. 2004. 110 p. Tese (Doutorado em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, SP.

MERZ, B.; PLATE, E. J. An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. **Water Resources Research**, v. 33, p. 2909-2922, 1997.

MEYLES, E.; WILLIAMS, A.; TERNAN, L.; DOWD, J. Runoff generation in relation to soil moisture patterns in a small Dartmoor catchment, Southwest England. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 251-264, 2003.

MOHANTY, B. P.; FAMIGLIETTI, J. S.; SKAGGS, T. H. Evolution of soil moisture spatial structure in a mixed vegetation pixel during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology experiment. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 36, p. 3675-3686, 2000.

MOORE, I. D.; BURCH, G. J.; MACKENZIE, D. H. Topographic effects on the distribution of surface water and the location of ephemeral gullies: transaction of the ASAE. **American Society of Agricultural Engineers**, v. 31, p. 1098-1107, 1998.

MOUSSA, R.; VOLTZ, M.; ANDRIEUX, P. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 2, p. 393-412, 2002.

NYBERG, L. Spatial variability of soil water content in the covered catchment of Gardsjon, Sweden. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 89-103, 1996.

OR, D.; WRAITH, J. M. **Agricultural and environmental soil physics**. Logan: Utah State University, 1997. 218 p.

PELLEGRINO, G. Q.; MORAES, J. M.; GUANDIQUE, E. G.; BALLESTER, BALLESTER, M. V. R.; VICTORIA, R. L.; MARTINELLI, L. A. Análise espaço-temporal de componentes hidroclimáticos na bacia do rio Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 9, n. 1, p. 125-135, 2001.

PEREIRA, S.; OLIVEIRA FILHO, D.; MANTOVANI, E. C.; RAMOS, M. M.; MARTINS, J. H. Reflectometria no domínio do tempo na determinação do conteúdo de água no solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, v. 10, n. 2, p. 306-314, 2006.

PEREIRA, V. P. **Solo**: manejo e controle de erosão hídrica. Jaboticabal: FCAV, 1997. 56 p.

PESSOA, J. D. C.; KANNO, S. S.; CARNEIRO, B. J. I.; MORAES, J. A. P. V. Avaliação da técnica de TDR para medida do potencial de sucção em um solo sob vegetação de cerrado. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE INSTRUMENTAÇÃO AGROPECUÁRIA, 2., 1998, São Carlos, SP. **Anais...** São Carlos: Embrapa, 2000. p. 341-345.

PUENTES, R.; WILDING, L. P.; DREES, L. R. Microspatial variability and sampling concepts in soil porosity studies of Vertisols. **Geoderma**, v. 53, p. 373-385, 1992.

QIU, Y.; FU, B.; WANG, J.; CHEN, L. Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, v. 240, p. 243-263, 2001.

REICHARDT, K.; BACCHI, O. S.; VILLAGRA, M. M.; TURATTI, A. L.; PEDROSA, Z. O. Hydarulic variability in space and time in a dark red latosol of the tropics. **Geoderma**, v. 60, p. 159-168, 1993.

REYNOLDS, S. G. The gravimetric method of soil moisture determination: part III: an examination of factors influencing soil moisture variability. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 11, p. 288-300, 1970.

RIBEIRO JÚNIOR, P. J. **Métodos geoestatísticos no estudo da variabilidade espacial de parâmetros do solo**. 1995. 99 f. Dissertação (Mestrado em agronomia, Área de Concentração Estatística e Experimentação Agronômica) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y.; SRINIASAN, G.; HOLLINGER, S. E.; SPERANSKAVA, N. A. The global soil moisture databank. **Bulletin America Meteorology Society**, v. 81, p. 1281-1299, 2000.

ROGOWSKI, A. S.; WOLF, J. K. Incorporating variability into soil map unit delineations. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 58, p. 163-174, 1994.

ROSSI, R. E.; DUNGAN, J. L.; BECK, L. R. Kriging in the shadows: geostatistical interpolation for remote sensing. **Remote Sensorial Environment**, v. 49, p. 32-40, 1994.

SADDIQ, M. H.; WIERENGA, P. J.; HENDRICKX, J. M. H.; HUSSAIN, M. Y. Spatial variability of soil–water tension in an irrigated soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 140, n. 2, p. 126-132, 1985.

SAMPER, F. J. S.; RAMIREZ, J. C. **Geoestadística**: aplicaciones a la hidrogeología subterránea. Barcelona: Torres, 1990. 484 p.

SHARMA, M. L.; LUXMOORE, R. J. Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 15, n. 5, p. 1567-1573, 1979.

SHOUSE, P. J.; RUSSELL, W. B.; BURDEN, D. S.; SELIM, H. M.; SISSON, J. B.; GENUCHTEN, M. T. van. Spatial variability of soil water retention functions in a silt loam soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 159, p. 1-12, 1995.

SILVA, A. P. da; NADLER, A.; KAY, B. D. Factors contributing to temporal stability in spatial patterns of water content in the tillage zone. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 589 p. 207-218, 2001.

SILVA, E. L. Determinação automática do teor de água em latossolo roxo distrófico com uso de reflectometria de onda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27., 1998, Poços de Caldas. **Anais...** Poços de Caldas: SBEA, 1998. CD-ROM.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia**: ciência e aplicação. 3. ed. Porto Alegre: ABRH/ UFRGS, 2004. p. 35-78.

SNEPVANGERS, J.; HEUVELINK, G. B. M.; HUISMAN, J. A. Soil water content interpolation using spatio-temporal kriging with external drift. **Geoderma**, v. 112, n. 3/4, 253-271, 2003.

SOBIERAJ, J. A.; ELSENBEER, H.; COELHO, R. M.; NEWTON, B. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. **Geoderma**, v. 108, n. 1/2, p. 79-90, 2002.

SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. **TRASE operating instructions**. Goleta: Soilmoisture Equipment, 1990. 110 p.

SOUZA, C. F.; MATSURA, E. E.; TESTEZLAF, R. Utilização de um equipamento TDR (Trase System I) com sonda multihaste segmentada para medir a umidade do solo. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE INSTRUMENTAÇÃO AGROPECUÁRIA, 2., 1998, São Carlos, SP. **Anais...** São Carlos: Embrapa, 2000. p. 161-169.

STEIN, A.; GROENIGEN, J. W. van; JEGER, M. J.; HOOSBEEK, M. R. Space-time statistics for environmental and agricultural related phenomena. **Environmental and Ecological Statistics**, v. 5, n. 2, p. 155-172, 1998.

TIMBAL, B.; POWER, S.; COLMAN, R.; VIVIAND, J.; LIROLA, S. Does soil moisture influence climate variability and predictability over Australia? **Journal Climate**, v. 15, p. 1230-1239, 2002.

TOMINAGA, T. T.; CASSARO, F. A. M.; BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K.; OLIVEIRA, J. C. M.; TIMM, L. C. Variability of soil water content and bulk density in a sugarcane field. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 40, n. 4, p. 605-614, 2002.

TOMMASELII, J. T. G.; BACHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de TDR para medida de umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 36, n. 9, p. 1145-1154, 2001.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. **Water Research**, Amsterdam, v. 16, p. 574-582, 1980.

TRAGMAR, B. B.; YOST, R. S.; UEHARA, G. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. **Advances in Agronomy**, Madison, v. 38, p. 45-94, 1985.

TSEGAYE, T.; HILL, R. L. Intensive tillage effects on spatial variability of soil test, plant growth and nutrient uptake measurements. **Soil Science**, Baltimore, v. 163, p. 155-165, 1998.

UNESCO. **Guia metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur**. Montevideo: Rostlac, 1982. 130 p.

VACHAUD, G.; PASSERAT DE SILANS, A.; BALABANIS, P.; VAUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density funcin. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, p. 822-827, 1985.

VALERO, R. M. M. **Uso da técnica da “TDR” na estimativa da umidade e condutividade elétrica em substratos orgânicos**. 2006. 76 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP.

VIEIRA, S. R.; CASTRO, O. M.; TOPP, G. C. Spatial variability of soil physical properties in three soils of São Paulo, Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 27, p. 333-341, 1992.

VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, Berkeley, v. 51, n. 3, p. 1-75, 1983.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic, 1980. p. 319-344.

WENDROTH, O.; POHL, W.; KOSZINSKI, S.; ROGASIK, H.; RITSEMA, C. J.; NIELSEN, D. R. Spatio-temporal patterns and covariance structures of soil water status in two northeast German field sites. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 215, n. 1/4, p. 38-58, 1999.

WHACKERNAGEL, H. **Multivariate geostatistics**. Berlin: Springer, 1998. 291 p.

WILHIAMS, A. G.; TERNAN, J. L.; FITZJOHN, C.; ALBA, S. de; PEREZ-GONZALEZ, A. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 225-235, 2003.

YEH, T. C. J.; GELHAR, L. W.; WIERENGA, P. J. Observations of spatial variability of soil-water pressure in a field soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 142, n. 1, p. 7-12, 1986.

ZEGELIN, S. L.; WHITE, I.; RUSSELL, G. F. A critique of the time-domain reflectometry technique for determining field soil water content. In: TOPP, G. C.; REYNOLDS, W. O.; GREEN, R. E. (Ed.). **Advances in measurements of soil physical properties**: bringing theory into practice. Madison: [s.n.], 1992, p. 187-208.

CAPÍTULO 2

MODELAGEM DA CONTINUIDADE ESPACIAL DA UMIDADE DO SOLO NUMA BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA MANTIQUEIRA

RESUMO

ÁVILA, Léo Fernandes. Modelagem da continuidade espacial da umidade do solo em uma bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira. **In: _____ Comportamento espacial e temporal da umidade do solo numa bacia hidrográfica na serra da Mantiqueira, Minas Gerais.** 2008, Cap. 2, p.34 – 70. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola, Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.³

O conhecimento da continuidade espacial da umidade do solo é imprescindível para a compreensão e a predição de fenômenos naturais, principalmente aqueles relacionados à modelagem de processos hidrológicos. A metodologia geostatística tem sido, muitas vezes, empregada para estudos dessa natureza. Neste contexto, o semivariograma é utilizado para modelar a continuidade espacial de uma determinada variável para posterior mapeamento desta. Esta análise é considerada etapa fundamental para o emprego do interpolador geostatístico. O objetivo, neste trabalho, foi a modelagem da continuidade espacial da umidade do solo, numa bacia hidrográfica de cabeceira, da região Alto Rio Grande, Minas Gerais. Os modelos de semivariograma exponencial, esférico e gaussiano foram ajustados por mínimos quadrados ordinários, mínimos quadrados ponderados e máxima verossimilhança, testando sua aderência pelo grau de dependência espacial e validação cruzada. O modelo exponencial apresentou melhor ajuste em 59% dos casos, com erro médio de 10,60%, tendendo a superestimar, em média, os valores observados na ordem de 2,37%. O grau de dependência espacial médio foi de 88%, conferindo forte grau de dependência à estrutura de continuidade espacial.

³ Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador) e Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA (Co-orientador).

ABSTRACT

ÁVILA, Léo Fernandes. Spatial continuity modeling of the soil moisture at a watershed of the Mantiqueira Range. **In:_____**. **Spatial and temporal soil moisture behavior at a watershed of the Mantiqueira Range, Minas Gerais**. 2008. Chap.2, p.34 – 70. Dissertation (Master Science Program in Agricultural Engineering, Soil and Water Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras –MG⁴

The knowledge of the spatial continuity of soil moisture is essential for understanding and prediction of the environmental phenomena, such as associated, to the hydrological processes modeling. The geostatistical methodology has often been applied for such studies. In this context, the semi-variogram is used to model the spatial continuity of a specific variable to produce its mapping. This kind analysis is considered a fundamental step for applying the geostatistical interpolator. This work aimed to model the spatial continuity of soil moisture at a “headwater watershed” located on Mantiqueira Range. Exponential, spherical and gaussian semi-variogram models were adjusted applying the ordinary least square, weighted minimum square and maximum likelihood methodologies, testing the adherence with the spatial dependence degree (GD) and statistical coefficients of precision from cross-validation. Analyses the exponential model has presented better performance in 59% of the situations, with mean error of 10.60%, and overestimation close to 2.37%. The mean GD was 88% showing strong spatial dependence degree to the spatial continuity structure.

⁴ Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA and Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA.

1 INTRODUÇÃO

A umidade do solo é um dos elementos importantes no controle dos processos hidrológicos, pois exerce influência na geração do escoamento superficial, na evaporação do solo, na transpiração de plantas, bem como uma série de interações geográficas e pedogênicas. Seu conhecimento fornece informações que permitem inferências associadas a vários fenômenos, entre eles, a simulação da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica.

O teor de água no solo é extremamente variável no espaço e no tempo. Mesmo em áreas com solos homogêneos, o comportamento da umidade pode apresentar considerável variabilidade devido à ação de diversos fatores de formação e manejo do solo, podendo variar continuamente no espaço. Esta variabilidade exerce impactos significativos a uma diversidade de processos, sendo assim, imprescindível o conhecimento da variabilidade da umidade do solo para a compreensão e a predição dos fenômenos a ela relacionados. Em termos de planejamento experimental, a determinação da variabilidade espacial e temporal constitui uma ferramenta valiosa, pois permite definir o intervalo adequado de amostragem, reduzindo significativamente os custos relacionados ao monitoramento de dados de campo, principalmente em estudos associados à simulação hidrológica, os quais requerem maior detalhamento das relações da variabilidade espaço-temporal das propriedades do solo para a melhoria da consistência da modelagem (Yoo, 2001; Hupet & Vanclooster, 2004; Lin et al., 2005).

A metodologia geoestatística tem sido muitas vezes empregada para caracterizar os padrões de umidade do solo (Entin et al., 2000; Mohanty et al., 2000; Liu, 2001; Western et al., 2002). Dentro dessa metodologia, o semivariograma é utilizado para representar a continuidade espacial de uma variável de interesse. O conceito central da geoestatística, segundo Vieira

(2000), remete à determinação do modo e do grau de variabilidade espacial expressos por um semivariograma, em que são conduzidos ajustes com o objetivo de determinar um modelo de variabilidade dentro de uma região, fornecendo parâmetros capazes de descrever a estrutura da continuidade espacial.

A sensibilidade dos semivariogramas para detectar a variabilidade espacial do fenômeno está diretamente ligada ao melhor ajuste dos dados experimentais ao modelo teórico de semivariograma, condição essencial para a realização de inferências em locais não amostrados e para a correta interpretação de fenômenos que apresentam dependência espacial (Ortiz, 2002).

Assim, a análise da dependência espacial, também denominada de análise estrutural ou modelagem da continuidade espacial, é etapa fundamental na utilização de procedimentos geoestatísticos, pois a eficiência do estimador (krigagem) na predição de fenômenos depende diretamente desta análise. Diante do enunciado, objetiva-se, neste capítulo, a modelagem da continuidade espacial da umidade do solo em uma bacia hidrográfica da região da Serra da Mantiqueira, sul de Minas Gerais.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Características básicas da bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha e monitoramento da umidade do solo

Os dados experimentais foram monitorados na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, a qual se encontra sob monitoramento hidrológico e climático desde 2005, situada entre as coordenadas UTM “553842” e “557742” de longitude W e “7551369” e “7554369” de latitude S, fuso 23k e datum Córrego Alegre, altitudes de 1.159 e 1.713m, localizada no município de Bocaina de Minas, MG. Possui área de drenagem de aproximadamente 690 ha e declividade média de 35%, situada em uma das unidades da bacia hidrográfica do Rio Grande, denominada Alto Rio Grande, a qual está incorporada na Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos GD1 (UPGRH GD1).

Os pontos amostrais foram locados no terreno por meio de um aparelho GPS, partindo-se de um esquema georreferenciado prévio, estratificados em função do uso atual do solo (pastagem, mata nativa, área de regeneração e várzea), totalizando 69 pontos. O monitoramento foi feito na camada superficial do solo (0-20 cm), por meio de um equipamento portátil TDR (*Times Domain Reflectometry*), fabricado pela IMKO, modelo Trime – FM, com hastes de 20 cm de profundidade (Figura 1), o qual fornece leitura direta da umidade volumétrica (%), após calibração prévia do equipamento, seguindo metodologia proposta por Elsen et al. (2003). O período de monitoramento da umidade do solo foi entre maio de 2007 a maio de 2008, com intervalos de leitura aproximados de 15 dias.



FIGURA 1 Equipamento portátil TDR (*Times Domain Reflectometry*) utilizado para o monitoramento da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.

A localização da bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha no estado de Minas Gerais e a dos pontos amostrados para o monitoramento periódico da umidade do solo são mostradas na Figura 2.

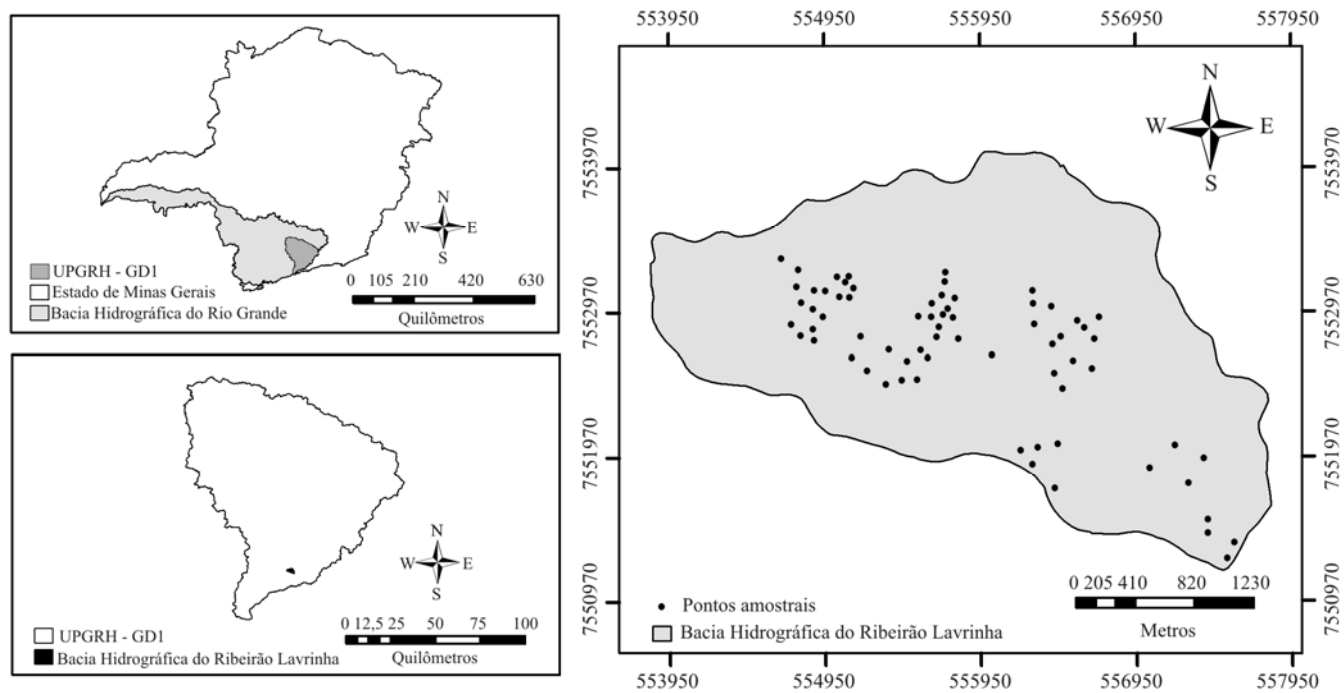


FIGURA 2 Mapa de Minas Gerais, UPGRH GD1 e bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, com a localização dos pontos amostrados para o monitoramento da umidade do solo.

2.2 Estatística descritiva

Esta análise tem como objetivo visualizar o comportamento geral e identificar possíveis valores discrepantes, sem considerar a posição geográfica dos dados observados, a qual é fundamental para a tomada de decisões sobre os procedimentos a serem realizados.

As análises estatísticas empregadas foram as medidas de tendência ou posição central (média, mediana e moda) e as medidas de dispersão (desvio padrão e coeficiente de variação). A média, a mediana e a moda permitem a verificação de um possível ajuste dos dados à distribuição normal e o desvio padrão e o coeficiente de variação dão uma idéia da magnitude de variabilidade dos dados.

Esse tipo de análise, embora desconsidere a estrutura de dependência espacial, é importante por permitir a identificação de dados atípicos que exercem alguma influência nas análises geoestatísticas (Mello, 2004).

2.3 Análise exploratória dos dados

A análise exploratória foi realizada no intuito de observar o comportamento da distribuição dos dados, considerando a posição geográfica de cada observação, sendo auxiliar na decisão da hipótese de estacionaridade a ser assumida.

O procedimento da análise consiste na verificação de tendência dos dados e sua remoção, quando constatada, por meio de uma avaliação da distribuição espacial dos pontos em função da latitude e da longitude por meio de gráficos de tendência. Segue-se a identificação de dados discrepantes (*outliers*) por meio de gráficos *box plot* e, por último, a avaliação da normalidade da diferença entre pares de pontos, por meio de histograma de freqüências, seguindo recomendações propostas por Mello (2004).

Embora esta análise não se preocupe com a distribuição de probabilidade exata das variáveis em estudo, ela verifica a possibilidade de analisar os dados por meio da distribuição normal, admitida como não discrepante da verdadeira distribuição que é desconhecida (Ortiz, 2002).

2.4 Estudo variográfico

O ajuste do modelo teórico ao semivariograma experimental é um dos procedimentos de maior relevância para a realização de inferências e para a interpretação de fenômenos com continuidade espacial e temporal. Esta etapa deve ser feita com muito rigor, devido ao fato de a sensibilidade dos semivariogramas para detectar a variabilidade espacial do fenômeno estar diretamente ligada ao modelo ajustado. Portanto, devem ser analisadas as possibilidades de ajuste, de forma que o modelo escolhido se aproxime ao máximo do fenômeno real, resultando numa maior veracidade das estimativas. Este ajuste é feito por métodos matemáticos, estimando-se parâmetros que estruturam tais modelos (efeito pepita, contribuição ou patamar e alcance).

Os principais modelos utilizados em atributos do solo pela geoestatística são o esférico, o exponencial e o gaussiano (Carvalho & Vieira, 2004). No contexto agropecuário, são também os mais empregados para estudo da continuidade espacial (Vendrusculo, 2003). Embora exista uma série de modelos, esses podem satisfazer à maioria das situações encontradas (Carvalho & Vieira, 2004).

As expressões matemáticas destes modelos são:

a) Esférico (de Matheron)

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \times \left[\frac{3h}{a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & 0 \leq h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad (1)$$

em que $C_0 + C_1$ é o patamar ou contribuição, a é o alcance e h é a distância euclidiana.

b) Exponencial (de Formery)

$$\gamma(h) = \left[1 - \exp\left(\frac{-h}{a}\right) \right] \quad h \geq 0 \quad (2)$$

c) Gaussiano (parabólico)

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left\{ 1 - \exp\left[-\left(\frac{h}{a}\right)^2\right] \right\} \quad h \geq 0 \quad (3)$$

O alcance desses modelos tem significado puramente analítico, denominado alcance teórico e são distintos devido à característica individual de cada modelo em atingir o patamar. Dessa maneira, o alcance prático é determinado por 2/3, 3 e $(3)^{1/2}$ vezes o alcance teórico, para o modelo esférico, exponencial e gaussiano, respectivamente (Journel & Huijbregts, 1978).

Os métodos matemáticos de ajuste podem ser divididos em dois grupos: ajuste do modelo ao semivariograma experimental e ajuste do modelo diretamente aos dados observados. Dentre os ajustes dos modelos ao semivariograma experimental estão os métodos dos mínimos quadrados ponderados (WLS) e dos mínimos quadrados ordinários (OLS) e o ajuste do modelo diretamente aos dados encontra-se o método da máxima verossimilhança (ML).

O método dos mínimos quadrados é uma técnica de otimização matemática que consiste em encontrar a função de regressão que minimize a soma das distâncias entre a função ajustada e os pontos observados. Um

requisito básico para o uso deste método é que os erros em cada medida sejam distribuídos aleatoriamente com a função de distribuição normal (ou de Gauss), e que os resíduos sejam independentes. De acordo com Bussab & Morettin (2002), é um dos métodos mais utilizados em Estatística. A estimativa dos parâmetros do semivariograma pelo método dos mínimos quadrados ordinários é obtida pela minimização da seguinte expressão (Mello, 2004).

$$Q(\theta) = \sum_{i=1}^k \left[\hat{g}(h_i) - \gamma(h_i; \theta) \right]^2 \quad (4)$$

em que θ representa o vetor de parâmetros estimados que define completamente o semivariograma, sendo cada estimativa denotada por $\hat{g}(h_i)$; k : refere-se ao número de “lags” do semivariograma experimental; $\gamma(h; \theta)$: consiste na semivariância calculada pelo modelo que depende dos parâmetros estimados θ e, após a minimização $Q(\theta)$, a função $\hat{g}(h_i)$ se torna a estimativa $\hat{\gamma}(h_i)$ de quadrados mínimos.

No intuito de ponderar a semivariância, é recomendado dividir o erro médio pelo número de pares de pontos em cada distância no semivariograma (David, 1997), já que a variância das estimativas das semivariâncias não é conhecida (Mello, 2004). Essa tentativa de ponderação da semivariância é conhecida como o método dos mínimos quadrados ponderados, o qual é expresso a partir da seguinte expressão:

$$Q(\theta) = \frac{\sum_{i=1}^k \left[\hat{g}(h_j) - \gamma(h_j; \theta) \right]^2}{m(h_j)} \quad (5)$$

O método da máxima verossimilhança consiste em maximizar a função de verossimilhança das observações, exigindo uma suposição de normalidade dos dados. É um método considerado paramétrico, pois envolve parâmetros (vetor média e matriz de covariância) da distribuição gaussiana multivariada. Normalmente, esse estimador apresenta maior eficiência (McBratney & Webster, 1986), produzindo, de maneira geral, estimadores não viesados quando aplicados para grandes amostras. Um dos problemas no uso deste estimador aplicado a dados hidrológicos está relacionado à baixa quantidade de dados amostrais em geral (Pardo-Igúzquiza, 1997).

Considerando que uma função aleatória $Z(x)$ é normal (gaussiana) e de estacionaridade fraca, Mardia & Marshall (1984) desenvolveram uma teoria estatística para estimativas de máxima verossimilhança. Assim, a função verossimilhança é maximizada por:

$$L_N(\beta; Z_N) = -\frac{1}{2} \left\{ \ln |\mathbf{K}| - \frac{1}{2} (Z_N - \mathbf{1}\mu)^T \mathbf{K}^{-1} (Z_N - \mathbf{1}\mu) \right\} \quad (6)$$

em que β é um vetor de parâmetros combinados de dimensões $(1+p) \times 1$, Z_N é o vetor de observações de N locais amostrados de dimensão $N \times 1$; \mathbf{K}_N é a matriz de variâncias e covariâncias entre todos os locais, e $\mathbf{1}$ é um vetor de dimensão $N \times 1$.

Assim sendo, foram testados neste estudo os modelos exponencial, esférico e gaussiano, pelos métodos de ajuste dos mínimos quadrados ordinários (MQO), mínimos quadrados ponderados (MQP) e da máxima verossimilhança (MV).

2.5 Análise dos modelos de semivariogramas

Para analisar a modelagem do semivariograma aos dados experimentais, e assim obter estatisticamente o melhor modelo a ser considerado, foram estabelecidos dois critérios: o grau de dependência espacial e a validação

cruzada ou autovalidação, ambos segundo Mello et al. (2005). O grau de dependência espacial (GD) é determinado pela razão entre a variância estrutural (C_1) e o patamar (C_0+C_1), possuindo a seguinte classificação: $\leq 25\%$ (fraco), entre 25% e 75% (moderado), $>75\%$ (forte), de acordo com Mello et al. (2005), sendo calculado por:

$$GD = \left(\frac{C_1}{C_0 + C_1} \right) \times 100 \quad (7)$$

em que C_0 é o efeito pepita, C_1 é a variância estruturada e $C_0 + C_1$ é o patamar.

O segundo critério, baseado na validação cruzada, consiste em estimar os pontos observados com base no modelo de semivariograma ajustado, possibilitando comparar o valor estimado ao real (Mello et al., 2008) e, conseqüentemente, o erro produzido pelo modelo. A comparação deste erro produzido pelo modelo ficou então condicionada ao erro médio reduzido (ER) e ao desvio padrão do erro reduzido (S_{ER}), considerando o melhor modelo que apresentasse menor ER e S_{ER} mais próximo de 1 (Cressie, 1993; Mello, 2004). De acordo com McBratney & Webster (1986) e Cressie (1993), o ER é definido como:

$$ER = \frac{1}{n} \times \frac{\left(Z_{xi} - \hat{Z}_{xi} \right)}{\hat{\sigma}(Z_{xi})} \quad (8)$$

em que n é o número de dados, Z_{xi} é o valor observado no ponto i ; \hat{Z}_{xi} é o valor predito por krigagem no ponto i e $\hat{\sigma}(Z_{xi})$ é o desvio padrão da krigagem no ponto i , ambos sem considerar a observação $Z(x_i)$.

O desvio padrão do erro reduzido foi obtido por meio da seguinte expressão:

$$S_{ER} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|Z_{xi} - \hat{Z}_{xi}|}{\sigma(\hat{Z}_{xi})}} \quad (9)$$

A magnitude do erro da estimativa produzido pelo modelo escolhido foi quantificada por meio do erro médio (EM), o qual pode ser expresso como:

$$EM(\%) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|Z_{xi} - \hat{Z}_{xi}|}{Z_{xi}} \times 100 \quad (10)$$

Objetivando avaliar a propensão da estimativa, foi determinada a tendência do estimador (TE), sendo esse parâmetro um indicativo da predição, sendo, TE>0: tendência de superestimativa da predição e TE<0: tendência de subestimativa da predição. A tendência do estimador é expressa por:

$$TE(\%) = \sum_{i=1}^n \frac{(\hat{Z}_{xi} - Z_{xi})}{Z_{xi}} \times 100 \quad (11)$$

2.6 Análise da anisotropia

A anisotropia é uma característica freqüente dos elementos da natureza. Refere-se a variações da continuidade espacial dos fenômenos relacionadas a uma direção no espaço geográfico. Os atributos do solo são exemplos típicos de

fenômenos que apresentam variações da continuidade espacial, pois estão condicionados a diversos fatores, como processo de formação, topografia, uso do solo, dentre outros. A consideração da anisotropia em estudos de fenômenos que apresentam dependência espacial resulta em geração de mapas de maior confiabilidade, além de possibilitar um melhor planejamento amostral.

Assim sendo, a verificação da anisotropia da umidade do solo foi feita por intermédio da construção de semivariogramas direcionais junto ao semivariograma isotrópico, comparando-se visualmente. As direções adotadas para a respectiva análise foram 0°, 45°, 90° e 135°, que são consideradas convencionais na geoestatística (Isaaks & Srivastava, 1989; Mello, 2004).

Em todas as análises estatísticas, incluindo análise exploratória dos dados, foi utilizado o software R (R Development Core Team, 2005), com o pacote geoR (Ribeiro Júnior & Diggle, 2001), ambos de livre acesso, de acordo com a licença GPL (General Public Licence).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise estatística e exploratória dos dados

De acordo com esta análise, nota-se que o teor médio de umidade volumétrica do solo ao longo do período e em toda a área analisada foi de 29%, variando-se de 21 a 37%.

TABELA 1 Medidas de tendência central (X: média; Med.: mediana e moda) e medidas de dispersão (S: desvio padrão e CV: coeficiente de variação), para o período monitorado.

Data	X (%)	Med.(%)	Moda	S	CV (%)
27/05/07	28	27	24	4,08	14,52
23/06/07	25	24	23	3,00	12,11
24/07/07	23	23	22	1,51	6,57
11/08/07	24	23	23	1,88	8,00
25/08/07	22	22	23	0,77	3,51
16/09/07	22	22	22	0,26	1,22
28/09/07	21	21	21	0,06	0,29
12/10/07	22	22	22	0,28	1,28
26/10/07	28	27	34	4,87	17,19
10/11/07	29	28	28	4,00	13,62
23/11/07	31	29	29	3,78	12,39
08/12/07	31	30	37	3,67	11,86
20/12/07	37	37	36	5,15	13,83
07/01/08	31	30	33	3,35	10,83
25/01/08	34	33	32	8,34	24,36
08/02/08	32	32	33	7,39	23,26
22/02/08	33	32	33	8,33	24,95
08/03/08	31	31	32	7,26	23,42
20/03/07	31	31	31	7,18	22,90
05/04/08	33	31	27	9,01	26,89
18/04/08	30	28	33	7,12	24,09
01/05/08	31	30	28	7,13	22,81

Analisando-se os dados da tabela, verifica-se que houve simetria na distribuição dos dados, devido à semelhança entre as medidas de posição (média, mediana e moda), constando que a distribuição se aproxima da distribuição normal. Um fundamento comum da modelagem estocástica é que os dados tenham distribuição normal, a partir da qual toda inferência geoestatística pode ser realizada (Cressie, 1993). A geoestatística não exige normalidade dos dados para ser aplicada, contudo, se existir, as inferências realizadas receberão propriedades estatísticas ótimas, tal como a máxima verossimilhança. O coeficiente de variação médio foi em torno de 14%, sendo classificado, conforme Warrick & Nielsen (1980), como média magnitude de variação, variando, aproximadamente, entre 29% a 27%.

Na Figura 2, podem-se verificar os principais gráficos responsáveis pela análise exploratória dos dados para a mensuração da umidade do solo em 08/12/2007, ressaltando-se comportamento aproximadamente semelhante para as demais mensurações, em termos de tendência e de normalidade. O gráfico boxplot (Figura 3a) permite detectar dados discrepantes (*outliers*) que venham prejudicar o comportamento dos semivariogramas experimentais, principalmente na parte inicial do mesmo (Ribeiro Júnior & Diggle, 2001), conduzindo a conclusões erradas sobre a variância do ruído (efeito pepita) e ou a existência de correlação espacial (Mello, 2004). Desse modo, foram analisados os dados discrepantes, os quais foram removidos para posterior análise espacial.

O histograma de freqüências das diferenças entre pares de pontos amostrados (Figura 3b) indica a presença de normalidade multivariada devido à boa distribuição da mesma em termos de normalidade das diferenças, considerada, da mesma forma, condição fundamental em estudos geoestatísticos que envolvam a utilização de algoritmos da máxima verossimilhança, a qual consiste da aplicação de um modelo multivariado normal (Ribeiro Júnior & Diggle, 2001). Os gráficos de tendência (Figuras 3c e 2d) apresentam

distribuição dos dados nas direções Norte-Sul (latitude) e Leste-Oeste (longitude), respectivamente. É possível observar que não se verificam tendências de aumento da umidade com aumento da latitude ou longitude ou redução desta, à medida que se caminha nestas direções, atendendo ao princípio de não tendenciosidade, o qual é fundamental na geoestatística. De acordo com Mello (2004), para a aplicação da hipótese intrínseca na geoestatística, esta condição deve ser observada para que não haja influência na estrutura da dependência espacial.

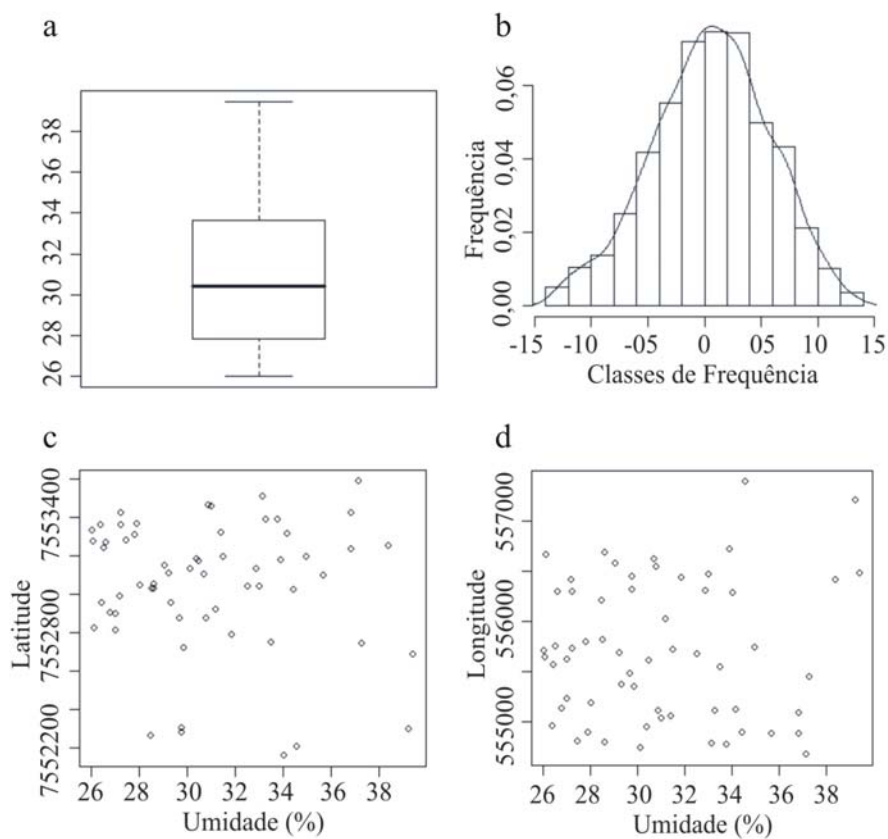


FIGURA 3 Gráficos “Boxplot” (a), histograma das diferenças entre pares de pontos (b) e tendência (c,d), para mensuração da umidade do solo (%), em 08/12/2007, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.

3.2 Avaliação da continuidade espacial

Inicialmente, considerou-se comportamento isotrópico do semivariograma para a obtenção da modelagem do semivariograma teórico. Devido à semelhança da magnitude dos erros médios reduzidos e do desvio padrão dos erros médios, da ordem de 10^{-3} na maioria dos casos, o critério decisivo de escolha do melhor modelo de semivariograma foi o que apresentasse maior grau de dependência espacial (GD). Em algumas situações, em que os modelos ajustados apresentaram GD idênticos ou muito próximos, a escolha do melhor modelo foi determinada a partir de ER e S_{ER} . Em alguns casos, os ajustes apresentaram valores similares de GD, ER e S_{ER} , sendo o modelo escolhido em função do que apresentou maior alcance (Mello et al., 2008). Na Tabela 2 estão apresentados os resultados do grau de dependência espacial, validação cruzada e os parâmetros dos semivariogramas que apresentaram melhores ajustes pelas metodologias aplicadas. Os respectivos resultados, bem como o erro médio e a tendência do estimador, para os eventos analisados, estão apresentados nas Tabelas 1A a 6A, do Anexo A.

TABELA 2 Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance), GD: grau de dependência espacial; ER: erro médio reduzido e S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido, ajustados para dados de umidade do solo.

Data	Modelo	Método	EP	PAT	ALC	GD (%)	ER	S_{ER}
27/05/07	EXP	MQO	0,00	20,45	157,17	100	0,0497	0,8271
23/06/07	ESF	MQO	3,83	7,26	185,37	47	-0,0021	0,9276
24/07/07	ESF	MQP	0,00	2,54	200,42	100	-0,0011	0,8820
11/08/07	ESF	MQO	0,00	3,65	150,08	100	0,1879	1,0326
25/08/07	ESF	MQP	0,00	0,54	158,14	100	-0,0432	0,9708
16/09/07	EXP	MV	0,00	0,07	51,63	100	-0,0071	0,8974
28/09/07	EXP	MQP	0,00	0,00	46,97	100	-0,0053	0,9433
12/10/07	ESF	MQP	0,00	0,08	101,46	100	0,0013	0,9357
26/10/07	ESF	MQP	0,00	27,17	701,91	100	0,0283	0,6666
10/11/07	EXP	MQP	6,32	24,94	503,04	75	0,0067	0,8533
23/11/07	EXP	MQP	0,00	12,70	64,08	100	0,0078	0,8742
08/12/07	EXP	MV	2,38	13,33	50,21	82	-0,0057	0,9018
20/12/07	ESF	MQO	0,00	29,73	144,40	100	-0,0151	0,8726
07/01/08	EXP	MV	0,11	14,54	200,00	99	0,0568	0,8064
25/01/08	EXP	MV	19,60	75,90	191,35	74	0,0214	0,8417
08/02/08	EXP	MQP	11,39	56,69	162,59	80	0,0239	0,8792
22/02/08	EXP	MQP	0,00	67,85	97,82	100	0,0130	0,8824
08/03/08	EXP	MQP	27,38	55,49	218,30	51	0,0044	0,8857
20/03/07	ESF	MV	0,00	49,67	91,87	100	-0,0078	0,8742
05/04/08	ESF	MV	0,00	79,72	123,50	100	-0,0011	0,9155
18/04/08	EXP	MQO	0,00	45,92	190,40	100	-0,0020	0,9066
01/05/08	EXP	MQO	36,50	47,83	191,46	24	-0,0114	0,9199

Analisando-se, de modo geral, o ajuste dos semivariogramas experimentais, observa-se melhor desempenho do modelo exponencial em 59% dos casos, o que indica que este modelo apresentou maior eficiência em relação aos demais para estudos sobre a continuidade espacial da umidade do solo. O modelo gaussiano, apesar de se ajustar aos semivariogramas experimentais, foi o que apresentou menor desempenho na representação da continuidade espacial

desta variável hidrológica. Analisando, ainda, os dados exibidos da Tabela 2, pode-se observar que o método de ajuste que produziu os melhores resultados foi MQP (10 situações). O predomínio desse método está associado às características do semivariograma empírico, as quais estão em conformidade com fenômenos com forte continuidade espacial. Ou seja, foi possível verificar um sensível crescimento da variância com aumento da distância até um limite físico, caracterizando a existência de um patamar e um alcance, o que pode ser visualizado nos gráficos das Figuras 4 a 7, que apresentam os semivariogramas escolhidos em cada situação destacada na Tabela 2.

Conforme Ribeiro Junior & Diggle (2001), a metodologia MQP prevê a estimativa dos parâmetros do modelo teórico de semivariograma com base nos pontos deste, ou seja, pontos gerados pela soma dos quadrados das diferenças e não com base nos dados originais, como na metodologia da máxima verossimilhança. Junqueira Junior et al. (2008), estudando o comportamento da continuidade espacial de atributos físicos do solo intimamente associados à umidade do solo, como textura, capacidade de retenção de água e porosidade total, numa bacia hidrográfica experimental, também concluíram sobre o melhor desempenho da metodologia MQP, não concluindo, porém, sobre um melhor modelo de semivariograma.

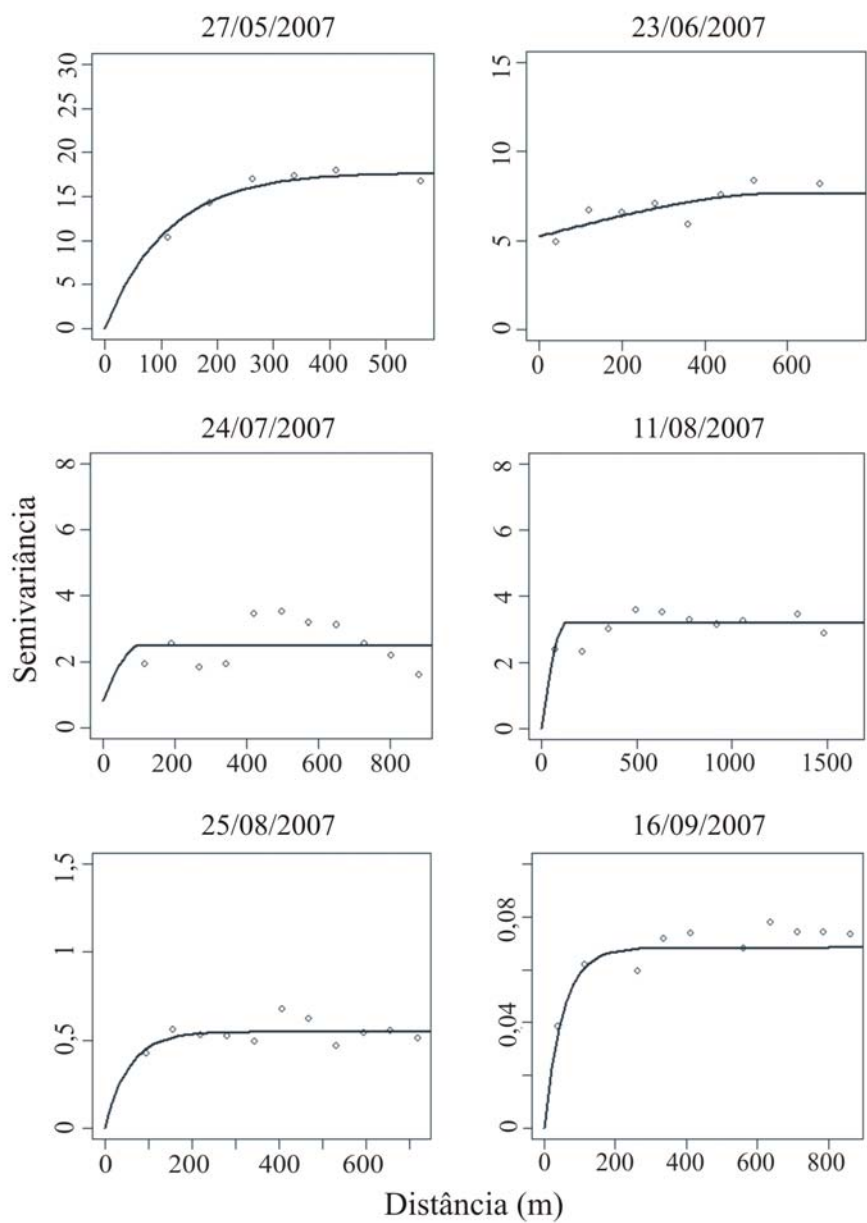


FIGURA 4 Semivariogramas teóricos escolhidos para o estudo da continuidade espacial e temporal da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no inverno.

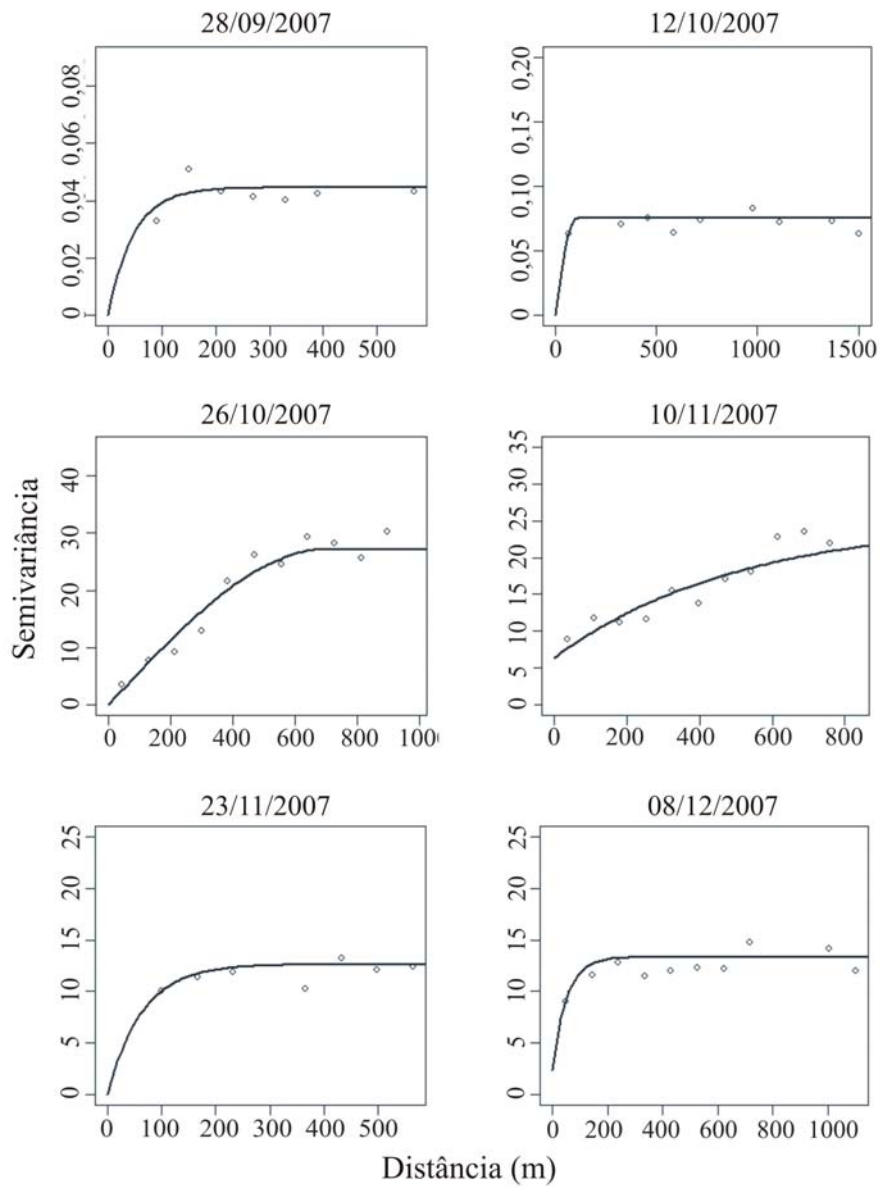


FIGURA 5 Semivariogramas teóricos escolhidos para o estudo da continuidade espacial e temporal da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, na primavera.

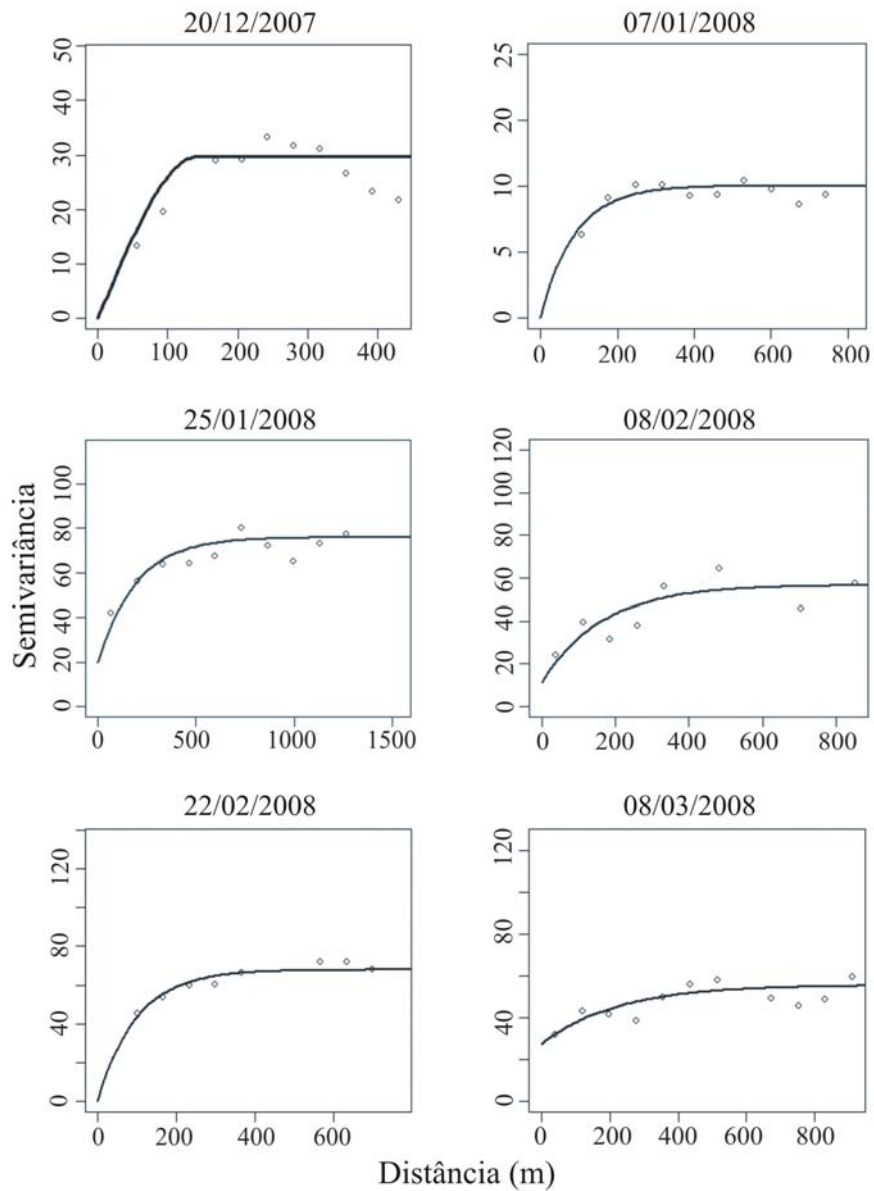


FIGURA 6 Semivariogramas teóricos escolhidos para o estudo da continuidade espacial e temporal da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no verão.

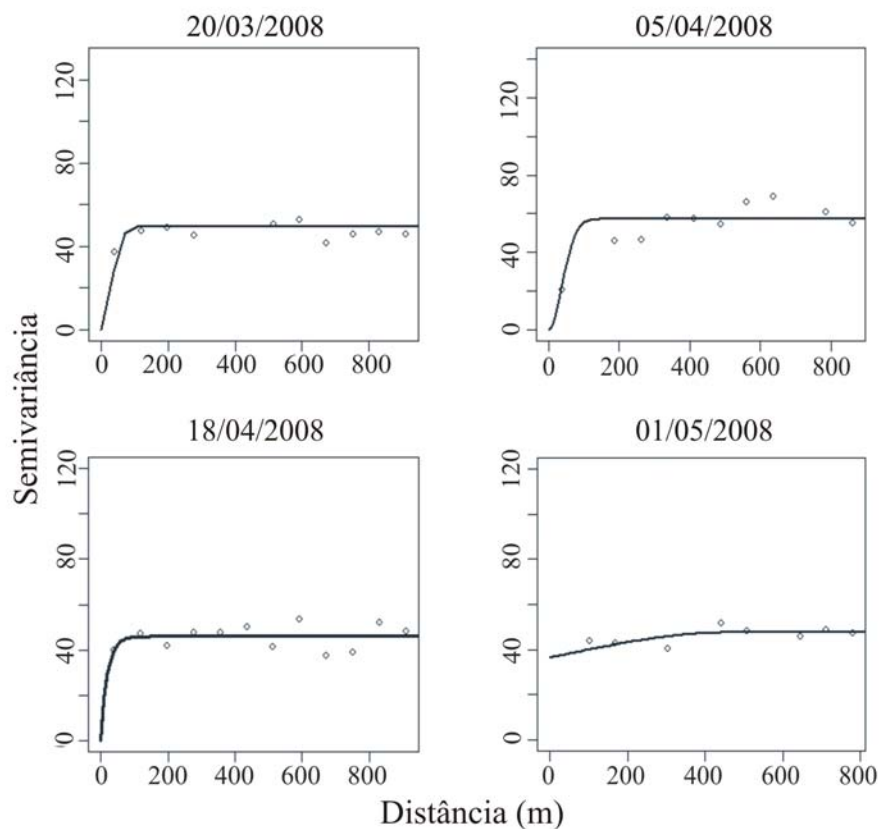


FIGURA 7 Semivariogramas teóricos escolhidos para o estudo da continuidade espacial e temporal da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no outono.

O grau de dependência espacial médio foi de 88%, o que confere forte grau da estrutura de dependência espacial, sendo possível constatar que a aplicação do interpolador geoestatístico produzirá resultados de boa qualidade, resultando em mapas representativos e sem tendência da distribuição espacial da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha. O efeito pepita para a maioria dos eventos (15 situações) foi nulo, refletindo que os erros decorrentes de medições e ou da própria variabilidade natural do fenômeno apresentaram

valores praticamente nulos. Dessa forma, constata-se que o intervalo de amostragem foi suficientemente adequado para detectar a estrutura de continuidade espacial subjacente do fenômeno em estudo, fato esse, que segundo Vieira et al. (1998), confere maior veracidade na predição. O alcance teórico médio encontrado ao longo do período estudado foi de 180 m, com amplitude de variação de 47 a 702 m.

Conforme Journel & Huijbregts (1978), o modelo esférico atinge o patamar a uma distância finita, enquanto o modelo exponencial o atinge somente assintoticamente, sendo o alcance prático determinado por $2/3$ e 3 vezes o alcance teórico, respectivamente. Desse modo, o alcance prático médio para o modelo exponencial foi de 490 metros, representando a região de influência em que a umidade do solo apresenta-se espacialmente dependente na área monitorada. Propõe-se, neste caso, que seja considerado este alcance prático na realização de amostragens posteriores para estudos dessa natureza, visando a uma melhor caracterização do balanço hídrico na bacia hidrográfica.

Na Tabela 3, apresentam-se o erro médio (EM) e a tendência do estimador (TE) para os modelos de semivariogramas que melhor se ajustaram aos dados de umidade do solo, conforme Tabela 2. Observou-se que o modelo exponencial apresentou EM de 10,60% e TE de 2,37%. Isso permitiu verificar que tal modelo, uma vez aplicado ao mapeamento por krigagem, tende a superestimar, em média, os valores observados de umidade de solo na ordem de 2,37%, valor consideravelmente baixo, confirmando o alto desempenho do modelo para estudos de continuidade espacial de umidade de solo na respectiva área de estudo.

Os dados da Tabela 3 mostram, ainda, que nas situações em que o modelo exponencial foi o de melhor desempenho foram obtidos os menores erros médios e as menores tendências, demonstrando e confirmando que este modelo deve ser priorizado em trabalhos de mapeamento feitos por krigagem

para dados de umidade do solo. Além desse aspecto, é possível constatar também que o interpolador geoestatístico tenderá a apresentar ligeira superestimativa, porém, de pequena magnitude. É importante destacar, ainda, que o modelo que apresentou os maiores valores de EM e TE foi o esférico, com 24,09% e 7,23%, respectivamente, contudo, sem comprometimento para o mapeamento da umidade do solo.

TABELA 3 Erro médio (EM) e tendência do estimador (TE) para os modelos que apresentaram melhores ajustes.

Data da medição	Modelo	Método	EM(%)	TE(%)
2705/07	EXP	MQO	9,79	0,68
23/06/07	ESF	MQO	10,15	1,41
24/07/07	ESF	MQP	5,05	0,42
11/08/07	ESF	MQO	8,38	-0,87
25/08/07	ESF	MQP	3,30	0,28
16/09/07	EXP	ML	0,98	0,02
28/09/07	EXP	MQP	0,21	0,00
12/10/07	ESF	MQP	1,12	0,01
26/10/07	ESF	MQP	7,61	0,46
10/11/07	EXP	MQP	6,14	1,17
23/11/07	EXP	MQP	6,23	1,19
08/12/07	EXP	MV	9,56	1,35
20/12/07	ESF	MQO	10,65	1,92
07/01/08	EXP	MV	7,03	0,17
25/01/08	EXP	MV	18,71	4,81
08/02/08	EXP	MQP	14,46	4,58
22/02/08	EXP	MQP	15,60	5,36
08/03/08	EXP	MQP	13,19	4,61
20/03/07	ESF	MV	19,04	5,61
05/04/08	ESF	MV	24,09	7,23
18/04/08	EXP	MQO	21,33	6,09
01/05/08	EXP	MQO	20,79	5,66

Nas Figuras 8 a 11 apresenta-se a construção dos semivariogramas experimentais direcionais (0°, 45°, 90° e 135°), junto ao semivariograma isotrópico, permitindo analisar se há diferença na estrutura de continuidade

espacial da umidade do solo em várias direções, situação fundamental para a geração de mapas consistentes com as características estocásticas de distribuição deste atributo físico-hídrico do solo. De modo geral, verificou-se que os semivariogramas experimentais direcionais demonstraram uma expressiva similaridade na região de influência da dependência espacial, revelando que a umidade do solo apresenta características desejáveis para representar a estrutura da continuidade espacial da variável nas diferentes direções. Com base neste comportamento, pode-se avaliar que o modelo isotrópico é suficiente para descrever a estrutura da continuidade espacial da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, podendo ser utilizado pelo interpolador de krigagem.

Com base nos aspectos discutidos e apresentados sobre o processo de modelagem da continuidade espacial da umidade do solo numa escala de bacia hidrográfica, podem ser realizados estudos associados ao comportamento de variáveis hidrológicas fundamentais para o manejo da bacia hidrográfica, como balanço hídrico do solo, umidade antecedente a eventos de precipitação pluvial que influenciam na geração e no transporte de sedimentos, ciclagem de nutrientes, dentre outros, de forma espacializada e distribuída. Isso permite a comparação de diferentes ambientes dentro da bacia, como florestas nativas (Mata Atlântica no caso específico desta bacia), pastagens e áreas de cultura.

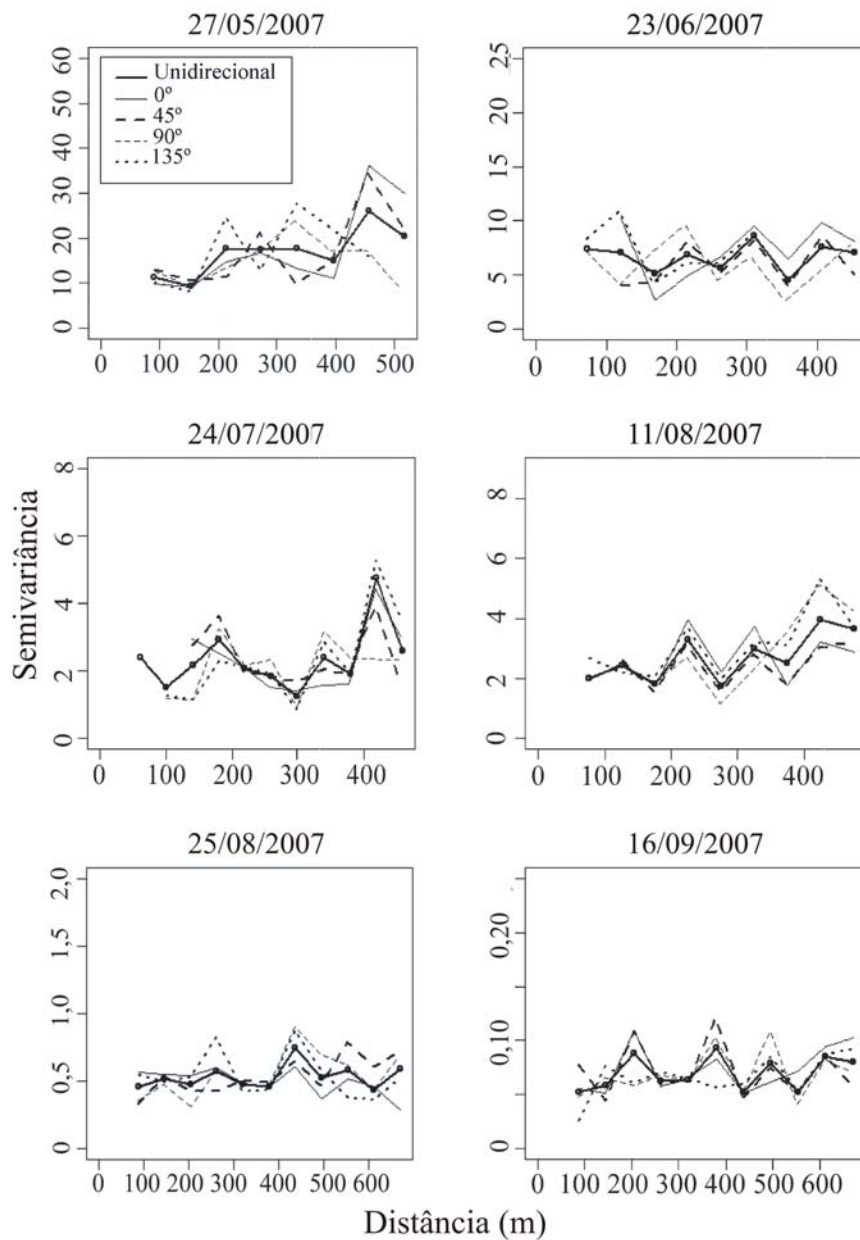


FIGURA 8 Semivariogramas direcionais (0° , 45° , 90° e 135°) e semivariograma unidirecional para a umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no inverno.

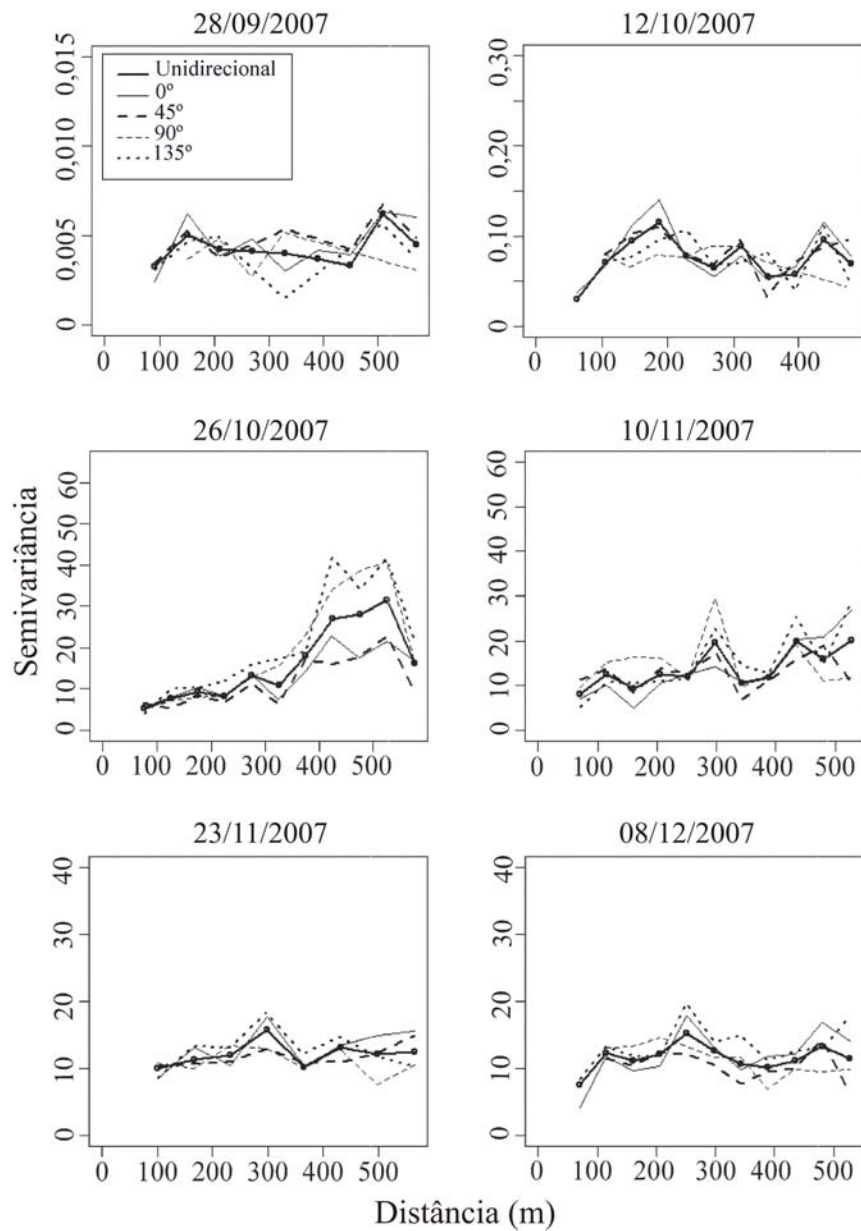


FIGURA 9 Semivariogramas direcionais (0° , 45° , 90° e 135°) e semivariograma unidirecional para a umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, na primavera.

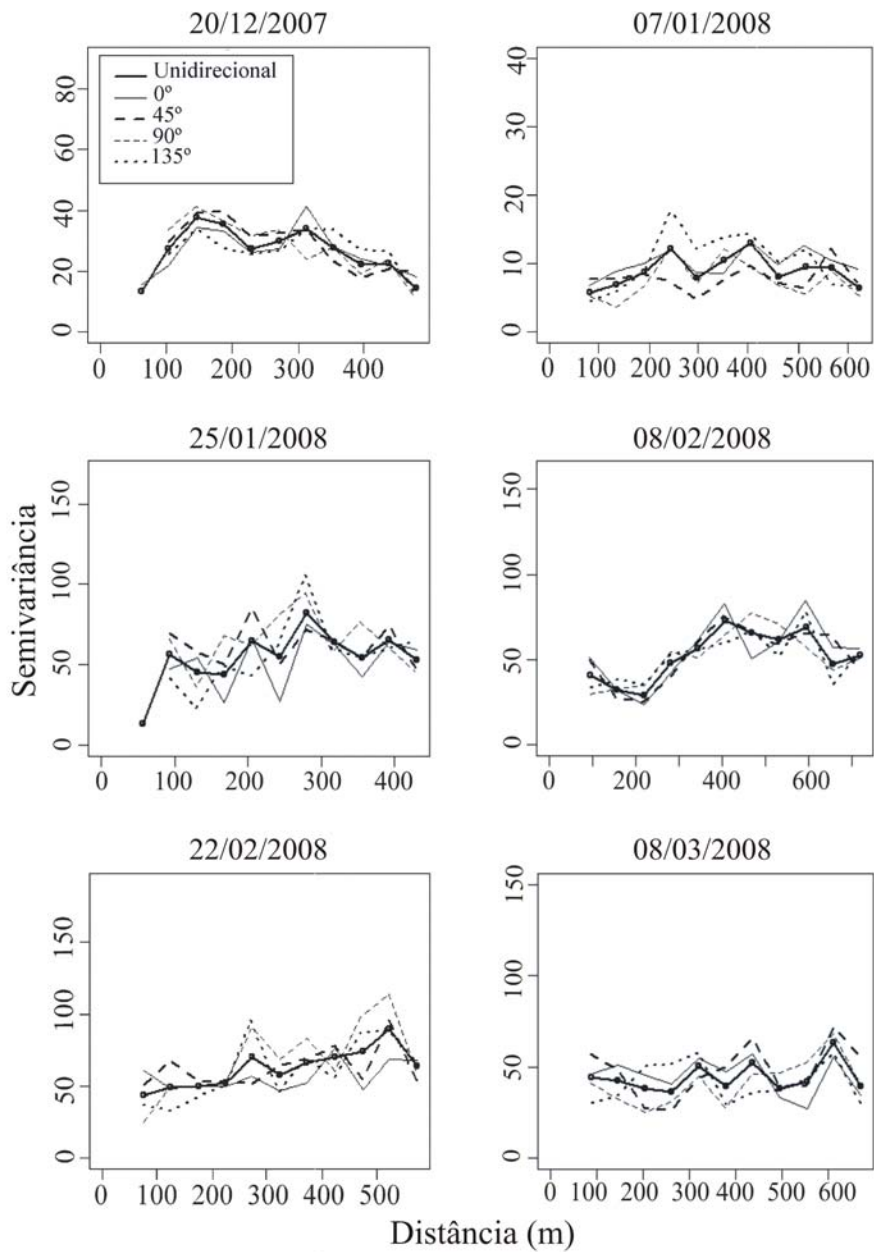


FIGURA 10 Semivariogramas direcionais (0° , 45° , 90° e 135°) e semivariograma unidirecional para a umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no verão.

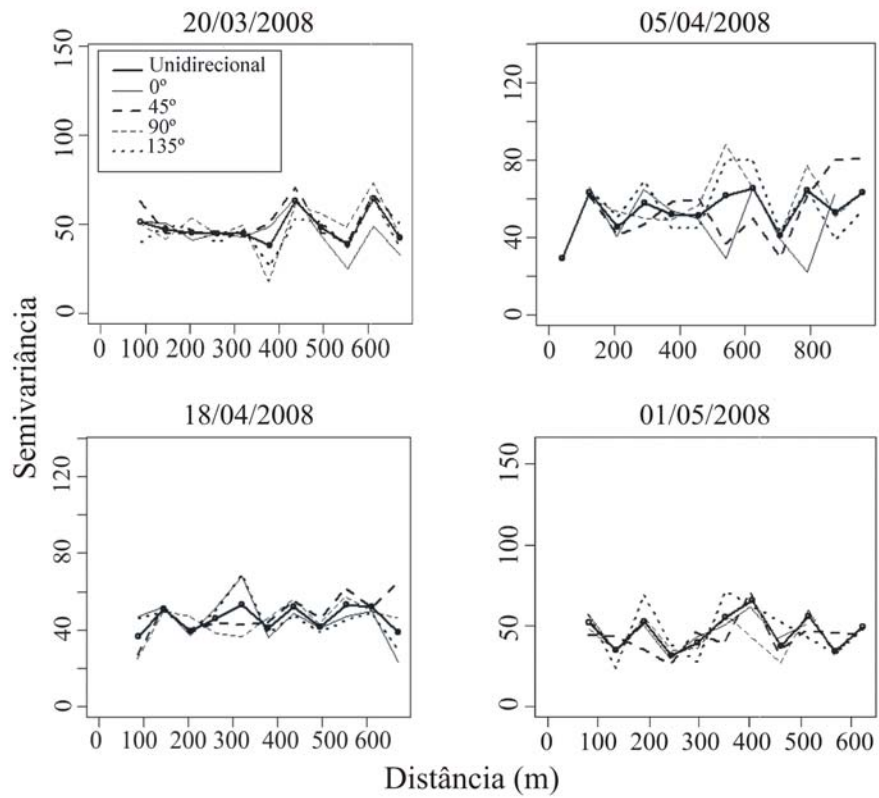


FIGURA 11 Semivariogramas direcionais (0° , 45° , 90° e 135°) e semivariograma unidirecional para a umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no outono.

4 CONCLUSÕES

- 1) Observou-se melhor ajuste do modelo exponencial, pelo método dos mínimos quadrados ponderados, em 59% das situações.
- 2) Verificou-se erro médio do modelo exponencial de 10,60%, tendendo a superestimar, em média, os valores observados na ordem de 2,37%, valores consideravelmente baixos em termos de desempenho de interpoladores espaciais.
- 3) O grau de dependência espacial médio foi de 88%, o que confere forte grau da estrutura de dependência espacial, sendo possível constatar que a aplicação do interpolador geoestatístico produzirá resultados (mapas) de boa qualidade, especialmente não tendenciosos.
- 4) O efeito pepita para a maioria dos eventos foi nulo (15 situações), refletindo que os erros decorrentes de medições apresentaram valores praticamente nulos e levando à conclusão de que o intervalo de amostragem foi suficientemente adequado para detectar a estrutura de continuidade espacial subjacente do fenômeno em estudo.
- 5) Constatou-se que os semivariogramas experimentais direcionais demonstraram uma expressiva similaridade, concluindo desse modo que o modelo isotrópico é suficiente para descrever a estrutura da continuidade espacial da umidade do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Estatística básica**. 5. ed. São Paulo: Saraiva, 2002. 526 p.
- CARVALHO, J. R. P.; VIEIRA, S. R. Teste de Filiben para validar modelos Geoestatísticos aplicados a agroclimatologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, CONBEA, 23., 2004, São Pedro. **Anais...** Campinas: Unicamp, 2004. CD-ROM.
- CRESSIE, N. R. **Statistics for spatial data**. New York: A. Wiley-Interscience, 1993. 900 p.
- DAVID, M. **Geostatistical ore reserve estimation**. Amsterdam: Elsevier, 1997. 205 p.
- ELSEN, E. van den; XIE, Y.; LIU, B.; STOLT, J.; WU, Y.; TROUWBORST, K.; RITZEMA, C. J. Intensive water content and discharge measurement system in a hillslope gully in China. **Catena**, v. 54, p. 93-115, 2003.
- ENTIN, J. K.; ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y.; HOLLINGER, S. E.; LIU, S.; NAMKAI, A. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 865-877, 2000.
- HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Sampling strategies to estimate field areal evapotranspiration fluxes with a soil water balance approach. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 292, n. 1/4, p. 262-280, 2004.
- ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, M. **An introduction to applied geostatistics**. New York: Oxford University, 1989. 600 p.
- JOURNEL, A. G.; HUIJBREGTS, C. J. **Mining geostatistics**. London: Academic, 1978. 600 p.
- JUNQUEIRA JUNIOR, J. A.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R.; PINTO, D. B. F. Continuidade espacial de atributos físico-hídricos do solo em sub-bacia hidrográfica de cabeceira. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 32, p. 914-922, 2008.

LIN, H. S.; WHEELER, D.; BELLI, J.; WILDING, L. Assessment of soil spatial variability at multiple scales. **Ecological Modelling**, v. 182, n. 3/4, p. 271-290, 2005.

LIU, S. X. Spatial variation of soil moisture in China: geostatistical characterization. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Tokyo, v. 79, p. 555-574, 2001.

MARDIA, K. V.; MARSHALL, R. J. Maximum likelihood models for residual covariance in spatial regression. **Biometrics**, Washington, v. 71, n. 1, p. 135-146, 1984.

MCBRATNEY, A. G.; WEBSTER, A. G. Choosing functions for semi-variograms and fitting them to sampling estimates. **Journal of Soil Science**, Baltimore, v. 37, p. 617-639, 1986.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; MELLO, J. M.; SILVA, A. M. Continuidade espacial de chuvas intensas no estado de Minas Gerais. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 32, n. 2, p. 532-539, 2008.

MELLO, J. M. de. **Geoestatística aplicada ao inventário florestal**. 110 f. Tese (Doutorado em recursos Florestais) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

MELLO, J. M. de; BATISTIA, J. L. F.; RIBEIRO JUNIOR, P. J.; OLIVEIRA, M. S. Ajuste e seleção de modelos espaciais de semivariograma visando à estimativa volumétrica de *Eucalyptus grandis*. **Scientia Florestalis**, v. 1, n. 69, p. 25-37, 2005.

MOHANTY, B. P.; FAMIGLIETTI, J. S.; SKAGGS, T. H. Evolution of soil moisture spatial structure in a mixed vegetation pixel during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 36, n. 12, p. 3675–3686, 2000.

ORTIZ, G. C. **Aplicação de Métodos Geoestatísticos para identificar a magnitude e a estrutura da variabilidade espacial de variáveis físicas do solo**. 2002. 75 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Escola Superior de Agricultura de “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, SP.

PARDO-IGUZQUIZA, E. MLREML a computer program for the inference of spatial covariance parameters by maximum likelihood and restricted maximum likelihood. **Computers & Geosciences**, v. 23, n. 2, p. 153-162, 1997.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: a language and environment for statistical computing**. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2005. Disponível em: <<http://www.R-project.org>>. Acesso em: 10 jan. 2008.

RIBEIRO JUNIOR, P. J.; DIGGLE, P. J. GeoR: a package for geostatistical analysis. **RNEWS**, v. 1, n. 2, p. 15-18, 2001.

VENDRÚSCULO, L. G. **Uso de índice de desempenho e do critério de informação de Akaike para ajuste de modelos de semivariograma**. Campinas: Embrapa, 2003. 4 p. (Comunicado técnico, 58).

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: NOVAES, R. S.; ALVAREZ, V. H.; SCHAESER, C. E. G. R. (Ed.). **Tópicos em Ciências do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. cap. 1, p. 1-54.

VIEIRA, S. R.; DECHEN, S. C. F.; MARIA, I. C. de. Uso de geoestatística no mapeamento de atributos de solo e planta. In: CONGRESSO E FEIRA PARA USUÁRIOS DE GEOPROCESSAMENTO DA AMÉRICA LATINA - GIS BRASIL 98, 4., 1998, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba, 1998. CD-ROM.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic, 1980. p. 319-344.

WESTERN, A. W.; GRAYSON, R. B.; BLÖSCHL, G. Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 205, p. 20-37, 2002.

YOO, C. Sampling of soil moisture fields and related errors: implications to the optimal sampling design. **Advances in Water Resources**, v. 24, n. 5, p. 521-530, 2001.

CAPÍTULO 3

MAPEAMENTO DA UMIDADE DO SOLO NUMA BACIA HIDROGRÁFICA NA SERRA DA MANTIQUEIRA, MINAS GERAIS

RESUMO

ÁVILA, Léo Fernandes. Mapeamento da umidade do solo numa bacia hidrográfica na serra da Mantiqueira, Minas Gerais. **In: _____ Comportamento espacial e temporal da umidade do solo numa bacia hidrográfica na serra da Mantiqueira, Minas Gerais.** 2008, Cap. 3, p.70 – 110. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola, Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.⁵

A caracterização da variabilidade espacial e temporal da umidade do solo é de grande relevância em bacias hidrográficas, sendo indispensável seu conhecimento para o entendimento de muitos processos hidrológicos. Objetivou-se, com este estudo, realizar o mapeamento da umidade do solo, na camada superficial, numa bacia hidrográfica na serra da Mantiqueira, no período de maio de 2007 a maio de 2008, analisando seu comportamento temporal em diferentes cenários de uso do solo. O mapeamento foi feito utilizando-se o interpolador geoestatístico (krigagem), empregando-se modelos de semivariogramas que apresentaram melhor ajuste ao semivariograma experimental, após estudo prévio sobre modelagem de sua continuidade espacial. Para análise do comportamento em diferentes situações de uso do solo, ao longo do tempo, aplicou-se a krigagem por simulação (krigagem em bloco). Observou-se maior déficit hídrico no início da estação de primavera, notadamente na primeira quinzena do mês de outubro, com percentuais em torno de 21% (base volume). A época de maior umidade do solo na bacia foi no último decêndio do mês de dezembro, atingindo percentuais superiores a 40% de umidade do solo. Constatou-se forte influência da Floresta Atlântica no processo de manutenção da umidade do solo, atenuando as variações de armazenamento de água e conferindo um armazenamento hídrico mais eficaz neste ecossistema.

⁵ Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador) e Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA (Co-orientador).

ABSTRACT

ÁVILA, Léo Fernandes. Soil moisture mapping at a watershed of the Mantiqueira Range, Minas Gerais. **In:_____**. **Spatial and temporal soil moisture behavior at a watershed of the Mantiqueira Range, Minas Gerais**. 2008. Chap.3, p.70 – 110. Dissertation (Master Science in Agricultural Engineering, Soil and Water Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras.⁶

The temporal and spatial variability characterization of soil moisture is highly relevant at watersheds for understating of the many hydrological processes. This study aimed to map of soil moisture, on surface soil layer, at a watershed that belongs to Mantiqueira Mountain region, between may/07 and may/08, analyzing its behavior in different land-use situations. The mapping was conducted applying the geostatistical interpolator (kriging), in the basis of the best semi-variogram models adjusted the experimental semi-variograms, after previous evaluation of its spatial continuity. The simulation kriging (block kriging) was applied to study (a long of the time) the behavior of soil moisture on each land-use in the watershed. On the beginning of spring, especially in first October fortnight, it was observed the greatest water deficit, with the soil moisture around 21% (volume base). The season of the greatest soil moisture at watershed was the last ten days of December, with values greater than 40%. It was observed important influence of Atlantic Forest on maintenance of soil moisture, reducing the oscillation on soil water storing and producing more efficient of soil moisture conservation on this ecosystem.

⁶ Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA and Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA.

1 INTRODUÇÃO

O entendimento do comportamento hidrológico requer conhecimento de diversos processos que envolvem o fluxo de água no solo. Esses processos são interdependentes e, na maioria das vezes, ocorrem simultaneamente, em diferentes escalas, no espaço e no tempo. Para estudar o ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica é necessário considerar o balanço hídrico numa determinada camada de controle. Dentro do balanço hídrico, a variabilidade da umidade do solo é fundamental, uma vez que exerce forte influência nos processos hidrológicos, especialmente na geração de deflúvio superficial, na recarga de água subterrânea e na taxa de evapotranspiração. Portanto, a caracterização da variabilidade espacial e temporal da umidade do solo é fundamental em recursos hídricos e conservação do solo, principalmente na simulação dos processos naturais envolvidos numa bacia hidrográfica.

Conforme Grayson et al. (1997), a variabilidade espacial da umidade do solo pode assumir dois padrões, em função da interação de diversos processos naturais. O primeiro ocorre quando a precipitação ultrapassa continuamente a evapotranspiração e o estado de umidade na superfície do solo é controlado, geralmente, pela captação de água pela bacia hidrográfica. Neste caso, regiões de menores altitudes apresentam maior umidade do que as áreas com altitudes elevadas (Henninger et al., 1976; Hawley et al., 1983; Nyberg, 1996; Moore et al., 1998; Meyles et al., 2003). O segundo, no entanto, ocorre quando a evapotranspiração excede continuamente a precipitação, sendo o estado de umidade do solo controlado pelo processo de evapotranspiração, pela capacidade de infiltração e pelo escoamento superficial. O padrão de umidade na superfície do solo, neste caso, é fortemente variável e heterogêneo, e depende, principalmente, da variação espacial dos componentes que influenciam o fluxo

de água no solo, como a declividade (Moore et al., 1998; Gomez-Plaza et al., 2001; Qiu et al., 2001), a orientação da vertente (Reid, 1973; Famiglietti et al., 1998; Moore et al., 1998) e o tipo de vegetação existente (Hawley et al., 1983; Mohanty et al., 2000; Qiu et al., 2001). De maneira geral, o padrão espacial da umidade do solo é influenciado pela variação no espaço e no tempo de diversos fatores (Famiglietti et al., 1998), como as características topográficas, as propriedades físico-hídricas do solo, seu uso atual, as condições atmosféricas e o regime pluviométrico.

Diversos estudos foram realizados com o objetivo de caracterizar a variabilidade espacial da umidade do solo em bacias hidrográficas (Crave & Gascuel-Odoux, 1997; Grayson & Western, 1998; Famiglietti et al., 1999), os quais correlacionaram o efeito da umidade inicial do solo na geração do escoamento superficial (Ceballos & Schnabel, 1998; Meyles et al., 2003), constatando-se alta sensibilidade da mesma na simulação hidrológica (Merz & Plate, 1997; Bronstert & Bardossy, 1999; Castillo et al., 2003; Mello et al., 2007).

Nesse contexto, a caracterização da variabilidade espacial e temporal da umidade do solo tem grande relevância em bacias hidrográficas, sendo indispensável seu conhecimento para o entendimento de muitos processos hidrológicos, permitindo conclusões de extrema importância em relação ao regime hidrológico e das possibilidades de utilização dos recursos hídricos.

Diante dos pressupostos, objetiva-se, neste capítulo, o mapeamento espacial da umidade do solo ao longo do tempo, na sua camada superficial, numa bacia hidrográfica da região da serra da Mantiqueira, MG, avaliando os padrões de comportamento da umidade em diferentes usos do solo, inferindo sobre sua influência nas condições hidrológicas gerais da referida bacia.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Caracterização da bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha

2.1.1 Características morfométricas e climáticas

A bacia hidrográfica em estudo apresenta elevadas altitudes, com predomínio de relevo forte ondulado e montanhoso. Na Figura 1 apresentam-se o modelo digital de elevação (MDE) (Figura 1a) e o aspecto geral da bacia hidrográfica (Figura 1b). A face norte possui as maiores cotas, atingindo 1.713 metros, com forte gradiente de variação e com 1.159 metros no exutório (seção de controle) da bacia. O clima local, pela classificação de Köppen, é do tipo Cwb, caracterizado como mesotérmico, de verões brandos e suaves, e estiagem de inverno, com possibilidade de ocorrência de geadas.

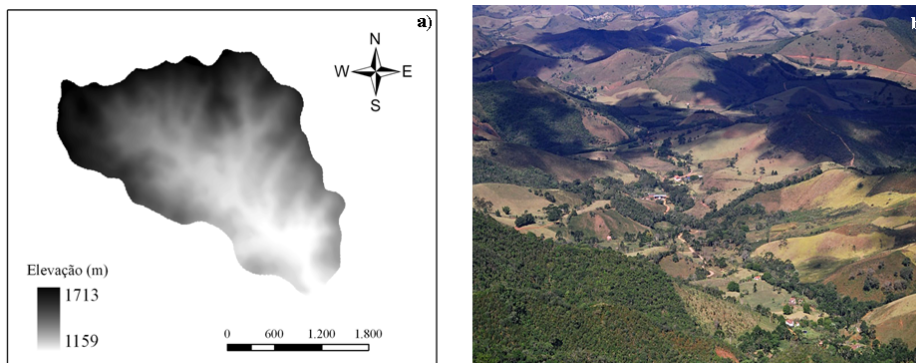


FIGURA 1 Modelo digital de elevação (a) e aspecto geral da bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais (b).

2.1.2 Caracterização pedológica uso atual do solo da bacia hidrográfica

As unidades pedológicas da bacia hidrográfica, de acordo com Menezes (2007), são Neossolos, Gleissolos e Cambissolos. Os Cambissolos estão localizados principalmente nas regiões de maiores altitudes, com predominância

em 92% da área, e os Neossolos e Gleissolos, na porção inferior da bacia (Figura 2). Os Cambissolos são caracterizados, normalmente, pela pequena profundidade do *solum*, baixa capacidade de armazenamento de água e baixa infiltração de água no solo (Almeida & Rezende, 1985; Curi et al., 1994). Entretanto, Araújo (2007) e Menezes (2007) constataram maiores profundidades desses Cambissolos em relação aos demais presentes na bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, conferindo maior capacidade de armazenamento e maior infiltração de água no solo.

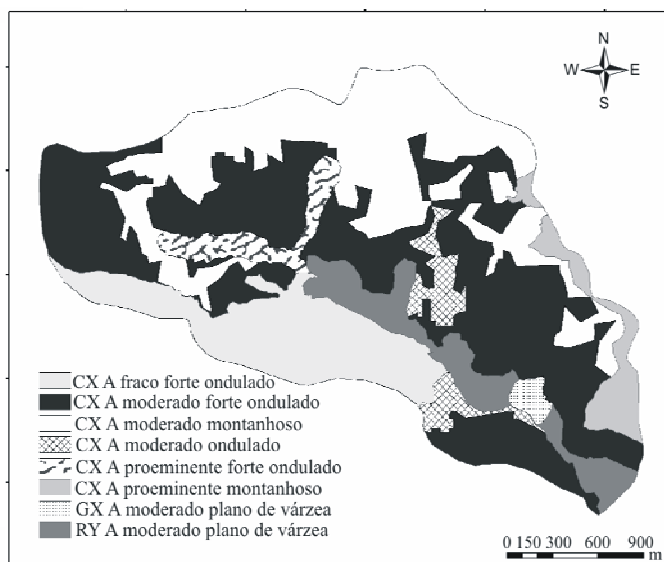


FIGURA 2 Distribuição espacial dos solos, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais (Adaptado de Menezes, 2007).

A distribuição das classes de solos e suas principais expressões geográficas estão apresentadas na Tabela 1.

TABELA 1 Classes de solos na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, e suas respectivas expressões geográficas.

Classes de solo*	Área (ha)	%
CX A fraco relevo forte ondulado	94,2	13,7
CX A moderado relevo forte ondulado	281,4	41,0
CX A moderado relevo montanhoso	183,0	26,6
CX A moderado relevo ondulado	23,0	3,3
CX A proeminente relevo forte ondulado	24,0	3,5
CX A proeminente relevo montanhoso	27,0	3,9
GX A moderado plano de várzea	5,8	0,8
RY A moderado plano de várzea	48,6	7,1
Total	687,0	100,0

(*) CX – Cambissolo Háplico; GX – Gleissolo Háplico; RY – Neossolo Flúvico

A bacia hidrográfica em estudo é constituída, em 41,5% da área, por Mata Atlântica (Figura 3), localizada, principalmente, na face norte. Nesta área, apresenta uma camada espessa de serrapilheira, constatada por Menezes (2007) e Junqueira Júnior (2006), havendo altos teores de matéria orgânica, a qual desempenha considerável importância na minimização dos efeitos de variações de umidade do solo. Constitui-se também de regeneração natural, com estágio médio e avançado de regeneração, pastagem e vegetação de várzea (Figura 3). Na Tabela 2 apresenta-se a distribuição da ocupação das coberturas vegetais existentes, bem como seus respectivos percentuais.

TABELA 2 Uso atual do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.

Uso atual	Área (ha)	Percentual (%)
Mata nativa	284,8	41,5
Regeneração	90,9	13,2
Pastagem	277,8	40,4
Vegetação de várzea	33,5	4,9
Total	687,0	100

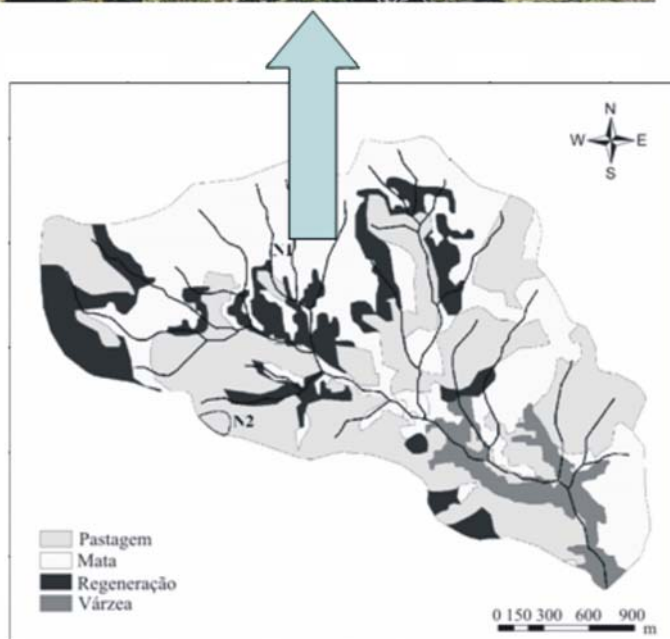


FIGURA 3 Distribuição espacial do uso atual do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, com destaque para a Mata Atlântica (Adaptado de Menezes, 2007).

2.1.3 Atributos físicos-hídricos do solo

Na Figura 4 está representada a variabilidade espacial de alguns atributos que estão diretamente associados à variação do teor de água no solo, auxiliando na interpretação do comportamento espacial da umidade do solo, segundo Junqueira Junior (2006).

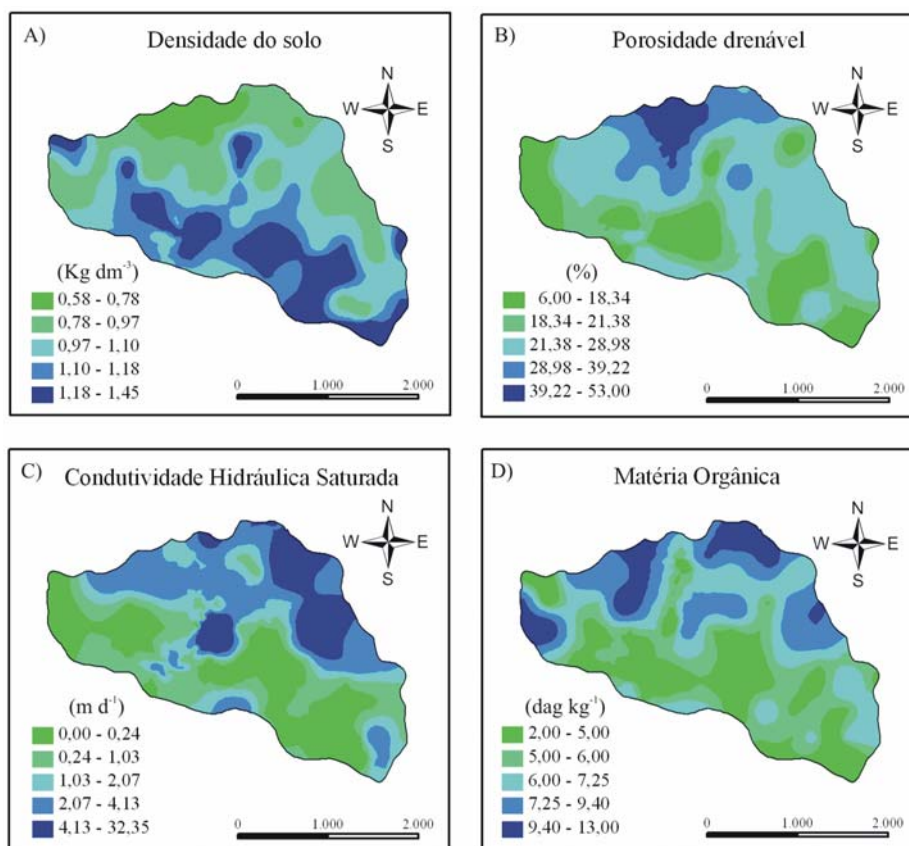


FIGURA 4 Distribuição espacial da densidade do solo, em kg dm⁻³ (a), porosidade drenável, em % (b), condutividade hidráulica, em m dia⁻¹ (c) e matéria orgânica, em dag kg⁻¹ (d) na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais (Adaptado de Junqueira Júnior, 2006).

2.2 Monitoramento climático

Os eventos de precipitação foram monitorados por uma estação climatológica programada para coletar informações em intervalos de 30 minutos (Figura 5). Essas informações foram processadas, determinando as lâminas de precipitação acumuladas ocorridas em cada intervalo de leitura da umidade do solo para proceder ao balanço hídrico da bacia hidrográfica.



FIGURA 5 Estação meteorológica utilizada no monitoramento de variáveis climatológicas na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.

A evapotranspiração de referência (ET_0) foi calculada pelo método Penman-Monteith - Padrão da FAO, proposto por Allen et al. (1998), com base nos dados climáticos fornecidos pela estação climatológica, calculando a ET_0 acumulada (mm) para cada intervalo de leitura de umidade do solo. A ET_0 é considerada a evapotranspiração de uma cultura hipotética que cobre todo o solo, em crescimento ativo, sem restrição hídrica e nutricional (ótimas condições de desenvolvimento), com altura média de 0,12 m, albedo de 0,23 e resistência da superfície (aerodinâmica) de 70 s m^{-1} .

2.3 Armazenamento de água no solo

Calculou-se o armazenamento de água no solo a partir do teor médio de umidade (com base em volume), obtido para cada leitura, para a camada de 0 a 20 cm. Desse modo, o armazenamento de água no solo foi determinado por:

$$A = \theta * Z \quad (1)$$

em que A é o armazenamento de água no solo (mm) na camada de 0 a 20 cm; θ é o teor médio de umidade volumétrica do solo (m^3/m^3) e Z é a profundidade da camada monitorada (mm).

A variação de armazenamento (ΔA) entre os intervalos de leitura de umidade do solo foi determinada pela diferença de armazenamento de água entre a data posterior (t_i) e a data anterior (t_{i-1}), a partir da média espacial gerada pela krigagem em bloco (simulação). Se $\Delta A > 0$, ocorre contribuição para o aumento da quantidade de água na camada e se $\Delta A < 0$, ocorre diminuição da quantidade de água na camada. A variação de armazenamento é expressa por:

$$\Delta A = At_i - At_{i-1} \quad (2)$$

em que At_i corresponde ao armazenamento, em mm, na leitura anterior; At_{i-1} , armazenamento, em mm, na leitura posterior e ΔA a variação de armazenamento de água entre cada intervalo de leitura.

2.4 Mapeamento da umidade do solo

Na fase de geração dos mapas de umidade de solo, utilizou-se o interpolador geoestatístico (krigagem), trabalhando-se com uma extensão do ArcMap, do software ArcGIS 9.1 (Environmental Systems Research Institute - Esri, 2004), fornecendo os parâmetros dos modelos de semivariograma

escolhido, no Capítulo 2, para cada época do ano, os quais apresentaram melhor desempenho para estudos da continuidade espacial da umidade do solo.

2.5 Comportamento da umidade do solo em diferentes situações de seu uso ao longo do tempo

Nesta análise, avaliou-se o padrão da umidade do solo em diferentes condições de uso do solo, aplicando-se a krigagem por simulação, denominada por Journel & Huijbregts (1978) como simulação de bloco condicionada aos pontos amostrados. As subáreas foram estratificadas em função do uso atual do solo (Mata Atlântica, vegetação de várzea e pastagem). Dessa forma, para cada subárea, realizaram-se 5.000 simulações, obtendo-se a média espacial e o desvio padrão nas respectivas subáreas. Para a realização da krigagem em bloco, foi utilizado o software R (R Development Core Team, 2006), com o pacote geoR (Ribeiro Júnior & Diggle, 2001; Mello, 2004).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Balanço hídrico do solo no período de análise

Na Figura 6 apresenta-se o comportamento do armazenamento de água (A) na camada superficial do solo (0 a 20 cm) e da variação de armazenamento de água no solo (ΔA). Na Figura 7, observa-se a lâmina de precipitação acumulada entre uma leitura consecutiva e uma imediatamente inferior de umidade (P) e da evapotranspiração de referência (ET_0), todos em mm, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, ao longo do período de monitoramento da umidade do solo.

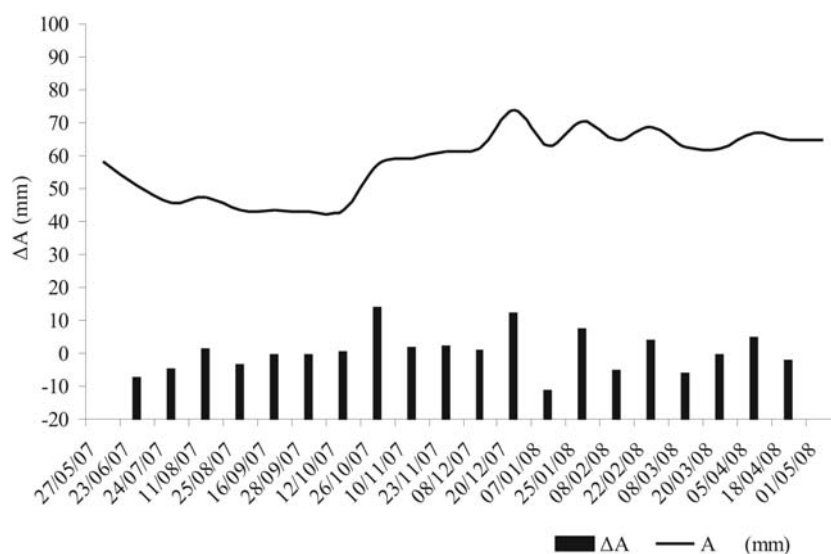


Figura 6 Armazenamento de água no solo (A) e variação do armazenamento (ΔA), em mm, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no período de maio de 2007 a maio de 2008.

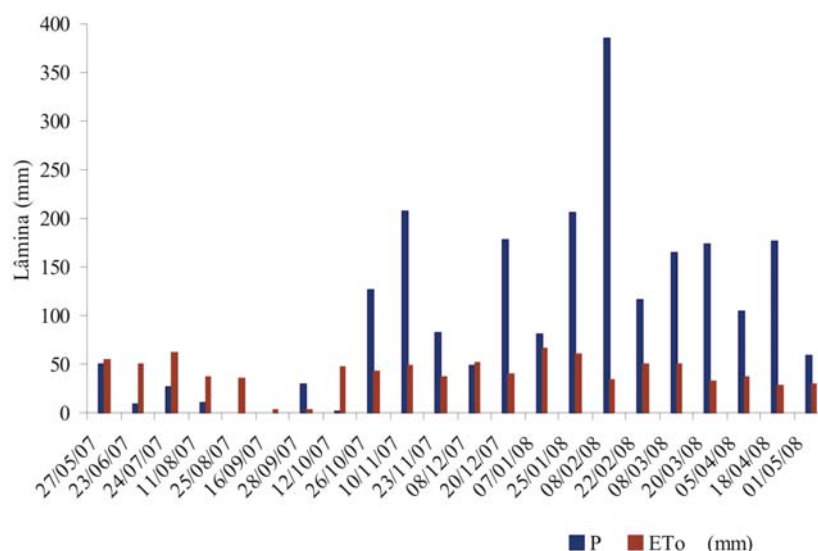


FIGURA 7 Lâmina de precipitação acumulada (P) e evapotranspiração de referência (ET₀), para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no período de maio de 2007 a maio de 2008.

Analisando-se as Figuras 6 e 7, verifica-se variabilidade sazonal importante dos valores de armazenamento de água no solo, definindo-se, assim, a ocorrência de períodos secos e úmidos. No período seco (maio-outubro), houve diminuição gradativa do armazenamento de água de, aproximadamente, 58 para 42 mm, compreendendo o período de estiagem na bacia. Observam-se maiores valores de ET₀ no início deste período, diminuindo a partir de julho, chegando aos menores valores em meados do mês de setembro. Nesse mesmo período (28/09/07), verifica-se uma lâmina de precipitação em torno de 30 mm, não detectando-se, na bacia como um todo, contribuição da mesma no aumento de armazenamento de água no solo. A partir de outubro, nota-se um aumento abrupto do armazenamento de água, a qual está relacionada à infiltração e à redistribuição de água no solo, constatando o início do período chuvoso, que ocorre entre os meses de outubro e abril. No período chuvoso, observa-se que

pequenas alterações do armazenamento de água no solo foram regidas principalmente pela ocorrência de precipitação, não ocorrendo influência significativas da evapotranspiração. Exceção a esse comportamento foi verificada no mês de fevereiro (08/02/08) em que, embora apresente maior lâmina precipitada (386 mm), ocorre diminuição do armazenamento de água no solo. Este fato pode ser atribuído, em parte, à ocorrência de precipitações convectivas, que apresentam alta intensidade e pequenas durações que, associadas a áreas de relevo mais movimentado sem cobertura de Mata Atlântica, proporcionam relevante escoamento superficial direto. Além dessa situação, é possível avaliar também que, como a umidade do solo neste período é elevada, sua capacidade de armazenamento é menor, fazendo com que parte da precipitação ocorrida promova recarga de água subterrânea. Isso pode ser verificado com base no evento de 08/02/08, em que se observa variação negativa do armazenamento de água, ou seja, apesar da precipitação antecedente, não houve aumento de armazenamento de água no solo.

Analisando-se a variação de armazenamento (ΔA), verificam-se valores negativos e positivos, os quais estão condicionados ao balanço entre evapotranspiração (ET_0) e precipitação (P). Em outubro e dezembro, notam-se precipitações superiores à evapotranspiração, resultando em aumento da variação de armazenamento de água. No entanto, em janeiro, observa-se menor valor ΔA . Também foi este o mês em que ocorreu maior ET_0 , tendo sido constatado forte veranico, sem a ocorrência de chuvas nos primeiros 15 dias, provocando importante redução do armazenamento de, aproximadamente, 75 para 62 mm.

A variação negativa do armazenamento pode também ser observada nos dias 08/03 e 18/04, mesmo com a ocorrência de precipitação. Uma das causas desse efeito pode estar nas condições atmosféricas reinantes, produzindo elevadas taxas de evapotranspiração. De acordo com Best et al. (2003), a

magnitude da evapotranspiração normalmente supera de forma significativa a de outros componentes, como recarga, escoamento superficial e variação da umidade do solo. Uma comparação importante, em termos de depleção do armazenamento de água no solo entre o período típico de estiagem (maio – outubro) e um veranico acentuado no mês de janeiro (período úmido), mostra que, na primeira situação, ocorreu redução de 16 mm no armazenamento de 137 dias (de 58 mm, em 27/05 para 42 mm, em 12/10), ou seja, taxa de redução média de 0,116 mm/dia.

No período de veranico entre 1º/01/08 e 15/01/08, observa-se uma redução de 13 mm em 15 dias, correspondendo a uma taxa de redução de 0,867 mm/dia. Esta diferença de redução mostra que a ocorrência de um período de estiagem no meio do período chuvoso provoca maiores impactos na disponibilidade de água no solo para as plantas, devido, principalmente, à elevada demanda atmosférica, com temperaturas muito altas, assim como a radiação solar incidente, com dias muito longos.

3.2 Mapeamento da umidade do solo ao longo do tempo

Nas Figuras de 8 a 11 estão apresentados os mapas de umidade volumétrica do solo, na camada superficial (0 a 20 cm), para as diferentes estações do ano (inverno, primavera, verão, outono), respectivamente. Observa-se que houve, no período de inverno (Figura 8), um declínio do teor de água no solo, de 33% para 21%, devido ao baixo índice pluviométrico. Verifica-se também, nesta mesma estação, predominância dos maiores percentuais de umidade do solo nas regiões de menores altitudes, que podem estar associados à contribuição dos fluxos de água, oriundos das áreas elevadas circundantes da bacia. A face norte, composta por Mata Atlântica, apresenta menor variação dos valores do teor de água no decorrer do período de inverno.

Este comportamento está associado ao ecossistema da Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, o qual apresenta uma camada espessa de serrapilheira, com identificação de baixos valores de densidade do solo ($< 0,60 \text{ kg dm}^{-3}$) e elevadas concentrações de matéria orgânica ($> 9 \text{ dag kg}^{-1}$), de acordo os mapas da Figura 4. Tal desempenho dos atributos de solo exerce papel de redução dos efeitos de variações de umidade do solo. Nessa mesma região, notam-se, no final do mês de maio (transição de outono-inverno), percentuais inferiores de umidade do solo, comparados aos demais usos do solo da bacia. Este menor percentual de água no solo pode ser atribuído à maior taxa de transpiração da mata, uma vez que as respectivas áreas são, na maioria, representadas pela mesma classe de solo (Cambissolo).

É interessante destacar que algumas áreas de pastagem apresentaram valores de umidade ligeiramente superiores durante o inverno. Este comportamento pode ser explicado pelo regime hídrico da região neste período, onde ocorre, com frequência, a influência de sistemas frontais, os quais promovem chuvas de baixa intensidade, conforme se observa na Figura 6. Neste caso, os efeitos de interceptação, provocados pela pastagem, são pouco significativos quando comparados àqueles proporcionados pelas áreas de Mata Atlântica ou mesmo de regeneração, possibilitando maior contato do solo com água da chuva, situação que não se observa nas áreas de mata.

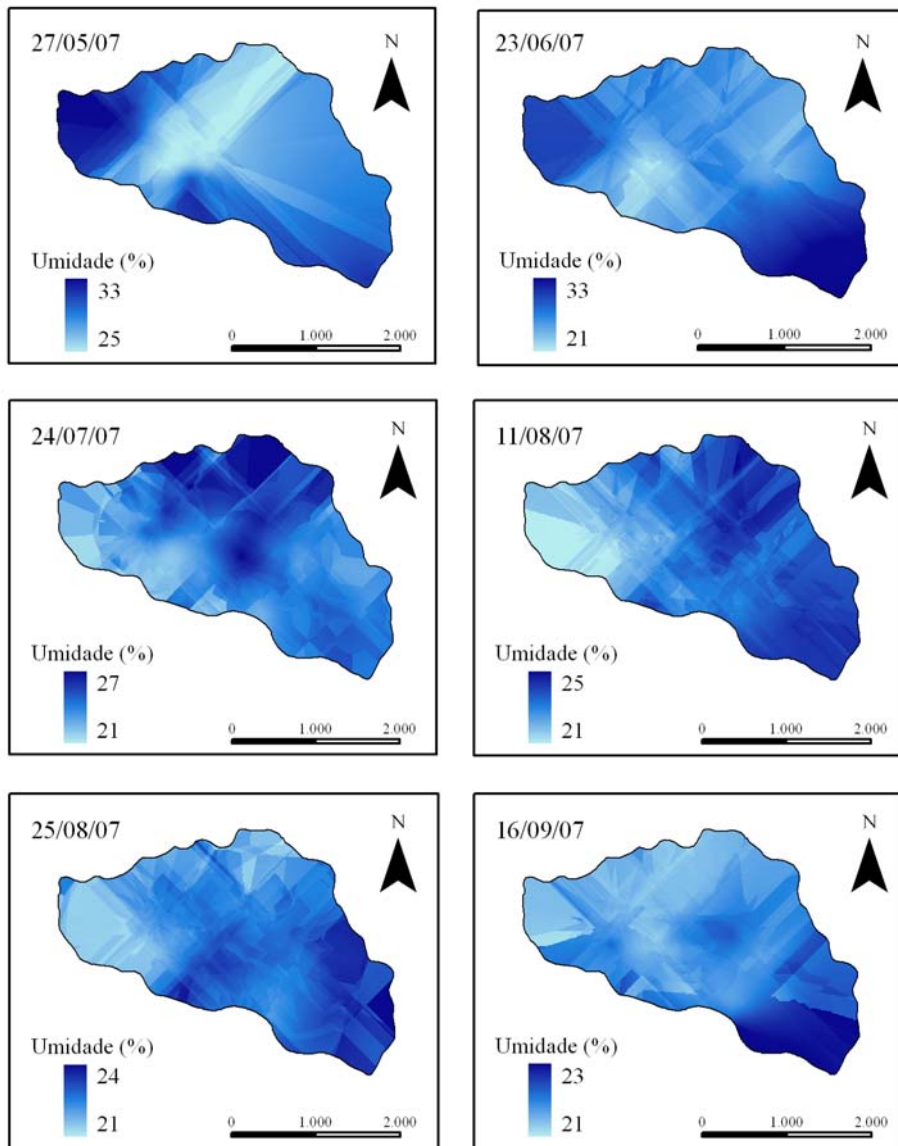


FIGURA 8 Mapas de umidade volumétrica do solo (%) para bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no inverno.

Na primavera (Figura 9), verifica-se aumento do percentual de umidade do solo de 21% a 36%, correspondendo a um período típico de aumento de

umidade do solo, pela ocorrência das primeiras chuvas do ano hidrológico e o solo, especialmente na camada superficial, encontra-se com umidade muito baixa e, conseqüentemente, maior capacidade de armazenamento.

No início da primavera, no primeiro decêndio do mês de outubro, verificam-se os menores índices de umidade em toda a área, em torno de 21%, sendo este o período de maior déficit hídrico na bacia hidrográfica. Na região de cabeceira (noroeste) e de foz (sudeste), verificam-se maiores concentrações do percentual de umidade do solo. A influência das nascentes é o principal fator responsável pelo maior percentual de umidade no noroeste da bacia. No sudeste, no entanto, este percentual pode estar associado à influência de diversos fatores, como a contribuição de água a montante da bacia, a capilaridade provocada pelo lençol freático e ao relevo plano, dentre outros. Na região ocupada por Mata Atlântica, observa-se maior tempo de contato da água com o solo em relação às áreas cobertas por pastagem e regeneração natural. Neste caso, a interação de fatores, como interceptação da precipitação pelo dossel e características do relevo, interfere na dinâmica desse processo, fazendo com que haja um lento processo de infiltração e redistribuição de água no solo.

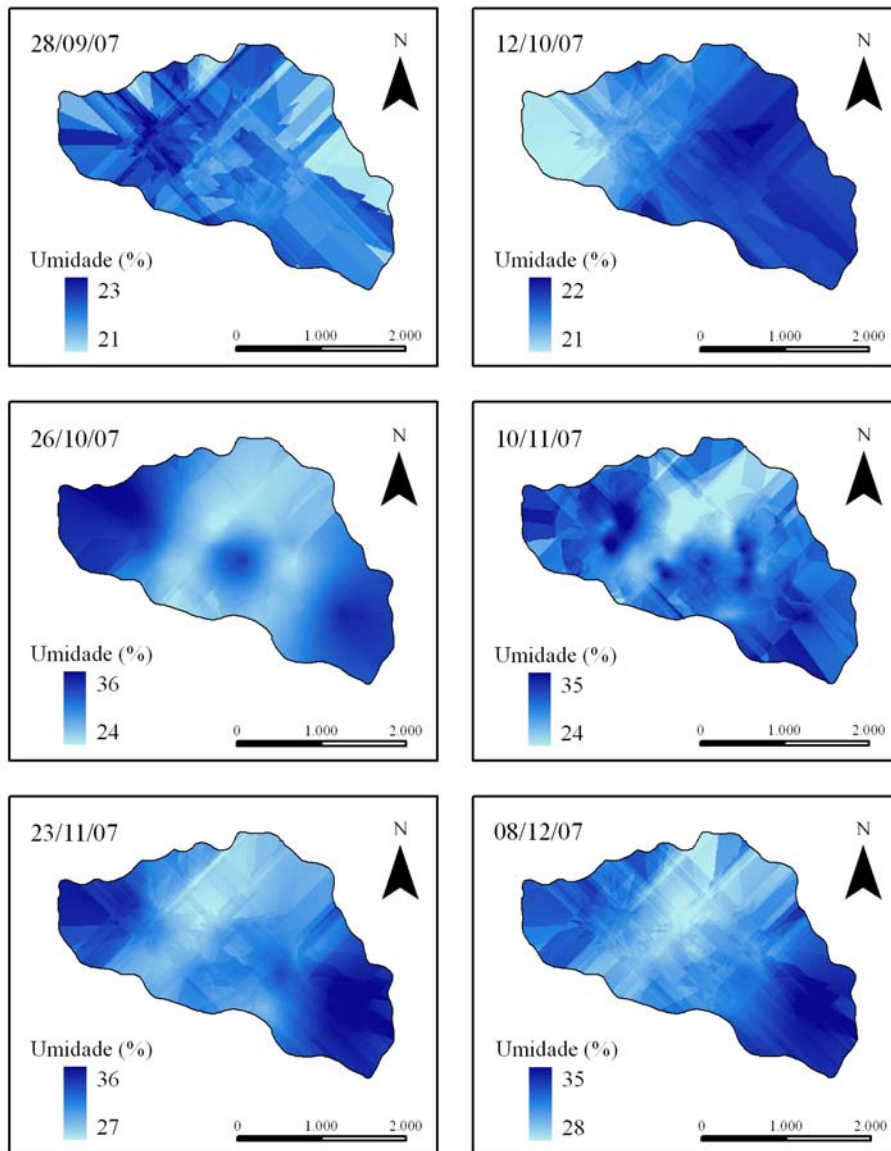


FIGURA 9 Mapas de umidade volumétrica do solo (%) para bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, na primavera.

Durante o verão (Figura 10), verifica-se maior magnitude dos valores de umidade, comparativamente a todo o período monitorado, atingindo índices

superiores a 40%. Constata-se, no último decêndio de dezembro, maior aumento de umidade do solo, na totalidade da bacia hidrográfica. No início de janeiro, a umidade do solo na região de cabeceira apresenta percentual de 27%, crescendo em direção à foz, onde se verificam percentuais de 36%. Em janeiro (último decêndio) e fevereiro (1º decêndio), nota-se maior depleção dos teores de água nas áreas compostas por pastagem (sul da bacia) e por Mata Atlântica. Na Mata Atlântica, está associado ao relevo mais movimentado, facilitando o processo de movimento de água no solo, pela formação de maiores gradientes de potencial gravitacional. Na área coberta por pastagem, certamente, é devido ao maior consumo de água pelas plantas, devido à maior presença de raízes efetivas nesta camada de solo que na área de mata.

Semelhante ao primeiro decêndio de janeiro, verifica-se, em 22/02/08, aumento do percentual de umidade do solo no sentido da região de cabeceira para a foz da bacia, entretanto, com menor percentual de água no topo (de 25%), e, conseqüentemente, maior na região de cotas mais baixas (de 42%), fruto do fluxo de água das regiões de cabeceira para as partes mais baixas da bacia, proporcionado, inclusive, pela maior concentração das chuvas. Ao final do período de verão, constatam-se maiores teores de água na face norte e no sudeste da bacia, ambas constituídas por Mata Atlântica e um menor percentual de água na área coberta por pastagem (face sul).

Diante disso, constata-se que as características da Mata Atlântica propiciam melhor estruturação ao solo, devido ao alto teor de matéria orgânica e maior porosidade (Figura 6), conferindo um armazenamento hídrico mais eficaz neste ecossistema, comparado à pastagem, cujas características fisiográficas não favorecem ao processo de infiltração, promovendo menor retenção de água, visto que ambos possuem a mesma classe de solo (Figura 2). Não se pode deixar de comentar que o relevo é uma variável fundamental no processo de infiltração e redistribuição de água, especialmente para as condições pedológicas da bacia,

ou seja, solos com pequena profundidade efetiva (<1,5 m), conforme discutido anteriormente.

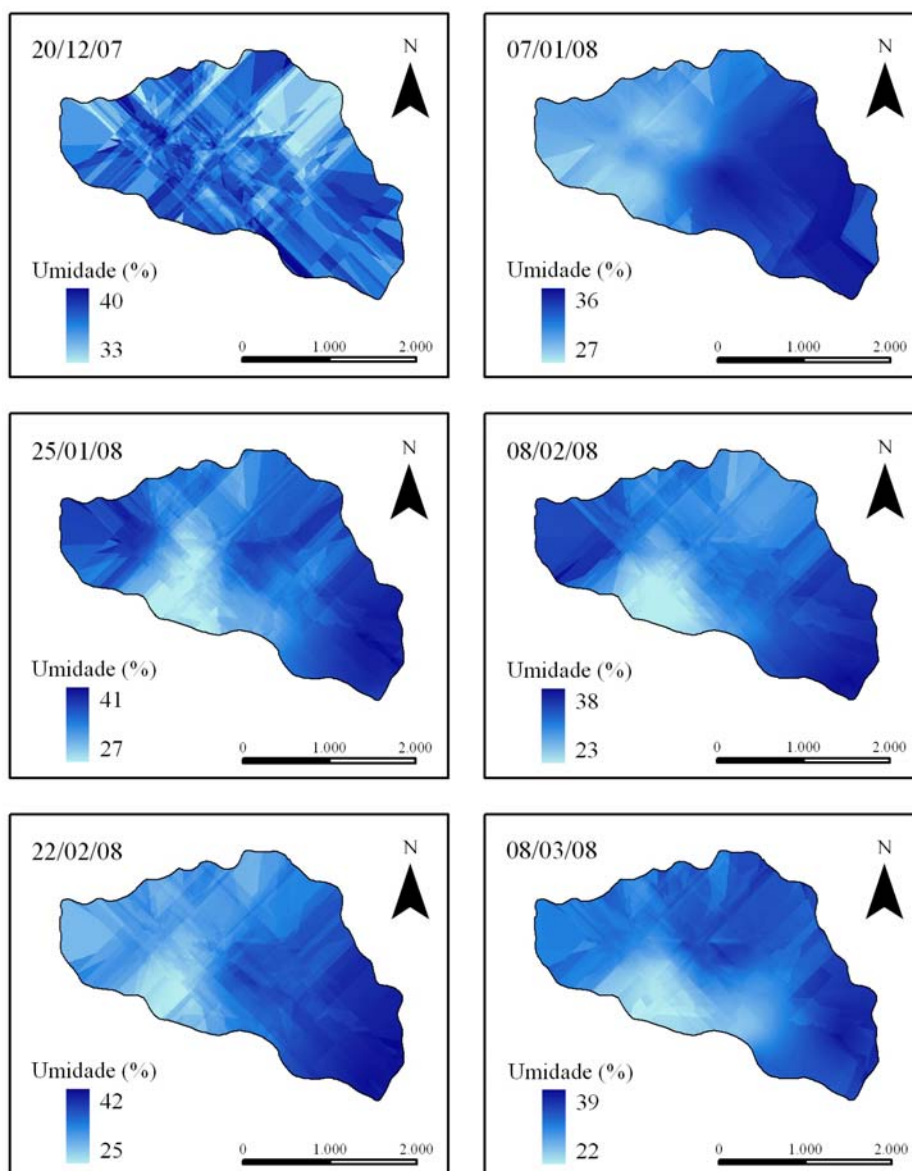


FIGURA 10 Mapas de umidade volumétrica do solo (%) para bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no verão.

Observa-se, por meio da Figura 11, redução dos teores de umidade do solo, principalmente nas áreas de pastagem, devido ao início do período de estiagem. No entanto, nota-se que houve aumento no sudeste da bacia em 05/04/08, alcançando 43%, o qual pode estar relacionado ao fluxo de água do solo (superficial e subsuperficial), oriundos da região de montante da bacia. Em meados do mês de maio (18/04/08), o comportamento foi semelhante ao observado no final do período de verão (maior teor de água na mata, comparável à pastagem), no entanto, o maior percentual de água na Mata Atlântica ocorre onde o relevo apresenta-se menos acentuado (Figura 2).

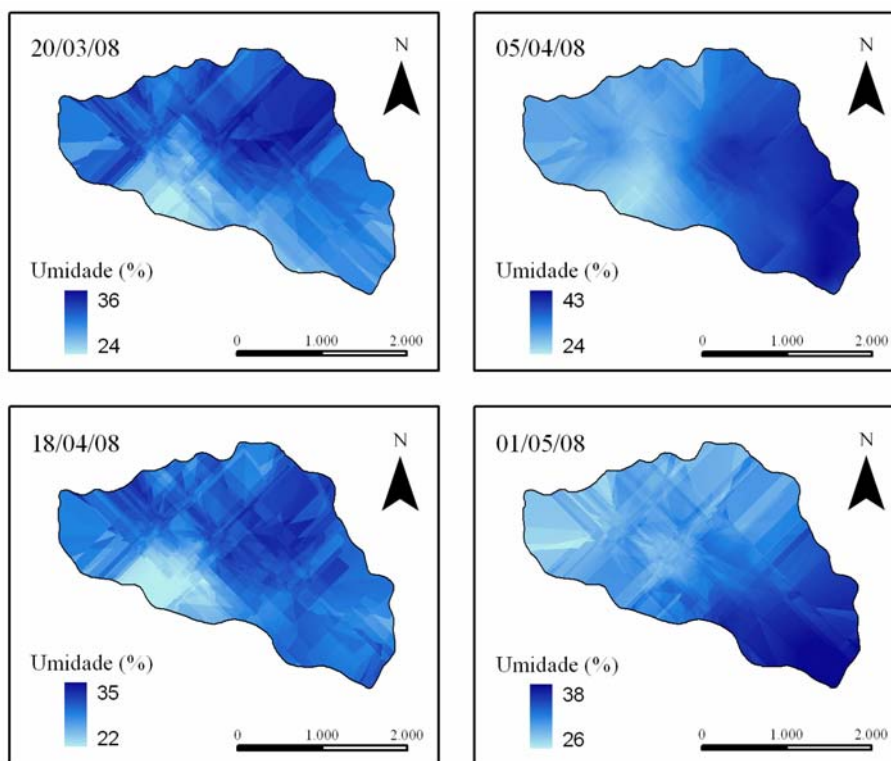


FIGURA 11. Mapas de umidade volumétrica do solo (%) para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, no outono.

3.3 Comportamento da umidade do solo nas diferentes situações de seu uso na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha

Por meio da Figura 12 é possível observar a média espacial da umidade do solo para as áreas compostas por Mata Atlântica, pastagem e área de várzea, ao longo do período monitorado, obtida pela krigagem por simulação. Verifica-se que, para as três subáreas, a distribuição da média espacial, ao longo do período de estiagem, apresenta comportamento aproximadamente semelhante, indicando a existência de estabilidade temporal, especialmente para as subáreas ocupadas por Mata Atlântica e áreas de várzea.

No período de déficit hídrico (maio a outubro), verifica-se redução da média espacial em torno de 6%, para as respectivas áreas. Inicialmente, observa-se maior depleção da curva representada por pastagem, indicando maior perda de água da mesma, comparável à mata e à várzea. Em agosto, nota-se uma redução expressiva da média espacial da mata, atingindo 20%. Esta redução está associada à maior demanda evapotranspirativa nestas áreas. Vários estudos relatam a influência da evapotranspiração das matas na redução do teor de água no solo, como o de Leopoldo et al. (1995), os quais demonstraram que 97% do total precipitado é armazenado temporariamente, não escoando pela superfície e que aproximadamente 70% do total precipitado é, então, evapotranspirado. Zierl et al. (2007) relatam que as matas exercem forte influência no equilíbrio dos ecossistemas hídricos na bacia hidrográfica, principalmente nas estações de estiagem.

Analisando-se o período chuvoso, verifica-se crescimento abrupto das médias espaciais, com comportamento distinto para as áreas estudadas. Nota-se que o tempo necessário de recarga hídrica do solo para a Mata Atlântica é maior que para a vegetação de várzea e pastagem. Este comportamento está condicionado à ação de diversos fatores edafoclimáticos, especialmente no caso desta bacia hidrográfica, expressiva camada de resíduos vegetais (serrapilheira)

e, conseqüentemente, alto teor de matéria orgânica, condicionado às temperaturas mais baixas, com redução importante da atividade biológica do solo.

Comprovadamente, a matéria orgânica é eficiente para manter os agregados do solo, preservando sua porosidade. Nesse sentido, solos sobre florestas apresentam significativa porosidade, especialmente macroporosidade, proporcionada por raízes mortas. Os macroporos, por sua vez, são importantes por facilitar a infiltração e a recarga de água, sendo, então, a capacidade de infiltração normalmente mais expressiva em áreas de florestas (Cheng et al., 2002; Best et al., 2003) do que em pastagem, conforme se observa nos mapas da Figura 4, confrontados com os da Figura 3. Portanto, devido à maior capacidade de infiltração das florestas, haverá maior fluxo de drenagem de água para a camada subsuperficial e, conseqüentemente, maior tempo de permanência da água na camada superficial do solo, exercendo um “efeito tampão” na redistribuição de água. Em seqüência, nota-se que, após recarga hídrica, a média espacial do teor de água sofre consideráveis flutuações.

Constata-se que as amplitudes de variação na área de Mata Atlântica são menores, enquanto a resposta de depleção da umidade é mais lenta do que na vegetação de várzea e de pastagem. Esses fatos mostram a atenuação das variações da umidade no solo, causadas, essencialmente, pelo tipo de cobertura vegetal associada ao clima da região.

No caso das áreas de pastagem, as maiores flutuações estão relacionadas à menor proteção do solo pela cobertura vegetal, produzindo maior escoamento superficial direto em relação à área de mata durante o período chuvoso e também pela maior taxa de evaporação. Além desses aspectos, o manejo do solo ocupado por pastagem tem provocado aumento da densidade do solo pelo pastejo, o qual reflete, principalmente, na camada mais superficial do solo, com redução de macroporos e, por conseqüência, da porosidade drenável, havendo

redução da infiltração. Na vegetação de várzea, observam-se valores ligeiramente superiores da média espacial da umidade do solo, principalmente no período chuvoso, onde ocorrem expressivas variações. A proximidade do lençol freático, o relevo plano e a contribuição de fluxos subsuperficiais (escoamento hortoniano) provenientes das regiões localizadas a montante são os responsáveis pela predominância das maiores médias espaciais da umidade do solo nessa região.

Analisando-se o referido período de veranico de janeiro de 2008, pode-se observar o comportamento da redução da umidade nos três ambientes distintos avaliados. Na área sob Mata Atlântica, observa-se taxa de redução de umidade consideravelmente inferior à dos outros ambientes (pastagem e área de várzea). Nesta situação, a umidade no início de janeiro de 2008 era de aproximadamente 33%, assim como na área de pastagem. No entanto, ao final do veranico (meados de janeiro), a umidade na área sob mata estava em torno de 32%, enquanto na pastagem atingiu 30%. Isso demonstra que o impacto do veranico nas áreas de pastagem é mais agressivo no contexto de perda de água armazenada na camada superficial do solo, revelando a importância das áreas de mata para a manutenção da umidade do solo, especialmente na camada superficial, a qual perde água para a atmosfera, principalmente por evaporação nas áreas de mata. Nas pastagens, a componente de transpiração é mais acentuada, pela maior concentração de raízes efetivas.

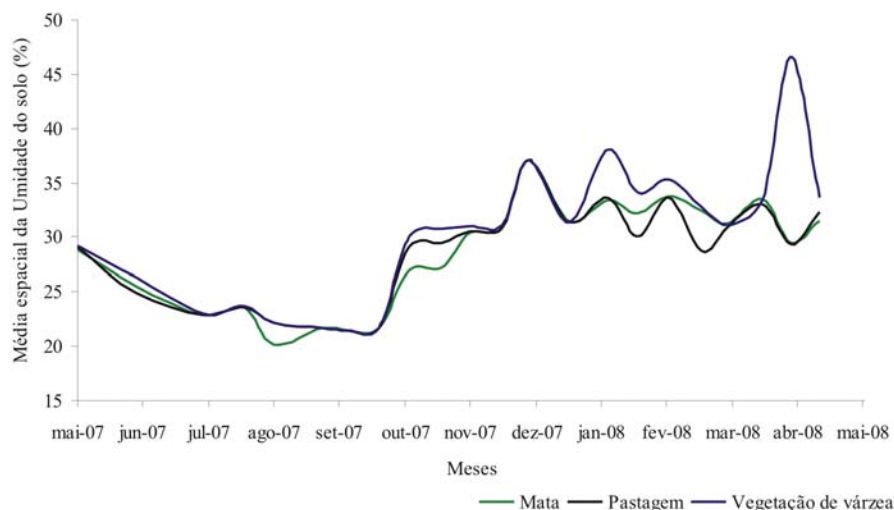


FIGURA 12 Média espacial da umidade do solo, no período de maio 2007 a maio de 2008, para áreas ocupadas por Mata Atlântica, pastagem e vegetação de várzea, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.

Na Figura 13, apresentam-se as médias espaciais e os desvios padrões ao longo do período de monitoramento, obtidos a partir da krigagem por simulação (5000 simulações), para cada subárea representada pelo uso do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha.

Na mesma Figura, verifica-se, com base no comportamento do desvio padrão, que a umidade do solo apresentou alta variabilidade, ou seja, alta dispersão dos valores em torno da média, para os períodos mais úmidos, principalmente a partir de outubro, quando se inicia o período chuvoso. Comparando-se as três vegetações, constata-se que a variabilidade da umidade do solo praticamente não diferiu entre as três vegetações, apesar da pastagem e da área de várzea (Figura 13b e 13c) sempre apresentar em tendência de maior valor do desvio padrão.

O comportamento do desvio padrão no período chuvoso é explicado pelo comportamento dos atributos físico-hídricos do solo que mais influenciam na umidade. Na realidade, na presença de chuvas, ocorrerá o processo de infiltração; este, por sua vez, depende do comportamento da condutividade hidráulica e esta consiste num dos atributos do solo que apresentam maior variabilidade, conforme pode ser observado na Figura 6, transferindo para a umidade parcela de sua variabilidade natural. Como no período seco não ocorrerá processo de infiltração importante, verifica-se redução da variabilidade da umidade. Esses resultados demonstram que há a necessidade de aumentar o número de amostras de umidade do solo durante o período de chuvas, para se que possam reduzir as incertezas associadas ao seu comportamento efetivo e a influência nas características do balanço hídrico.

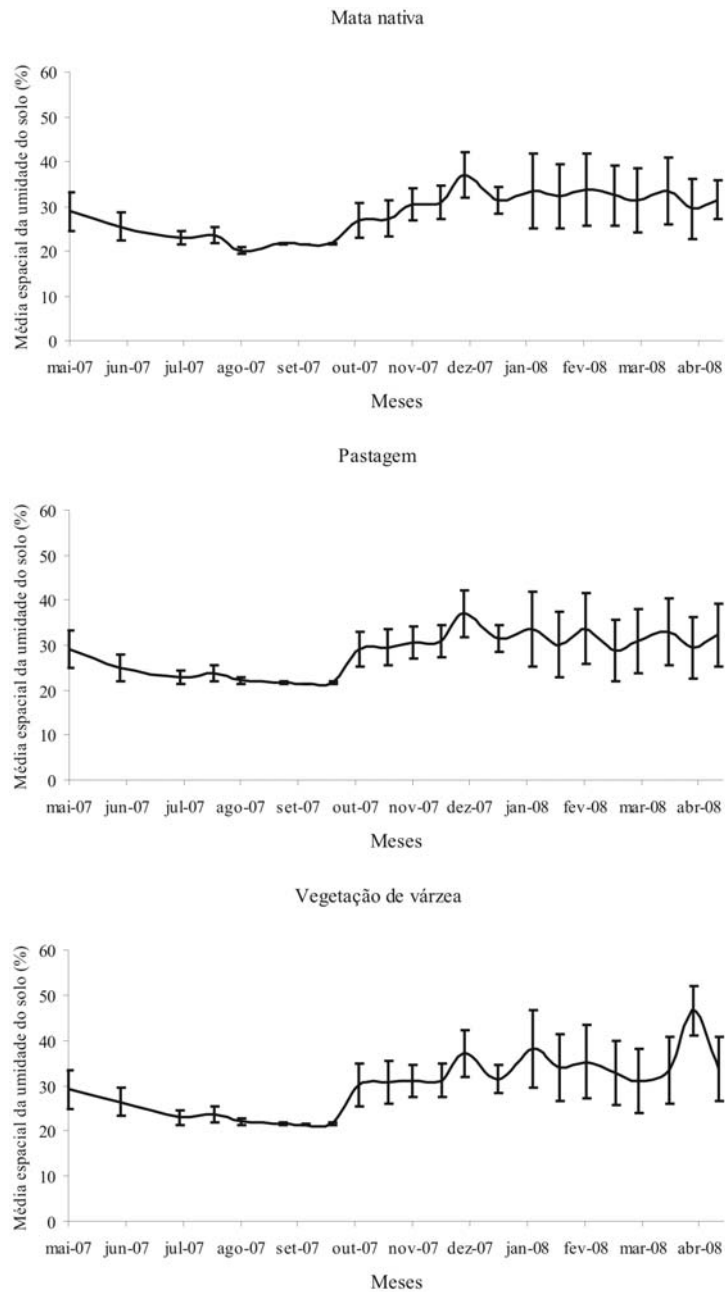


FIGURA 13 Média espacial da umidade do solo (%) e desvio padrão para áreas de vegetação com Mata Atlântica, pastagem e vegetação de várzea, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais.

4 CONCLUSÕES

- 1) Verificou-se variabilidade sazonal importante da umidade do solo, definindo-se o ciclo de ocorrência de períodos secos e úmidos na bacia hidrográfica.
- 2) A época de maior déficit hídrico na bacia hidrográfica foi no início da estação de primavera, especificamente na primeira quinzena do mês de outubro, com percentual de umidade do solo em torno de 21%.
- 3) Observou-se maior magnitude dos valores de umidade do solo na estação de verão, atingindo índices superiores a 40%, constatando-se maior recarga hídrica do solo na totalidade da bacia, no último decêndio do mês de dezembro.
- 4) Constata-se forte influência da Mata Atlântica no processo de recarga e secagem do solo, atenuando as variações de armazenamento de água no solo, devido à existência de expressiva camada de resíduos vegetais (serrapilheira), conferindo armazenamento hídrico no solo mais eficaz nesse ecossistema.
- 5) Observou-se maior variabilidade dos valores de umidade do solo durante o período chuvoso, constatado pela krigagem por simulação, indicando a necessidade de aumento no número de amostras durante este período para a redução da variabilidade e das incertezas associadas a este atributo.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300 p. (Irrigation and drainage paper, 56).

ALMEIDA, J. R.; RESENDE, M. Considerações sobre o manejo de solos rasos desenvolvidos de rochas pelíticas no Estado de Minas Gerais. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v. 11, n. 128, p. 19-26, ago. 1985.

ARAÚJO, A. R. **Solos da bacia do Alto Rio Grande (MG): base para estudos hidrológicos e aptidão agrícola**. 2007. 332 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

BEST, A.; ZHANG, L.; MCMAHOM, T.; WESTERN, A.; VERTESSY, R. **A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flow and climatic variability**. Vienna: CSIRO Land and Water Technical, 2003. 56 p. (Technical report 25/03).

BRONSTERT, A.; BARDOSSY, A. The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 3, p. 505–516, 1999.

CASTILLO, V. M.; GOMEZ-PLAZA, A.; MARTINEZ-MENA, M. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 284, p. 114–130, 2003.

CEBALLOS, A.; SCHNABEL, S. Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura, SW Spain). **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 210, p. 146–160, 1998.

CHENG, J. D.; LIN, L. L.; LU, H. S. Influence of forests on water flows from headwater watersheds in Taiwan. **Forest Ecology and Management**, v. 165, p. 11-28, 2002.

CRAVE, A.; GASCUEL-ODOUX, C. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. **Hydrological Processes**, v. 11, p. 203-210, 1997.

CURI, N.; CHAGAS, C. da S.; GIAROLA, N. F. B. Distinção de ambientes agrícolas e relações solo-pastagens nos Campos da Mantiqueira (MG). In: EVANGELISTA, A. R.; CARVALHO, M. M.; CURI, N. (Ed.).

Desenvolvimento de pastagens na zona fisiográfica Campos das Vertentes MG: reunião de trabalho sobre pastagens nativas e desenvolvimento de pastagens para o gado de leite das zonas dos Campos Vertentes. Lavras: ESAL/Embrapa, 1994. p. 21-43.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS 9:** getting started with ArcGIS. Redlands, 2004. 265 p.

FAMIGLIETTI, J. S.; RUDNICKI, J. W.; RODELL, M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: rattlesnake hill, Texas. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 210, p. 259–281, 1998.

FAMIGLIETTI, J. S.; DEVEREAUX, J. A.; LAYMON, C. A.; TSEGAYE, T.; HOUSER, P. R.; JACKSON, T. J.; GRAHAM, S. T.; RODELL, M.; OEVELEN, P. J. van. Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 35, n. 6, p. 1839-1851, 1999.

GOMEZ-PLAZA, A.; MARTINEZ-MENA, M.; ALBALADEJO, J.; CASTILLO, V. M. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 253, p. 211–226, 2001.

GRAYSON, R. B.; WESTERN, A. W.; CHIEW, H. S.; BLO SCHL, G. Preferred states in spatial soil moisture pattern: local and nonlocal controls. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 33, p. 2897–2908, 1997.

GRAYSON, R. B.; WESTERN, A. W. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 207, p. 68-82, 1998.

HAWLEY, M. E.; JACKSON, T. J.; MCCUEN, R. H. Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 62, p. 179–200, 1983.

HENNINGER, J. L.; PETERSEN, G. W.; ENGMAN, E. T. Surface soil moisture within a watershed-variations, factors influencing, and relationship to

surface runoff. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 40, p. 773–776, 1976.

JOURNEL, A. G.; HUIJBREGTS, C. J. **Mining geostatistics**. London: Academic, 1978. 600 p.

JUNQUEIRA JÚNIOR, J. A. **Escoamento de nascentes associado à variabilidade espacial de atributos físicos e uso do solo em uma bacia hidrográfica de cabeceira do Rio Grande, MG**. 2006. 84 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; VILLA-NOVA, N. A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazônia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management**, v. 73, p. 185-195, 1995.

MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M. Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 4, p. 410–419, 2007.

MELLO, J. M. **Geoestatística aplicada ao inventário florestal**. 2004. 110 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

MENEZES, M. D. **Levantamento de solos em sub-bacia hidrográfica como apoio para avaliação do uso da terra e da potencialidade de recarga de aquíferos**. 2007. 107 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

MERZ, B.; PLATE, E. J. An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 33, p. 2909–2922, 1997.

MEYLES, E.; WILLIAMS, A.; TERNAN, L.; DOWD, J. Runoff generation in relation to soil moisture patterns in a small Dartmoor catchment, Southwest England. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 251–264, 2003.

MOHANTY, B. P.; FAMIGLIETTI, J. S.; SKAGGS, T. H. Evolution of soil moisture spatial structure in a mixed vegetation pixel during the Southern Great

Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 36, p. 3675–3686, 2000.

MOORE, I. D.; BURCH, G. J.; MACKENZIE, D. H. Topographic effects on the distribution of surface water and the location of ephemeral gullies: transaction of the ASAE. **American Society of Agricultural Engineers**, v. 31, p. 1098–1107, 1998.

NYBERG, L. Spatial variability of soil water content in the covered catchment of Gardsjon, Sweden. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 89–103, 1996.

QIU, Y.; FU, B.; WANG, J.; CHEN, L. Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 240, p. 243–263, 2001.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: a language and environment for statistical computing**. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2006.

REID, I. The influence of slope orientation upon the soil moisture regime and its hydrogeomorphological significance. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 19, p. 309–312, 1973.

RIBEIRO JUNIOR, P. J.; DIGGLE, P. P. GeoR: a package for geostatistical analysis. **R-News**, Rockester, v. 1, n. 2, p. 15-18, 2001.

ZIERL, U. B.; BUGMANN, H.; TAGUE, C. L. Water and carbon fluxes of European ecosystems: an evaluation of the ecohydrological model RHESSys. **Hydrological Processes**, v. 21, p. 3328-3339, 2007.

ANEXOS

ANEXO A

TABELA 1A	Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 27/05/07 a 11/08/07.	105
TABELA 2A	Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 25/08/07 a 12/10/07.	106
TABELA 3A	Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 26/10/07 a 08/12/07.	107
TABELA 4A	Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 20/12/07 a 07/01/08.	108
TABELA 5A	Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 22/02/08 a 05/04/08.	109
TABELA 6A	Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER} : desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 18/04/08 a 01/05/08.	110

TABELA 1A Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER}: desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 27/05/07 a 11/08/07.

		27/05/07							23/06/07						
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}		
EXP	OLS	0,00	20,45	157,17	100	0,0497	0,8271	4,23	7,51	133,31	44	0,0052	0,9048		
	WLS	0,00	20,28	154,96	100	0,0493	0,8273	3,98	7,14	84,16	44	0,0010	0,9090		
	ML	0,00	17,73	110,97	100	0,0406	0,8328	6,52	10,18	649,52	36	0,0140	0,8826		
ESF	OLS	6,32	19,91	498,92	68	0,0336	0,8268	3,83	7,26	185,37	47	-0,0021	0,9276		
	WLS	6,12	142,33	491,43	96	0,0340	0,8264	3,75	7,02	164,39	47	-0,0021	0,9210		
	ML	3,51	17,74	319,39	80	0,0355	0,8235	6,48	9,75	974,02	34	0,0140	0,8829		
GAU	OLS	8,00	19,67	227,30	59	0,0317	0,8236	5,53	7,59	268,84	27	0,0102	0,8934		
	WLS	7,66	19,44	217,60	61	0,0321	0,8222	6,04	7,25	266,27	17	0,0059	0,8932		
	ML	7,30	17,97	193,68	59	0,0297	0,8241	25,74	32,47	3,50	21	0,0170	0,8758		
		24/07/07							11/08/07						
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}		
EXP	OLS	0,67	2,68	117,52	75	-0,0003	0,8711	1,86	4,13	445,76	55	0,0083	0,8843		
	WLS	0,73	2,60	110,02	72	-0,0011	0,8711	1,66	4,01	383,36	59	0,0085	0,8842		
	ML	0,00	2,23	53,19	100	-0,0056	0,8676	2,09	3,65	242,44	43	0,0069	0,8876		
ESF	OLS	0,84	2,53	90,00	67	-0,0004	0,8841	0,00	3,65	150,08	100	0,1879	1,0326		
	WLS	0,00	2,54	200,42	100	-0,0011	0,8820	1,81	3,83	805,33	53	0,0124	0,8856		
	ML	0,87	2,23	201,98	61	-0,0070	0,8607	2,34	3,74	810,57	38	0,0098	0,8866		
GAU	OLS	0,00	2,60	98,71	100	-0,0321	0,8843	2,24	3,96	460,94	43	0,0137	0,8869		
	WLS	0,00	2,54	95,45	100	-0,0312	0,8820	2,08	3,85	399,22	46	0,7735	1,2329		
	ML	1,19	2,23	105,60	47	-0,0067	0,8635	2,32	3,72	269,09	38	0,0113	0,8850		

TABELA 2A Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER}: desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 25/08/07 a 12/10/07.

		Data		25/08/07				16/09/07					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}
EXP	OLS	0,38	0,56	150,01	31	-0,0539	0,9282	0,04	0,08	200,00	45	-3,1271	2,5029
	WLS	0,00	0,55	54,07	100	-0,0553	0,9494	0,03	0,07	95,00	63	-3,1313	2,5033
	ML	0,59	0,59	3,19	1	-0,0417	0,9315	0,00	0,07	51,63	100	-0,0071	0,8974
ESF	OLS	0,00	0,54	150,01	100	0,7646	1,3204	0,03	0,07	200,00	63	-4,3110	2,0763
	WLS	0,00	0,54	158,14	100	-0,0432	0,9708	0,03	0,07	200,00	65	-3,1317	2,5034
	ML	0,59	0,59	239,27	0	-0,0417	0,9315	0,03	0,07	195,18	61	-0,0049	0,8963
GAU	OLS	0,08	0,54	80,01	86	-0,0481	0,9834	0,03	0,07	80,02	59	-1,8586	2,8295
	WLS	0,00	0,54	74,92	100	-0,0459	1,0252	0,03	0,07	100,00	55	-3,3005	2,5594
	ML	0,59	0,59	123,31	0	-0,0417	0,9315	0,00	0,07	66,90	100	-0,0164	0,8866
		Data		28/09/07				12/10/07					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}
EXP	OLS	0,00	0,005	59,85	100	-0,0063	0,9551	0,00	0,07	30,84	100	0,0026	0,9236
	WLS	0,00	0,005	46,97	100	-0,0053	0,9433	0,00	0,08	33,19	100	0,0031	0,9238
	ML							0,02	0,07	30,00	71	0,0000	0,9168
ESF	OLS	0,00	0,004	100,06	100	-0,0067	0,9314						
	WLS							0,00	0,08	101,46	100	0,0013	0,9357
	ML							0,02	0,08	20,00	71	0,0000	0,9168
GAU	OLS	0,00	0,005	79,94	100	-0,0206	0,9924	0,02	0,07	30,00	71	0,0009	0,9233
	WLS	0,00	0,005	0,01	44	-0,0017	0,9436	0,00	0,08	49,65	95	0,0011	0,9398
	ML							0,06	0,08	7,79	25	0,0000	0,9168

TABELA 3A Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER}: desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 26/10/07 a 08/12/07.

		Data		26/10/07				10/11/07					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}
EXP	OLS	0,00	30,94	378,31	100	0,0345	0,6705	7,51	24,21	564,34	69	0,0066	0,8540
	WLS	0,00	30,36	358,98	100	0,0339	0,6705	6,32	24,94	503,04	75	0,0067	0,8533
	ML	0,00	0,56	550,00	100	0,0382	0,6715	5,71	14,56	120,00	61	-0,0001	0,8565
ESF	OLS	0,00	27,20	706,18	100	0,1051	0,7218	7,67	19,75	778,80	61	0,0060	0,8535
	WLS	0,00	27,17	701,91	100	0,0283	0,6666	6,64	20,76	769,03	68	0,0064	0,8529
	ML	1,20	26,42	746,18	95	0,0305	0,6615	7,28	14,59	340,00	50	0,0012	0,8496
GAU	OLS	2,85	27,43	344,18	90	0,0257	0,6904	9,42	20,26	414,04	54	0,0086	0,8568
	WLS	2,57	27,36	339,03	91	0,0251	0,6930	9,36	21,40	424,97	56	0,0037	0,9128
	ML	4,86	27,62	370,27	82	0,0278	0,6794	8,77	14,64	179,97	40	0,1132	0,9136
		Data		23/11/07				08/12/07					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}
EXP	OLS	0,00	12,63	62,89	100	0,0074	0,8751	7,96	13,01	152,33	39	0,0027	0,9083
	WLS	0,00	12,70	64,08	100	0,0078	0,8742	10,50	14,27	629,53	26	0,0027	0,9083
	ML	6,54	15,03	134,41	56	0,0115	0,8656	2,38	13,33	50,21	82	-0,0057	0,9018
ESF	OLS	7,65	12,68	304,35	40	0,0087	0,8696	7,44	12,76	241,52	42	0,0010	0,9037
	WLS	7,52	12,75	304,80	41	0,0092	0,8684	4,53	9,90	253,77	54	0,0010	0,9037
	ML	6,46	15,26	344,30	58	0,0164	0,8520	5,25	13,25	157,97	60	-0,0042	0,9022
GAU	OLS	8,19	12,63	138,25	35	0,0099	0,8719	8,39	12,77	123,29	34	0,0014	0,9045
	WLS	8,10	12,71	139,25	36	0,0105	0,8707	11,29	13,70	614,33	18	0,0057	0,9164
	ML	7,65	15,71	180,05	51	0,0200	0,8516	7,59	13,29	89,52	43	-0,0023	0,9024

TABELA 4A Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER}: desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 20/12/07 a 07/01/08.

		20/12/07							07/01/08					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	
EXP	OLS	0,00	29,64	49,63	100	-0,0102	0,8803	0,00	10,08	91,20	100	0,0352	0,8569	
	WLS	0,00	29,85	39,49	100	-0,0090	0,8838	0,00	10,02	88,59	100	0,0342	0,8594	
	ML	17,40	26,05	45,70	33	-0,0024	0,8918	0,11	14,54	200,00	99	0,0568	0,8064	
ESF	OLS	0,00	29,73	144,40	100	-0,0151	0,8726	0,27	9,95	237,43	97	0,0507	0,8385	
	WLS	0,00	30,07	140,66	100	-0,0155	0,8730	0,24	9,92	236,00	98	0,0504	0,8391	
	ML	16,57	25,87	153,20	36	-0,0041	0,8829	0,76	13,47	372,39	94	0,0706	0,7975	
GAU	OLS	0,00	29,89	69,60	100	-0,0299	0,8847	1,50	9,95	115,49	85	0,0513	0,8420	
	WLS	0,00	30,14	67,72	100	-0,0299	0,8847	1,36	9,92	114,09	86	0,0508	0,8432	
	ML	0,00	18,52	84,26	100	-0,0041	0,8822	2,87	14,51	203,56	80	0,0812	0,7724	
		25/01/08							08/02/08					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	
EXP	OLS	24,22	66,03	126,12	63	0,0136	0,8488	13,96	58,34	173,47	76	0,0233	0,8770	
	WLS	24,89	67,82	143,07	63	0,0149	0,8468	11,39	56,69	162,59	80	0,0239	0,8792	
	ML	19,60	75,90	191,35	74	0,0214	0,8417	30,24	56,37	242,73	46	0,0124	0,8596	
ESF	OLS	34,44	65,89	414,44	48	0,0136	0,8487	19,27	57,81	494,93	67	0,0302	0,8707	
	WLS	35,43	67,56	457,79	48	0,0762	0,8810	19,80	56,44	497,09	65	0,0290	0,8694	
	ML	29,72	80,43	634,85	63	0,0204	0,8443	32,63	56,07	641,89	42	0,0151	0,8561	
GAU	OLS	39,22	65,92	205,26	41	0,0141	0,8485	24,94	58,12	251,66	57	0,0331	0,8779	
	WLS	40,54	67,65	231,71	40	0,0141	0,8481	26,60	56,60	255,48	53	0,0292	0,8727	
	ML	37,14	76,29	261,95	51	0,0192	0,8460	36,00	57,25	344,80	37	0,0152	0,8531	

TABELA 5A Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER}: desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 22/02/08 a 05/04/08.

		22/02/08							08/03/08					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	
EXP	OLS	2,79	68,88	103,84	96	0,0136	0,8816	27,29	55,92	223,81	51	0,7189	1,2389	
	WLS	0,00	67,85	97,82	100	0,0130	0,8824	27,38	55,49	218,30	51	0,0044	0,8857	
	ML	44,83	73,07	300,00	39	0,0096	0,8753	36,70	52,67	236,00	30	0,0021	0,8819	
ESF	OLS	33,74	69,34	450,60	51	0,0174	0,8860	30,50	55,10	598,53	45	0,0073	0,8842	
	WLS	34,50	68,30	443,45	49	0,0165	0,8870	31,56	54,73	599,26	42	0,0068	0,8837	
	ML	45,90	74,09	744,72	38	0,0126	0,8721	38,88	52,40	649,26	26	0,0031	0,8804	
GAU	OLS	39,14	69,11	213,26	43	0,0192	0,8893	33,97	55,19	297,08	38	0,0085	0,8828	
	WLS	38,98	68,06	205,87	43	0,0184	0,8898	35,69	54,80	302,45	35	0,0073	0,8818	
	ML	51,97	73,84	426,37	30	0,0104	0,8743	41,08	52,74	356,40	22	0,0037	0,8782	
		20/03/08							05/04/08					
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	
EXP	OLS	24,79	53,15	103,17	53	-0,0074	0,8761	0,00	57,27	50,07	100	-0,0010	0,9043	
	WLS	27,67	52,73	104,22	48	-0,0067	0,8758	47,97	58,28	230,39	18	0,0567	0,8966	
	ML	36,72	50,89	178,43	28	-0,0047	0,8769	53,56	81,66	1062,1	34	-0,0021	0,8513	
ESF	OLS	33,92	53,51	441,01	37	-0,0055	0,8781	0,00	26,99	119,74	100	0,0607	0,9231	
	WLS	38,39	53,01	479,10	28	0,0509	0,8896	49,44	58,08	651,04	15	0,0018	0,8810	
	ML	0,00	49,67	91,87	100	-0,0078	0,8742	0,00	79,72	123,50	100	-0,0011	0,9155	
GAU	OLS	36,67	53,42	210,54	31	0,0614	0,9122	0,00	57,16	52,81	100	0,0002	0,9163	
	WLS	29,58	52,01	91,59	43	-0,0087	0,8858	51,53	58,24	363,86	12	0,1696	0,9473	
	ML	42,60	50,92	335,39	16	-0,0040	0,8816	56,87	78,83	912,95	28	-0,0015	0,8494	

TABELA 6A Parâmetros dos modelos de semivariograma (EP: efeito pepita; PAT: patamar; A: alcance; GD: grau de dependência; ER: erro médio reduzido; S_{ER}: desvio padrão do erro reduzido) ajustados para dados de umidade do solo, para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, para o período de 18/04/08 a 01/05/08.

		18/04/08							01/05/08						
Mod.	Mét.	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}	EP	PAT	ALC	GD	ER	S _{ER}		
EXP	OLS	0,00	45,92	19,40	100	-0,0020	0,9066	36,50	47,83	191,46	24	-0,0114	0,9199		
	WLS	35,93	49,87	119,29	28	-0,0020	0,9066	37,29	48,10	246,13	22	-0,0109	0,9199		
	ML	41,53	49,72	179,12	16	-0,0012	0,9057								
ESF	OLS	40,59	46,67	304,68	13	-0,0012	0,9072	36,37	47,49	457,96	23	-0,0101	0,9230		
	WLS	39,68	50,01	445,33	21	-0,0012	0,9068	36,49	47,3	476,76	23	-0,0100	0,9230		
	ML	42,99	49,56	141,23	13	-0,0008	0,9126								
GAU	OLS	19,38	45,92	32,51	58	-0,0010	0,9072	39,42	47,63	258,61	17	-0,0092	0,9219		
	WLS	41,76	49,99	223,83	16	-0,0011	0,9064	39,46	47,51	276,87	17	-0,0089	0,9216		
	ML	43,34	49,83	301,41	13	-0,0009	0,9045								