

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA

ANDERSON TAKASHI HARA

Estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo em
diferentes escalas espaciais

MARINGÁ
2016

ANDERSON TAKASHI HARA

Estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo em
diferentes escalas espaciais

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia do Departamento de Agronomia, Centro de Ciências Agrárias da Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial de Doutor em Agronomia.

Área de Concentração: Solos e nutrição de plantas.

Orientador Prof. Dr. Antônio Carlos Andrade Gonçalves.

Co-orientador: Prof. Dr. Roberto Rezende.

MARINGÁ

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá, PR, Brasil)

Hara, Anderson Takashi

H254e Estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo em diferentes escalas espaciais / Anderson Takashi Hara -- Maringá, 2016.
109 f. : il., color., figs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Carlos Andrade Gonçalves.

Co-orientador: Prof. Dr. Roberto Rezende.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Agronomia, Programa de Pós-Graduação em Agronomia - Área de Concentração: Solos e nutrição de plantas, 2016.

1. Armazenamento de água no solo. 2. Dimensão fractal. 3. Geostatística. 4. Semivariograma cruzado escalonado. 5. *Urochloa decumbens* I. Gonçalves, Antônio Carlos Andrade, orient. II. Rezende, Roberto, coorient. III. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Agrárias. Departamento de Agronomia. Programa de Pós-Graduação em Agronomia - Área de Concentração - Solos e Nutrição de Plantas. IV. Título.

CDD 21.ed. 631.43

AHS

FOLHA DE APROVAÇÃO

ANDERSON TAKASHI HARA

Estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo em diferentes escalas espaciais

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia do Departamento de Agronomia, Centro de Ciências Agrárias da Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Agronomia pela comissão julgadora composta pelos membros:

COMISSÃO JULGADORA

Prof. Dr. Antônio Carlos Andrade Gonçalves
Universidade Estadual de Maringá (Presidente)

Prof. Dr. Roberto Rezende
Universidade Estadual de Maringá

Prof. Dr. Paulo Sérgio Lourenço de Freitas
Universidade Estadual de Maringá

Prof. Dr. Diogo Francisco Rossoni
Universidade Estadual de Maringá

Pesquisador. Dr. Jonez Fidalski
Instituto Agronômico do Paraná

Exame realizado em: 26 de Julho de 2016

Local de defesa: Anfiteatro 2, Bloco J45, *campus* da Universidade Estadual de Maringá.

AGRADECIMENTOS

À Deus por todas as bênçãos concedidas em toda a minha vida.

À minha mãe Margarida Hara pelo sacrifício realizado, o que tornou possível a minha formação educacional, e pelos seus ensinamentos.

Ao professor Antônio Carlos Andrade Gonçalves que me concedeu a oportunidade de entrar na Pós-Graduação, me orientando desde o mestrado com extremo zelo, permitindo o aperfeiçoamento técnico e pessoal, não medindo esforços no repasse de sua sabedoria com humildade e empatia. Pela oportunidade e apoio concedida no processo de mudança de nível.

Ao professor Roberto Rezende, pelo apoio ao longo do curso do mestrado e doutorado, pelos ensinamentos na área de irrigação, pelos conselhos, pelo apoio na mudança de nível e pela oportunidade em cursar as disciplinas da Pós-graduação na Universidade de Federal de Lavras.

Ao professor Paulo Sérgio Lourenço de Freitas, pelos ensinamentos na área de irrigação.

Ao professor Altair Bertonha, pelos ensinamentos na área de irrigação.

Ao professor Diogo Francisco Rossoni, pelos ensinamentos na área de estatística.

Aos professores e doutores, Antônio Carlos Andrade Gonçalves, Roberto Rezende, José de Deus Viana da Mata (em memória), Marcos Antônio Trintinalha, Aleksandra Gomes Jácome e Raquel Muylaert Locks Guimarães que por meio de seus respectivos trabalhos foi possível a composição do conjunto de dados 2.

Aos professores da Universidade Federal de Lavras pelos ensinamentos prestados.

Aos Amigos Takao, Fernando, Jhonatam, João, Anna pela parceria na execução dos experimentos, cooperação, pela sua disposição e pela amizade.

À Erica Cristina Takamizawa Sato pela sua ajuda e preocupação, referentes aos trâmites legais desta tese.

Aos Professores do curso de Pós-graduação e graduação da Universidade Estadual de Maringá pelos ensinamentos prestados.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudos.

À Universidade Estadual de Maringá e Programa de Pós-graduação em Agronomia.

À população brasileira pelo financiamento das instituições de ensino e pesquisa.

EPÍGRAFE

Nada façais por contenda ou por vanglória,
mas por humildade; cada um considere os outros
superiores a si mesmo.
Não atente cada um para o que é propriamente seu,
mas cada qual também para o que é dos outros.
De sorte que haja em vós o mesmo sentimento que
houve também em Cristo Jesus,
Que, sendo em forma de Deus, não teve por usurpação
ser igual a Deus,
Mas esvaziou-se a si mesmo, tomando a forma de
servo, fazendo-se semelhante aos homens;
E, achado na forma de homem, humilhou-se a si
mesmo, sendo obediente até à morte, e morte de cruz.
Por isso, também Deus o exaltou soberanamente, e lhe
deu um nome que é sobre todo o nome;
Para que ao nome de Jesus se dobre todo o joelho dos
que estão nos céus, e na terra, e debaixo da terra,
E toda a língua confesse que Jesus Cristo é o Senhor,
para glória de Deus Pai.

Filipenses 2. 3-11

Então me invocareis, e ireis, e orareis a mim,
e eu vos ouvirei.
E buscar-me-eis, e me achareis, quando me buscardes
com todo o vosso coração.

Jeremias 29:12-13

BIOGRAFIA

Anderson Takashi Hara, filho de Margarida Hara e Paulo Hiroyasu Hara, nascido em Porto Velho, Estado de Rondônia, no dia 25 de fevereiro de 1987.

Em fevereiro de 2006, ingressou no curso de Agronomia, pela Universidade Estadual de Maringá, no Estado do Paraná. Recebeu o Título de Engenheiro Agrônomo em fevereiro de 2011.

Em março de 2011, iniciou o curso de mestrado no Programa de Pós-graduação em Agronomia, área de concentração solos e nutrição de plantas, na Universidade Estadual de Maringá.

Em agosto de 2012, ingressou no Curso de Doutorado, junto ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia da Universidade Estadual de Maringá.

Estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo em diferentes escalas espaciais

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo avaliar a variabilidade espacial e a estabilidade temporal do armazenamento de água no solo com presença e ausência da cultura em diferentes escalas experimentais. Foram utilizados dois conjuntos de dados. O primeiro conjunto de dados foi obtido em três áreas na área experimental do Centro Técnico de Irrigação no campus experimental da Universidade Estadual de Maringá (UEM), denominadas EM, EI e EME. A EMA foi conduzida no campo, a uma área total de 6 x 24 m, apresentando a cultura de *Urochloa decumbens*. A EI correspondeu a uma área com dimensões de 2 x 3 m, no campo, situada ao lado a área referente à EM, com uma touceira de *Urochloa decumbens* em sua superfície, de modo a ocupar uma parte da área experimental. O trabalho referente à EME foi conduzido em um lisímetro de drenagem. Nos três experimentos foi realizado o monitoramento da umidade do solo por meio da TDR, considerando a camada do solo 0-0,20 m. O segundo conjunto de dados foi obtido a partir de valores de umidade e de armazenamento de água no solo, obtidos na área experimental do Centro Técnico de Irrigação no campus experimental da Universidade Estadual de Maringá (UEM) ao longo de diversos anos e em diversos locais e de GONCALVES et al. (1999). Foram elaborados semivariogramas escalonados, semivariogramas cruzados escalonados e semivariogramas escalonado relativizados e superfície de valores. Os resultados evidenciam que o padrão espacial de armazenamento de água no solo não é afetado pela presença da cultura, ou pela irrigação sendo que existe uma persistência temporal do padrão espacial do mesmo, e não depende da escala de trabalho, sendo em dezenas de metros, metros ou centímetros. A estrutura espacial do armazenamento de água no solo existe e independe da escala trabalhada, apresentando geometria fractal, que pode ser quantificada pela dimensão fractal.

Palavras-chave: armazenamento de água no solo, dimensão fractal, geoestatística, semivariograma cruzado escalonado, *Urochloa decumbens*.

Temporal stability of the spatial pattern of water storage in the soil at different spatial scales

ABSTRACT

This study aimed to evaluate the spatial variability and temporal stability of water storage in the soil with the presence and absence of culture in different experimental scales. Two data sets were used. The first set of data was obtained in three areas in the experimental area of the Irrigation Technical Center in experimental campus of the State University of Maringá (UEM), called EM, EI and EME. The EM was conducted in the field, a total area of 6 x 24 m, with the culture of *Urochloa decumbens*. EI corresponded to an area with dimensions of 2 x 3 m field, located beside the area related to the EM, with a clump of *Urochloa decumbens* on its surface so as to occupy a part of the experimental area. The work related to the EME was conducted in a drainage lysimeter. In three experiments was conducted monitoring of soil moisture by TDR, considering the soil layer 0-0.20 m. The second data set was obtained from humidity values and water storage in the soil, obtained in the experimental area of the Irrigation Technical Center in experimental campus of the State University of Maringá (UEM) over several years and in various locations and GONCALVES et al. (1999). Were prepared semivariograms staggered semivariograms staggered crossed and staggered relativized semivariograms and surface values. The results showed that the spatial pattern of water storage in the soil is not affected by the presence of the culture, or by irrigation and there is a temporal persistence of the spatial pattern of it, and not dependent on the work scale, and in tens of meters, meters or centimeters. The spatial structure of the water storage in soil exists and worked independent of scale, with fractal geometry, which can be quantified by fractal dimension.

Key-words: fractal dimension, geostatistics, staggered cross semivariogram, *Urochloa decumbens*.water storage in the soil.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Estatística descritiva das variáveis H_p e H_i correspondentes a cada cenário de cada padrão de cobertura.....	17
Tabela 2. Estatística descritiva da H_p e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 4, 70 e 138 horas após a ocorrência da H_p do cenário 3.....	56
Tabela 3. Estatística descritiva da H_i e do H_{20} antes da aplicação (AA), 1, 17 e 39 horas após a aplicação da H_i do cenário 4.....	57
Tabela 4. Estatística descritiva da H_i e do H_{20} antes da aplicação (AA), 1, 63 e 87 horas após a aplicação da H_i do cenário 17.....	60
Tabela 5. Estatística descritiva da H_p e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 8, 108 e 134 horas após da ocorrência da H_p do cenário 21.....	61
Tabela 6. Estatística descritiva da H_p e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 43, 120 e 242 horas após da ocorrência da H_p do cenário 23.....	63
Tabela 7. Estatística descritiva da H_i e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 1, 24 e 48 horas após da ocorrência da H_i do cenário 27.....	64
Tabela 8. Estatística descritiva do H_e antes da saturação do solo (AA), 0,5, 45, 62 e 68 horas após da saturação do solo da condição EV.	74
Tabela 9. Estatística descritiva do H_e antes da saturação do solo (AA), 0,5, 46, 71 e 161 horas após da saturação do solo da condição DR.	75
Tabela 10. Estatística descritiva de H_{20} antes da H_p (AA) (A), 24 (B), 186 (C), 240 (D) e 285 (E) horas após a aplicação da precipitação, correspondente ao cenário 4.....	77
Tabela 11. Estatística descritiva do H_{20} antes da In (AA), 2, 24, 122 e 218 horas após a ocorrência da inundação, correspondente ao cenário 8.....	78
Tabela 12. Estatística descritiva do H_{20} antes da In (AA), 10, 82, 465 e 488 horas após da ocorrência da In do cenário SC.....	88
Tabela 13. Estatística descritiva do H_{20} antes da In (AA), 47, 73, 92 e 169 horas após da ocorrência da In do cenário CC.....	89

Tabela 14. Valores dos coeficientes do modelo esférico, dimensão fractal e razão de dependência espacial (RDE) obtidos dos semivariogramas escalonados nos diferentes locais.	94
Tabela 15. Estatística descritiva dos coeficientes do modelo esférico e a dimensão fractal dos semivariogramas, de acordo com os valores obtidos da Tabela 14.	95

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Objetos naturais que apresentam a geometria fractal. Folha de Flamboyant (A), cristais de água (B) e inflorescência da couve flor (C).	12
Figura 2: Padrões de cobertura da CE (A), CM (B) e CU (C) da escala maior.	14
Figura 3. Croqui da área experimental escala maior e a posição que foram instaladas as sondas de TDR para o sistema de amostragem regular e sistema de amostragem aninhada.	16
Figura 4. Croqui da área EI e a posição que foram instalados as sondas de TDR para o sistema de amostragem regular.	20
Figura 5. Área EI sob inundação (A) e �rea EI após a instala�o da cobertura plástica (B)...	21
Figura 6. Croqui da �rea EME e a posi�o que foram instalados as sondas de TDR para o sistema de amostragem regular.....	22
Figura 7. Croqui da �rea EME e padrão de cobertura de aveia CC.....	23
Figura 8. Croqui da área em que foi obtido o dado DL3. Os pontos em círculos são as posi�es que foram procedidos a estimativa da umidade do solo.	26
Figura 9. Processo de satura�o área que foi obtido o dado DL3.	27
Figura 10. Croqui da área que foi obtido o dado DL4. Os pontos em círculos são as posi�es em que foi realizada a estimativa da umidade do solo.....	28
Figura 11. Semivariograma escalonado de todos os momentos avaliados da condi�o CE (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predi�o de 90%.....	39
Figura 12. Semivariograma escalonado de todos os momentos avaliados da condi�o CM (A) (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predi�o de 90%.	40
Figura 13. Semivariograma escalonado de todos os momentos avaliados da condi�o CU (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predi�o de 90%.....	40
Figura 14. Semivariogramas escalonados médios de H_{20} da CE, CM e CU. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predi�o de 90%.	42

Figura 15. Coeficiente de variação (A) e Coeficiente de uniformidade de Christiansen (B) em função do H_{20} e H_c médio.....	44
Figura 16. Semivariograma cruzado escalonado do m -ésimo com n -ésimo período do H_{20} do padrão de cobertura CE (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B) A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	47
Figura 17. Semivariograma cruzado escalonado dos momentos, m -ésimo com o momento n -ésimo do padrão de cobertura CU (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.	48
Figura 18. Semivariograma cruzado escalonado médio do H_{20} de um cenário com o H_{20} dos demais cenários do padrão de cobertura CE. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de predição de 90%.	49
Figura 19. Semivariograma cruzado escalonado médio do H_{20} de um cenário com o H_{20} dos demais cenários do padrão de cobertura CU. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	51
Figura 20. Semivariograma cruzado escalonado de todas os momentos do H_{20} do CE com CM (A), CM com CU (B) e CE com CU (C) e os respectivos semivariogramas cruzados escalonados médios (A'), (B') e (C'). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	53
Figura 21. Superfície de valores da H_p (B) e do H_{20} 0 (A), 1 (C), 70 (D) e 138 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 3.....	56
Figura 22. Superfície de valores da H_i (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 1 (C), 17 (D) e 39 (E) horas após a aplicação da H_i do cenário 4.....	58
Figura 23. Superfície de valores da H_i (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 1 (C), 63 (D) e 87 (E) horas após a aplicação da H_i do cenário 17.....	60
Figura 24. Superfície de valores da H_p (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 8 (C), 108 (D) e 134 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 21.....	62

Figura 25. Superfície de valores da H_p (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 43 (C), 120 (D) e 242 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 23.....	63
Figura 26. Superfície de valores da H_i (B) e do H_{20} antes da aplicação AA (A), 1 (C), 24 (D) e 48 (E) horas após a aplicação da H_i do cenário 27.....	65
Figura 27. Semivariogramas escalonados do H_e ao longo de um processo de secagem do solo do EV e DR (A) e o respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	68
Figura 28. Semivariograma escalonado médio do H_e ao longo de um processo de secagem do solo da CADEF e semivariograma escalonado médio do H_{20} da condição CE, CM e CU da EM. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas pretas referem-se ao intervalo de predição de 90%, considerando a cor preta representando as condições CE, CM e CU e a cor vermelha para a condição CAD.....	70
Figura 29. Semivariogramas cruzados escalonados para H_e nos processos de secagem, com os mecanismos EV e DR (A) e o respectivo semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	71
Figura 30. Semivariogramas cruzado escalonado do H_{20} das condições CE e CU com H_e do CADEF (A) e o respectivo semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	72
Figura 31. Superfície de valores do H_e antes da saturação do solo (AA) (A), 0,5 (B), 45 (C), 62 (D) e 68 (E) horas após da saturação do solo da condição EV.....	75
Figura 32. Superfície de valores do H_e antes da saturação do solo (AA) (A), 0,5 (B), 46 (C), 71 (D) e 161 (E) horas após da saturação do solo da condição DR.....	76
Figura 33. Semivariogramas escalonados de vários períodos analisados da variável H_{20} , após a H_p e após a In ao longo de um processo de secagem do solo (A). Semivariograma escalonado médio considerando todos os dados de H_{20} (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	79

Figura 34. Semivariograma cruzado escalonado do H_{20} de um dia com os subsequentes H_{20} de outros dias, e suas combinações, após Hp e In (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	80
Figura 35. Semivariograma cruzado escalonado do H_{20} do cenário Hp com H_{20} do cenário In , considerando todas as suas combinações (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	81
Figura 36. Superfície de valores do H_{20} antes da Hp (AA) (A), 24 (B), 186 (C), 240 (D) e 285 (E) horas após a aplicação da Hp do cenário 4.....	82
Figura 37. Superfície de valores do H_{20} antes da In (AA), 2, 24, 122 e 218 horas após da ocorrência da In do cenário 8.....	83
Figura 38. Semivariogramas escalonados de vários períodos analisados da variável H_{20} , após a In ao longo de um processo de secagem do solo (A). Semivariograma escalonado médio considerando todos os dados de H_{20} (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	85
Figura 39. Semivariograma cruzado escalonado do H_{20} de um dia com os subsequentes H_{20} de outros dias, e suas combinações, após a In da condição SC (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	86
Figura 40. Semivariogramas cruzado escalonado do H_{20} da condição SC com a condição CC com todas as combinações, após a In (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	87
Figura 41. Superfície de valores do H_{20} antes da In (AA), 10, 82, 465 e 488 horas após da ocorrência da In do cenário SC.....	88

Figura 42. Superfície de valores do H_{20} antes da In (AA), 47, 73, 92 e 169 horas após da ocorrência da In do cenário CC.....	89
Figura 43. Croqui da área experimental, mostrando as regiões referentes às várias séries de dados, obtidas em diferentes momentos, para a composição do conjunto de dados 2.	90
Figura 44. Semivariogramas escalonado médio do H_{20} das áreas EM (A), EI (C), EME (D) e da condição CADEF (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	91
Figura 45. Semivariogramas escalonados médios das variáveis H_{20} , θ e u nas áreas De1 (A), De2 (B), De3 (C), De4 (D), De5 (E) e De6 (F). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	92
Figura 46. Semivariogramas escalonados médios das variáveis θ e u nas áreas DL1 (A), DL2 (B), DL3 (C), DL4 (D), DL5 (E) e DL6(F), DL7 (G), DL8 (H), DL9 (I). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.....	93
Figura 47. Semivariogramas escalonado relativo das variáveis H_{20} , H_e , θ e u considerando o conjunto de dados 2, adotando o valor do alcance do modelo ajustado do semivariograma de referência 1,45 m no processo de relativização. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio da EM e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90% da EM.....	96
Figura 48. Semivariogramas escalonado relativo adotando o valor do alcance do modelo ajustado do semivariograma de referência 1,45 m no processo de relativização, da variável H_{20} das condições de cobertura CE, CM e CU com os valores do coeficiente alcance e dimensão fractal considerando os semivariogramas originais. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90% da condição EM.	97

LISTA DE SÍMBOLOS

H _p	Lâmina de precipitação (mm)
H _i	Lâmina de irrigação (mm)
In	Lâmina de Inundação (mm)
H ₂₀	Armazenamento de água no solo em 20 cm de profundidade (mm)
H _e	Armazenamento de água no solo equivalente (mm)
θ	Umidade do solo em base volumétrica (m ³ m ⁻³)
EM	Escala maior
CE	Cobertura espontânea
CM	Cobertura morta
CU	Cobertura uniforme
EI	Escala intermediária
EME	Escala menor
K _a	Constante dielétrica do meio
CUC	Coefficiente de uniformidade de Christiansen (%)
CADEF-	Condição de amostras deformadas
u	Umidade em base massa (kgkg ⁻¹)
EV	Processo de secagem por evaporação
DR	Processo de secagem por drenagem
SC	Ausência de cobertura no solo
CC	Presença de cobertura no solo
CV	Coefficiente de Variação (%)
SV _e	Semivariograma escalonado
SV _{ce}	Semivariograma cruzado escalonado
SV _{em}	Semivariograma escalonado médio
CD1	Conjunto de dados 1
CD2	Conjunto de dados 2
De	Dados externos
DL	Dados locais

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1	Variabilidade espacial do armazenamento de água no solo	3
2.2	Condutividade hidráulica do solo.....	4
2.3	Raízes e retenção de água no solo	7
2.4	Curva de retenção de água e umidade do solo	8
2.5	Dimensão fractal	11
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
3.1	Análise do conjunto de dados 1 (CD1).....	13
3.1.1	Descrição da área Escala maior (EM).....	14
3.1.2	Descrição da área escala intermediária (EI).....	19
3.1.3	Descrição da área escala menor (EME).....	21
3.2	Análise do conjunto de dados 2 (CD2).....	23
3.2.1	Dados externos (De)	23
3.2.2	Dados locais (DL).....	25
3.3	Análises geoestatísticas	29
3.3.1	Estatística descritiva e análise exploratória.....	29
3.3.2	Elaboração de semivariogramas	29
3.3.3	Estabilidade temporal da estrutura espacial do armazenamento de água no solo	32
3.3.4	Correlação espacial do armazenamento de água no solo entre cenários das áreas EM e EI.....	33
3.3.5	Correlação espacial do armazenamento de água no solo entre os padrões de cobertura CE e CU da EM.....	33
3.3.6	Correlação espacial do armazenamento de água no solo entre H_{20} dos padrões de cobertura CE, CM e CU com H_e da condição CADEF	34
3.3.7	Semivariograma escalonado relativo	35

3.3.8	Semivariograma escalonado médio	36
3.3.9	Superfície de valores.....	36
3.3.10	Dimensão fractal.....	37
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
4.1	Análise do conjunto de dados 1	38
4.1.1	Escala maior (EM).....	38
4.1.2	Condição de amostras deformadas (CADEF).....	65
4.1.3	Escala intermediária.....	76
4.1.4	Escala menor	84
4.2	Análise do conjunto de dados 2	89
5	CONCLUSÕES	98
6	REFERÊNCIAS	100

1 INTRODUÇÃO

A técnica da irrigação tem sido um recurso tecnológico cada vez mais adotado por parte dos agricultores, uma vez que ela contribui para a estabilidade da produção, melhoria da qualidade dos produtos agrícolas e pode proporcionar aumentos no potencial produtivo das culturas.

Devido às vantagens obtidas pela utilização da técnica da irrigação, isso gerou estímulos comerciais para o desenvolvimento tecnológico e científico, sendo que novas tecnologias têm sido incorporadas na irrigação, objetivando a automação do processo, simplificação na operação do sistema, redução de custos de instalação e uniformidade na aplicação da água no solo.

Com esses avanços tecnológicos foi possível alcançar elevados níveis de uniformidade na aplicação de água no solo, e atualmente é consagrada na literatura uma uniformidade mínima aceitável de 80% em projetos de irrigação. A premissa da uniformidade é sustentada no aspecto de proporcionar um abastecimento hídrico à cultura, fornecido pelo armazenamento de água do solo de maneira a maximizar a produtividade.

Contudo, essa premissa seria válida se o armazenamento de água no solo fosse constante em todo domínio em que fosse realizada a aplicação de água no solo. Mas diversos trabalhos de pesquisa têm levantado evidências que apontam que o armazenamento de água no solo é variável no espaço, sendo que os valores ao longo de um domínio seguem uma distribuição estatística estocástica, que é estruturada no espaço, sendo possível a sua descrição pela análise geoestatística.

Portanto, na irrigação, para proporcionar um fornecimento hídrico adequado à cultura, levando em conta o máximo aproveitamento da água utilizada, o padrão de aplicação de água no solo e o padrão de armazenamento de água no solo devem ser abordados concomitantemente.

O movimento de água em meios porosos é um fenômeno natural que pode ser descrito analiticamente, relacionando-se a densidade de fluxo com o gradiente de potencial da água no sistema, tendo-se a habilidade do meio em transportar água como o coeficiente da equação, a qual depende do conteúdo de água do meio. Uma irrigação sem uniformidade na aplicação de água no solo pode impor na área irrigada um gradiente de potencial matricial devido à variabilidade do

umedecimento do solo. Dessa forma, na irrigação desuniforme, com o passar do tempo a água no solo seria redistribuída devido à existência desse gradiente de potencial matricial e conseqüentemente haveria uma homogeneização da umidade do solo ao longo do tempo. Contudo, outros fatores podem interferir no movimento de água no solo, como a continuidade dos poros, condutividade hidráulica do solo e a extração de água imposta pela cultura. Portanto, a redistribuição de água no solo pode ser inexpressiva em determinadas circunstâncias e não promover ganhos na homogeneização da umidade do solo.

As hipóteses do trabalho são: a presença ou ausência da cultura de *Urochloa decumbens* na superfície do solo não promove modificações significativas do padrão espacial de armazenamento de água no solo. O padrão espacial de aplicação de água no solo não promove grandes mudanças no padrão espacial de armazenamento de água no solo nas condições em que a umidade do solo está abaixo da capacidade de campo. Em um processo de secagem do solo, o padrão espacial de armazenamento de água no solo se mantém, alterando somente a escala de valores. O padrão espacial de armazenamento de água no solo nas diferentes umidades do solo abaixo da capacidade de campo não está ligado ao tamanho da área experimental e é definido apenas pelos fatores intrínsecos do solo referentes à adsorção da água, sendo pouco influenciados pela estrutura do solo. A estrutura de dependência espacial do armazenamento de água no solo é presente em diferentes escalas espaciais e pode ser unificado por meio de uma dimensão fractal.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Variabilidade espacial do armazenamento de água no solo

A técnica da irrigação contribui significativamente na produção de alimentos no mundo, sendo um dos principais fatores no estabelecimento e aumento da produtividade das culturas. A agricultura irrigada é a maior usuária de recursos hídricos, por consequência observa-se um aumento da pressão de órgãos públicos sobre os agricultores, no sentido do racionamento e adoção de sistemas mais eficientes de aplicação de água na agricultura (CUNHA et al., 2008).

No manejo da irrigação tem sido considerado o solo como um corpo homogêneo em termos de armazenamento de água (GONÇALVES et al., 2010). Dessa forma, tem sido associado que a eficiência da irrigação está intimamente ligada à uniformidade com que é realizada a aplicação de água no solo e que a uniformidade de aplicação de água no solo afeta a uniformidade da umidade do solo. Segundo REZENDE et al. (2003) é aceito em projetos de irrigação a adoção de um coeficiente de uniformidade de Christiansen (CUC) de 80%.

Contudo, inúmeros trabalhos apontam que o armazenamento de água no solo no campo apresenta variabilidade espacial (GONÇALVES et al., 1999; REZENDE et al., 2002; SALVADOR et al., 2012); GONÇALVES et al. 2010; GUIMARÃES et al. 2015), como também a água disponível (MOHANTY e MOUSLI, 2000; SOUZA et al., 1999) e o padrão espacial do armazenamento de água no solo persiste ao longo do tempo (GONÇALVES et al., 1999; GUIMARÃES et al., 2015; ALBUQUERQUE et al., 2011).

A variabilidade espacial do armazenamento de água no solo é presente em diversas escalas, variando em unidades de metros (BATISTA et al., 2002), dezenas de metros (GONÇALVES et al., 2010; SOUZA et al., 1999), centenas de metros (IQBAL et al., 2005; VIEIRA et al., 2010; ALBUQUERQUE et al., 2011)

Dessa forma, torna-se questionável o estabelecimento de um padrão mínimo de uniformidade na aplicação de água no solo para garantir uma elevada uniformidade no armazenamento, sem levar em conta a variabilidade espacial de armazenamento de água no solo.

2.2 Condutividade hidráulica do solo

O arranjo espacial das fases sólida, líquida e gasosa que existe no solo define a estrutura do solo (ANGERS e CARON, 1998). A condutividade hidráulica do solo apresenta uma relação funcional com a umidade volumétrica do solo (VAN GENUCHTEN, 1980), sendo que esta relação funcional pode ser alterada pela estrutura do solo (ABRISQUETA et al., 2006); pela compactação do solo (NIMMO e AKSTIN, 1988; RICHARD et al., 2001), pela densidade do solo e distribuição do tamanho de partículas (ARYA et al., 1999; WÖSTEN e VAN GENUCHTEN, 1988) como também a matéria orgânica (WÖSTEN e VAN GENUCHTEN, 1988).

A condutividade hidráulica do solo saturado pode apresentar uma relação inversa com o teor de argila (PACHEPSKY e RAWLS, 2003; RAWLS et al., 1982) e densidade do solo (FUENTES et al., 2004; BISWAS e SI, 2009; PANAYIOTOPOULOS et al., 2003) e direta com o teor de silte (BISWAS e SI, 2009).

No solo, ciclos de umedecimento e secamento acontecem periodicamente, e esse fator pode modificar quantitativamente as variáveis físico hidricas do solo. MUBARAK et al. (2009) estudando o efeito do manejo da irrigação sobre os valores de condutividade hidráulica do solo saturado ao longo do tempo, sobre uma área cultivada com milho, constatou que a irrigação, a qual promovia um maior número de ciclos de umedecimento e secamento do solo, acarretava em aumento de valores de condutividade hidráulica do solo saturado ao longo do tempo, em relação ao manejo da irrigação que apresentava uma estabilidade temporal dos valores de umidade do solo. Uma das causas da variabilidade da condutividade hidráulica do solo saturado ao longo do tempo pode ser devido a expansão dos poros dos solos em decorrência do umedecimento do solo (CZARNES et al., 2000; FUENTES et al., 2004), além de propiciar redução da resistência tensil dos agregados e a repelência à água pelo solo (CZARNES et al., 2000).

O experimento realizado por PIRES et al. (2009) em um Nitossolo, avaliando o efeito dos processos de secamento e umedecimento na porosidade do solo, constatando que diversos ciclos desse processo pode promover mudanças no formato dos poros como também alterações das classes de diâmetros dos poros.

O sistema radicular de uma cultura pode promover mudanças nos valores da condutividade hidráulica saturada do solo (MEEK et al., 1992; BARTENS et al., 2008; ALLETTTO et al. 2015). DE ASSIS e LANÇAS (2005) constataram que a condutividade hidráulica do solo saturado em uma área de mata nativa foi maior que 10 vezes em relação de uma área agrícola de plantio convencional para um Nitossolo Vermelho. No entanto, MUDGAL et al. (2010) encontrou uma diferença de 20 vezes de valores de condutividade hidráulica do solo saturado entre a área de mata nativa em relação a uma área de exploração agrícola. IQBAL et al. (2005) estudando a condutividade hidráulica do solo saturado de uma área cultivada com algodão constatou que a condutividade hidráulica média da área experimental da camada superficial foi quatro vezes superior ao horizonte subsuperficial. Os autores justificam que o horizonte superficial apresenta menor densidade do solo e a presença de poros gerados pelas raízes.

Em um solo com presença da cultura, os ciclos de umedecimento e secamento do solo ocorrem em menor dimensão e com maior intensidade e frequência, comparado com um solo com ausência da cultura, uma vez que a componente transpiração reduz a quantidade de água no solo. HAINSWORTH & AYLMOORE (1989) constatou que o processo de transpiração da cultura de rabanete promove a formação de um gradiente de umidade ao redor da rizosfera, reduzindo os valores a medida que se aproxima da raiz. O mesmo autor constatou que a raiz tem taxas de extração de água no solo de modo diferenciado, reduzindo a capacidade de extração a medida que se aproxima da coifa. Portanto a presença da cultura pode potencializar em intensidade e frequência os ciclos de umedecimento e secamento do solo, e conseqüentemente modificar a estrutura do solo (MUBARAK et al., 2009), densidade do solo dos agregados (SEGUEL & HORN, 2006) mudanças da orientação de partículas (PIRES et al., 2009), e por fim, aumentando a condutividade hidráulica do solo saturado (BOUMA, 1982).

O aumento da condutividade hidráulica saturada do solo devido ao sistema radicular da cultura, também pode ser potencializado devido à formação de macroporos no solo por meio da morte de raízes (BEVEN e GERMANN, 1982), pelo aumento da continuidade de poros (SCHOLL et al., 2014). Além disso, as raízes de uma cultura podem promover modificações do diâmetro dos poros que estão adjacentes às raízes, uma vez que as raízes sofrem contração e expansão do

seu diâmetro em função da demanda transpiratória (HUCK et al., 1970). Todas essas modificações impostas pelo sistema radicular interferem diretamente na macroporosidade, a qual apresenta uma relação direta com a condutividade hidráulica saturada (GEBHARDT et al., 2009).

O sistema radicular de uma cultura pode modificar o pH do solo ao redor da rizosfera (GAHOONIA e NIELSEN, 1992), podendo aumentar ou diminuir os valores de pH ao redor da rizosfera de acordo com o pH do solo (YOUSSEF e CHINO, 1989) trazendo mudanças nos valores de condutividade hidráulica em torno dela. Isso se deve ao fato de que o pH é um sinalizador de mudanças de cargas elétricas em óxidos de ferro e alumínio como também na matéria orgânica (LEBRON et al., 1999), afetando a forças de ligação entre as partículas, promovendo mudanças da condutividade hidráulica do solo saturado, como pode ser observado nos trabalhos de (LEBRON et al., 1999) e SUAREZ et al. (1984). Os autores constataram que a condutividade hidráulica do solo saturado apresentou uma relação inversa com os valores de pH.

As mudanças da relação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo são acompanhadas por mudanças na relação do potencial matricial em função da umidade do solo, (VAN GENUCHTEN, 1980; NIMMO e AKSTIN, 1988; RICHARD et al., 2001; GERKE e KUCHENBUCH, 2007; KUMAR et al., 2010). Dessa forma o padrão espacial de armazenamento de água no solo ao longo de um processo de secagem do solo, partindo de uma condição de saturação do solo, pode ser significativamente modificado pelas mudanças da condutividade hidráulica do solo.

A camada do solo abaixo da camada de solo monitorada pode influenciar no padrão de armazenamento de água no solo desta, uma vez que a condutividade hidráulica saturada (FUENTES et al., 2004; GERKE e KUCHENBUCH, 2007; IQBAL et al., 2005; MUDGAL. et al., 2010) e a condutividade hidráulica em função da umidade do solo (KUMAR et al., 2010; AMER, 2012; MAVIMBELA e VAN RENSBURG, 2013) variam com a profundidade do solo.

2.3 Raízes e retenção de água no solo

As raízes das plantas podem mudar a retenção de água no solo uma vez que ela pode modificar a distribuição de poros no solo, aumentando a predominância de poros de menor diâmetro (BODNER et al., 2014). Considerando que cada cultura apresenta uma profundidade efetiva do sistema radicular, cada cultura pode interferir de maneira distinta no padrão de armazenamento de água no solo (RATLIFF et al., 1983).

As raízes de plantas tem um importante papel na agregação do solo, pois estas liberam exsudados (READ e GREGORY, 1997), que modificam os aspectos físicos, químicos e biológicos do solo (BRONICK e LAL, 2005), alterando a estrutura do solo, como também nas propriedades hidráulicas da rizosfera (ZAREBANADKOUKI et al., 2015) e conseqüentemente na retenção de água no solo (MUDGAL et al., 2010).

As agregações do solo modificadas pela presença de raízes acarretam em mudanças nos tamanhos de agregados do solo, que podem interferir na retenção de água no solo, uma vez que esta propriedade do solo pode estar ligada às variações da quantidade de canais capilares. GUBER et al. (2004) relata que houve uma relação inversa da umidade do solo com tamanho de agregados do solo, com base na relação direta do coeficiente alpha da equação de Van Genuchten.

As raízes podem alterar a capacidade de retenção de água no solo, bem como a condutividade hidráulica do solo por meio de alterações da tensão superficial da água pela liberação de exsudados fosfolipídios na rizosfera (READ et al., 2003). O aumento da infiltração de água no solo gerado pela liberação dos exsudados radiculares é devido à elevada aderência das partículas do solo que envolve o sistema radicular quando o solo está com baixo teor de água no solo, promovendo a formação de espaços ao redor das raízes (GHESTEM et al., 2011).

READ et al. (2003) comprovou que a presença de exsudados surfactantes no solo promove a redução da tensão superficial da água no solo, reduzindo os valores de potencial matricial de água no solo dado uma determinada umidade do solo, para valores acima da capacidade de campo. Esses resultados podem ser corroborados por MCCULLY e BOYER, (1997), em que os autores estudaram o efeito dos exsudados na retenção de água no solo ao redor das raízes de milho. Os

autores quantificaram a magnitude de hidratação promovida por estes exsudados, a qual apresenta uma razão de hidratação de até 3000% em relação à sua massa seca. Esse resultado é corroborado por MORADI et al. (2011), os quais constataram que na região da rizosfera, existe um gradiente positivo da umidade do solo em direção às raízes de plântulas de grão de bico, tremoço e milho

Apesar da existência de diversos indícios científicos de que as raízes das plantas podem promover mudanças na retenção de água do solo ao redor das raízes, a significância destas alterações em grandes escalas necessita de mais estudos, uma vez que efeito destas alterações ao redor das raízes não se estende em grandes distâncias, como pode ser observado no trabalho de CARMINATI et al. (2010). O autor constatou que a cultura de tremoço propiciou um aumento da retenção de água ao redor das raízes até uma distância de 2 mm, hipotetizando que a causa seja devido à exsudação de substâncias poliméricas liberadas pelas raízes.

Portanto, a magnitude da mudança da retenção de água no solo devido a liberação de mucilagem pelas raízes, dependerá da densidade radicular na camada do solo a ser considerado. Trabalho de TARDIEU (1988), estudando a cultura do milho, evidencia que a distância entre raízes foi em maior proporção, foi superior a 8 cm. Portanto, provavelmente a mucilagem acarretaria em benefícios em melhorias no fluxo de água do solo para o sistema radicular, do que um aumento da capacidade de retenção de água no solo.

2.4 Curva de retenção de água e umidade do solo

A relação da umidade do solo com um respectivo potencial matricial de água no solo é denominada como curva de retenção de água no solo (REICHERT et al., 2009). A curva de retenção associa a energia de ligação entre a água e o solo para um determinado domínio de valores de umidade.

A retenção de água pelo solo sob elevado potencial matricial tem uma grande relação com a estrutura do solo, no entanto, para potenciais muito pequenos (valores grandes em módulo, porém negativos), a distribuição do tamanho de partículas e a mineralogia do solo se torna mais relevante (REICHERT et al., 2009). Ou seja, para alto potencial, a estrutura do solo influencia a retenção de água no solo por mecanismos associados à capilaridade, e para baixos potenciais,

a distribuição do tamanho de partículas e mineralogia do solo afeta os mecanismos de adsorção de água no solo. No entanto atribuir pesos em cada mecanismo envolvido na retenção de água no solo considerando um determinado potencial de água no solo é um grande desafio.

Na ciência do solo tem sido comumente estabelecido valores de potencial de água no solo a uma determinada umidade do solo concernente à capacidade de campo. No entanto, em algumas situações, esta relação pode não ser verdadeira, uma vez que outros fatores podem alterar a equivalência de valores desta relação (PACHEPSKY e RAWLS, 2003). Portanto, a descrição da variabilidade espacial da umidade na capacidade de campo determinada no campo pode ser diferente da condição estimada por métodos laboratoriais, como pode ser observado no trabalho de NEMES et al. (2011), em que os autores observaram que a umidade do solo na capacidade de campo foi influenciada pela variabilidade de valores do teor de argila.

A curva de retenção obtida em condições laboratoriais pode ser diferente em relação à obtida no campo, como pode ser observado no trabalho de PACHEPSKY e RAWLS (2003), no qual se comprovou que a inferência torna-se cada vez pior à medida que ocorre redução do conteúdo de areia desses solos. É possível que com aumento do teor de silte e argila aumente a participação dos mecanismos de capilaridade na retenção de água, e a camada no solo subsuperficial interfira nas curvas de retenção obtida no campo.

FIÈS et al. (2002) estudou o efeito do aumento da porosidade total obtidos pela mistura de diferentes proporções de partículas de vidro em um solo com 31,6 gKg⁻¹ de argila e em outro solo com 55,9 gKg⁻¹ de argila. Os resultados obtidos pelos autores permitem concluir que o padrão das diversas curvas de retenção obtidas para as diversas condições experimentais, praticamente não mudam. As diferenças entre as curvas de retenção são definidas apenas em termos de escalas de valores, com a redução da retenção de água no solo à medida que foi aumentando a proporção das partículas de vidro. No entanto, no estudo realizado por STOOFF et al. (2010), ao avaliar o efeito da adição de cinzas incorporadas no solo, os autores constataram que para ambas as condições houve um aumento da capacidade de retenção de água no solo em função do potencial matricial, em comparação com

o solo sem adição. Os autores justificam os resultados pelo aumento dos mecanismos capilares do solo proporcionado pela adição das cinzas.

A umidade do solo em função do potencial matricial do solo pode ser modificada pela presença de culturas de cobertura (CALONEGO e ROSOLEM, 2011; SEGUEL et al., 2011), quantidade de areia (FIDALSKI et al., 2013), teores de carbono orgânico (MACHADO et al., 2008), variando de acordo com a profundidade do solo (RUBIO et al., 2008), como também com a estrutura, porosidade e pedoforma, as quais interagem entre si (MESQUITA e MORAES, 2004).

A matéria orgânica pode incrementar a capacidade do solo em reter água como pode ser observado no trabalho de WANG et al. (2013). Os pesquisadores estudaram o efeito das classes texturais e do conteúdo de carbono orgânico na relação funcional da curva de retenção de água no solo com a umidade do solo e constataram que a textura apresenta uma expressiva interferência no padrão da curva de retenção de água no solo e em maior magnitude que o conteúdo de carbono orgânico. No entanto, o carbono orgânico promove o deslocamento de escala das curvas, considerando uma mesma classe textural.

Diversos pesquisadores têm criado funções de pedotransferência para prever os coeficientes da equação de Van Genuchten, utilizando variáveis físicas do solo, como teores de argila, silte, areia e densidade do solo (LIAO et al. 2011; TOMASELLA et al., 2000; TEEPE et al., 2003; RUBIO et al., 2008; VEREECKEN et al., 1989) apresentando excelentes resultados.

Outros trabalhos têm relacionado a umidade do solo em um determinado potencial de água no solo, com diversas variáveis físicas (LIAO et al. 2011; RAWLS et al., 1982; TEEPE et al., 2003) e químicas do solo (BOTHÁ e EISENBERG, 1993; LAMBOOY, 1984). Dentre as variáveis físicas comumente utilizadas são D_s , areia, silte, argila e matéria orgânica e a variável química do solo é a capacidade de troca catiônica. Contudo, essas relações funcionais podem ser aperfeiçoadas como pode ser observado no trabalho de (AL MAJOU et al., 2008). Os autores constataram que a utilização da umidade volumétrica na capacidade de campo obtido no campo, conciliada com a utilização da classificação textural, propiciou melhores resultados para associar a retenção de água em um dado potencial matricial de água no solo, que a utilização de frações

granulométricas, densidade do solo e conteúdo de carbono orgânico. O trabalho de AL MAJOU et al. (2008) evidencia a importância da estrutura do solo como um importante mecanismo de retenção de água no solo, mesmo em potenciais de -1 a -1500KPa.

Muitos trabalhos têm realizado a correlação da textura com a retenção de água no solo, padronizando um determinado potencial matricial de água no solo. No entanto, essa relação é válida quando um elemento da classe textural do solo pode expressar quantitativamente as forças capilares e de adsorção de água no solo. No entanto essa relação nem sempre é válida como pode ser observado no trabalho de (LAMBOOY, 1984). A autora trabalhando com diversos tipos de solo, com uma grande amplitude de classe textural e capacidade de troca catiônica (CTC), constatou que a capacidade de retenção de água no solo nas tensões de -33 KPa e -1500 KPa houve uma melhor correlação com CTC, que com o teor de argila. Resultados semelhantes podem ser observados no trabalho de (BOTHÁ e EISENBERG, 1993).

Apesar da presença da relação funcional de variáveis físicas com a retenção de água no solo em diversos potenciais ou com o ajuste de coeficientes da equação de Van Genuchten, muitas vezes essa relação somente é válida para o solo em que foi realizado o trabalho (REICHERT et al., 2009; TOMASELLA et al., 2000), não sendo possível realizar extrapolações para outros solos que diferem de determinadas características pedogenéticas.

2.5 Dimensão fractal

O termo fractal foi introduzido por Mandelbrot no ano de 1977 (BURROUGH, 1981; PALMER, 1988). Fractais é um nome dado a objetos e formas que apresentam uma complexidade que não podem ser descritas pela geometria euclidiana, com autossimilaridade, em que o grau de irregularidade se mantém o mesmo em todas as escalas (COSTA, 2014). A autossimilaridade significa que se realizar o particionamento do objeto, a parte particionada apresenta similaridade com o objeto íntegro.

Existem várias estruturas encontrados na natureza que apresentam uma geometria fractal, como por exemplo agregados do solo, a inflorescência do brócolis e a folha composta do aspargo.

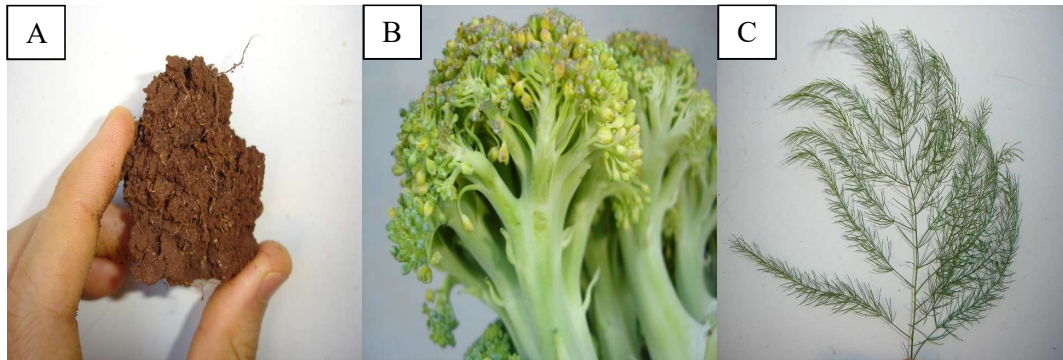


Figura 1. Estruturas que apresentam a geometria fractal. Agregado do solo (A), inflorescência do Brócolis (B) e folha de aspargo (C).

A geometria fractal de um objeto pode ser representada quantitativamente pela dimensão fractal (D), que é independente da escala da geometria da variável (CARVALHO et al., 2004).

A determinação de D pode ser obtida por meio de vários métodos como do variograma (BURROUGH, 1981; COMEGNA et al., 2013; PALMER, 1988); razão área/perímetro (SERAFIM ARAJO et al., 2015); distribuição do tamanho de agregados expresso em massa (CARVALHO et al., 2004), diâmetro de partículas obtidos em uma análise granulométrica (BACCHI e REICHARDT, 1993) entre outros métodos.

A dimensão fractal de um variograma é a codificação da relação funcional $\gamma(h)$ e h de uma análise variográfica em um número. Essa codificação em um número não é influenciada pela escala da variável dependente e independente dessa função. Portanto, pela dimensão fractal obtido por um variograma, podemos comparar a estrutura espacial de diversas variáveis e de mesmas variáveis que apresentam um fator de escala variável, considerando que a mesma variável ou variáveis distintas são partes de uma mesma geometria fractal.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Análise do conjunto de dados 1 (CD1)

Os dados do primeiro conjunto foram provenientes do campo experimental do Centro Técnico de Irrigação (CTI) da Universidade Estadual de Maringá (UEM) em Maringá, cujas coordenadas geográficas do município são 23°25' de latitude sul e 51°57' de longitude oeste, a altitude é de 540 metros acima do nível do mar.

Os dados foram originados de três áreas experimentais denominadas como escala maior (EM), escala intermediária (EI) e escala menor (EME) ao longo dos anos de 2014 e 2015.

O solo presente nas áreas experimentais é classificado como Nitossolo Vermelho distroférico, A moderado, textura argilosa, com 122,6; 120,6 e 756,8 g/kg das frações areia, silte e argila respectivamente (TRINTINALHA, 2005).

Nas três áreas, foi estimada a variável umidade do solo em base volumétrica (θ), utilizando a técnica da TDR (Time Domain Reflectometer, modelo Trase System I 6050X1) (TRINTINALHA, 2001), monitorando a camada do solo de 0,0 a 0,20 m. Para realizar a conversão das leituras de K_a fornecidas pela TDR em valores de θ , foi utilizada uma equação de calibração obtida por (TRINTINALHA, 2005) para o mesmo solo da área experimental. De posse dos valores de θ , a conversão em lâmina armazenada foi obtida utilizando a seguinte equação:

$$H_{20} = \theta \times 200 \quad (1)$$

Em que:

H_{20} é o armazenamento de água no solo (mm);

θ é a umidade do solo em base volumétrica (m^3m^{-3}).

Os valores de umidade do solo na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente do Nitossolo Vermelho distroférico apresentam $0,47 m^3m^{-3}$ (6 KPa) e $0,33 m^3m^{-3}$ (1500 KPa) respectivamente (BLAINSKI, 2007).

3.1.1 Descrição da área Escala maior (EM)

Nesta área foi realizado o estudo da variabilidade espacial de H_{20} considerando três padrões de cobertura do solo na mesma área experimental (EM), denominadas como cobertura espontânea (CE), cobertura morta (CM) e cobertura uniforme (CU) como pode ser observada na Figura 2A, 2B e 2C respectivamente.

A CE é definida pela existência da cultura de *Urochloa decumbens* ocupando toda a superfície da área experimental. Esta se originou por um processo de povoamento espontâneo da *Urochloa* por meio da dispersão de sementes provenientes de plantas que se encontravam próximas à área. O desenvolvimento desse tipo de vegetação iniciou em dezembro de 2012, precedido pelo cultivo da cultura de feijoeiro. O estudo da variabilidade espacial de H_{20} considerando este padrão de cobertura de solo, foi realizado entre os dias 23 de setembro a 29 de outubro de 2014.

A CM foi originada pela dessecação da CE e o estudo da variabilidade espacial de H_{20} , considerando este padrão de cobertura de solo foi realizado entre os dias 20 de janeiro a 11 de fevereiro de 2015. Nesse período não houve a presença de qualquer tipo de vegetação.

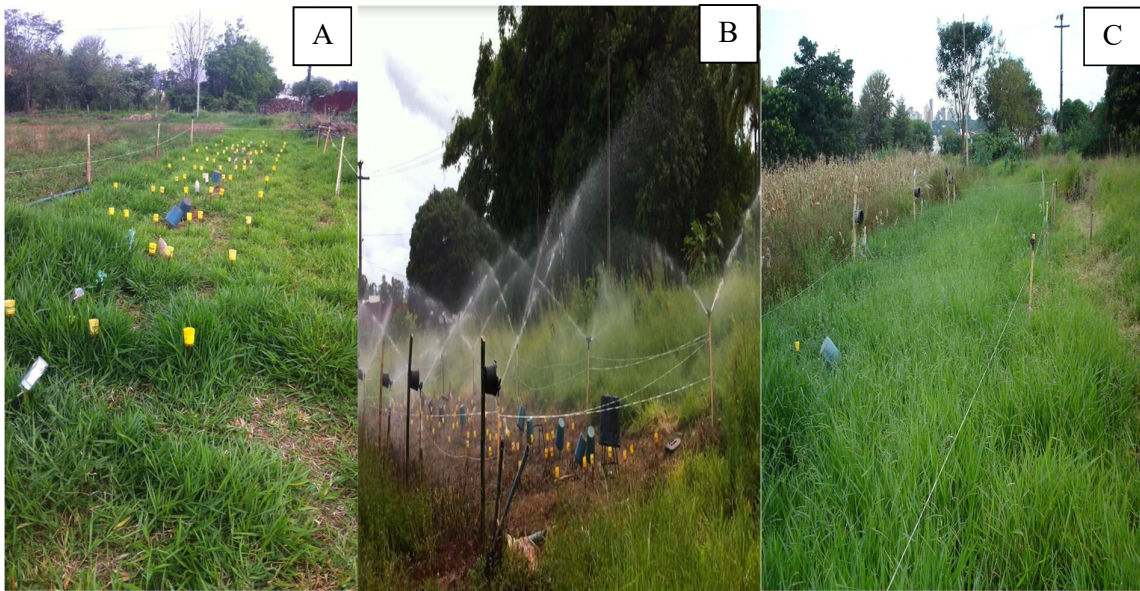


Figura 2: Padrões de cobertura da CE (A), CM (B) e CU (C) da escala maior.

A CU foi obtida pela semeadura manual à lanço da cultura de *Urochloa* no dia 6 de fevereiro de 2015, padronizando a uniformização da dispersão dessas sementes. O aparecimento das primeiras touceiras da cultura de *Urochloa* ocorreu no dia 26 de fevereiro de 2015. O estudo da variabilidade espacial de θ considerando este padrão de cobertura de solo foi realizado entre os dias 10 de maio a 29 de junho de 2015. Neste período, a cultura apresentava pleno desenvolvimento vegetativo, ocupando toda a área experimental.

A delimitação, instalação das sondas de TDR e instalação do sistema de irrigação por aspersão na área experimental EM foi iniciado em 20 de setembro de 2014, demarcando uma área de 6,0 x 24,0 considerando o eixo x e y, respectivamente. O sistema de irrigação, apresentava duas linhas laterais, foi posicionado no sentido longitudinal da área experimental e distanciadas 6 m, uma em relação à outra. Nas duas linhas laterais de 24 metros de comprimento, foram inseridos 5 tubos de elevação em cada linha lateral, com o intuito de possibilitar a instalação de aspersores. Os aspersores foram instalados a uma altura de 1 m e submetidos no momento da irrigação a uma pressão de serviço de 250 KPa.

As sondas de TDR foram instaladas dentro da área experimental, dispostas na área 3,0 x 24,0 m, sendo que o sentido longitudinal da mesma seguia paralelamente as duas linhas laterais de irrigação com 1,5 m de distância.

No total, foram instaladas 136 sondas de TDR para monitorar o armazenamento de água no solo da camada 0-0,20 m. Como critério para a instalação das sondas de TDR, foi adotado dois sistemas de amostragem, no qual, 88 sondas de TDR foram instaladas seguindo um sistema de amostragem com malha regular e 48 foram instalados seguindo um sistema de amostragem aninhada desbalanceada (OLIVER e WEBSTER, 1993), como pode ser observado na Figura 3.

No local em que foi realizada a instalação do sistema de amostragem com malha regular, foi instalada ao lado, uma haste metálica, sustentando na sua extremidade superior, um coletor de água, permitindo obter a lâmina de precipitação (H_p) ou de irrigação (H_i). Este apresentava uma área de coleta de 0,004902 m².

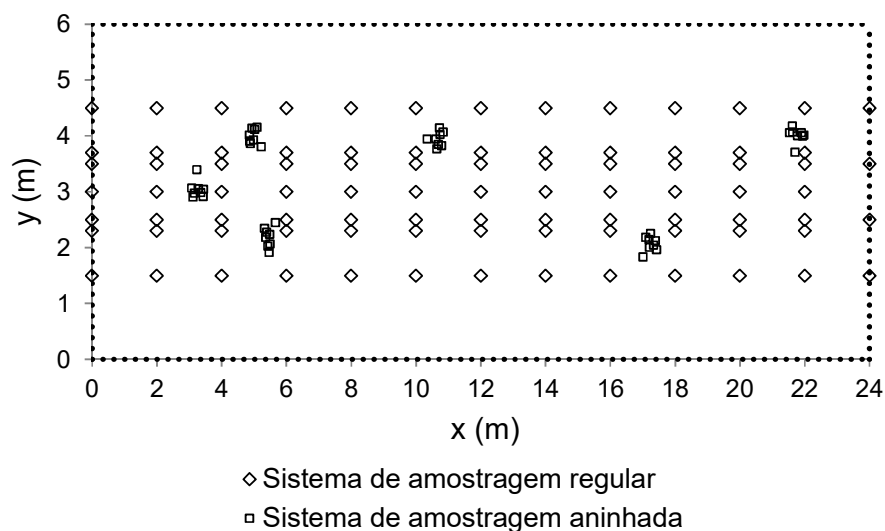


Figura 3. Croqui da área experimental escala maior e a posição que foram instaladas as sondas de TDR para o sistema de amostragem regular e sistema de amostragem aninhada.

Nos três padrões de cobertura do solo, foram realizados o estudo da variabilidade de H_{20} em função da variabilidade espacial da deposição de uma lâmina de irrigação (H_i) e da lâmina de precipitação (H_p), realizando vários ciclos de umedecimento do solo.

O ciclo de umedecimento consiste na medida de H_{20} de todas as posições de amostragens antes da ocorrência da H_i ou H_p , referido como momento inicial (M_0) e posteriormente a coleta de dados de H_{20} em diversos momentos após a ocorrência de H_i ou H_p referidos como M_i , sendo i , o i -ésimo momento avaliado. Considerando os padrões de cobertura de solo CE, CM e CU, foram realizadas 16, 5 e 7 ciclos de umedecimento do solo respectivamente. Cada ciclo de umedecimento do solo realizado apresentava um padrão distinto de H_i ou H_p , denominado como cenário, conferindo uma gama de coeficientes de uniformidade de Christiansen (CUC). A obtenção de diferentes CUC em cada cenário foi assegurada pela variação da disposição dos aspersores na área, e pela H_p de elevada uniformidade.

Os cenários que foram procedidos a irrigação, procurou-se aplicar uma H_i com o intuito de elevar a umidade do solo na capacidade de campo, de acordo com

os valores médios da umidade do solo precedentes à irrigação, permitindo a quantificação da Hi a ser aplicada.

Tabela 1. Estatística descritiva das variáveis Hp e Hi correspondentes a cada cenário de cada padrão de cobertura.

Padrão de cobertura	Cenário	Variável	Média (mm)	CV (%)	CUC (%)
CE	C1	Hp	55,9	3,4	97,6
CE	C2	Hp	8,8	7,6	95,1
CE	C3	Hp	17,5	7,3	95,8
CE	C4	Hi	4,7	35,3	71,3
CE	C5	Hi	4,9	60,9	45,5
CE	C6	Hi	7,5	23,7	80,6
CE	C7	Hi	2,3	52,0	58,8
CE	C8	Hi	4,7	16,3	87,6
CE	C9	Hi	4,7	43,9	68,0
CE	C10	Hi	5,1	18,3	84,6
CE	C11	Hp	8,2	18,5	88,5
CE	C12	Hi	6,5	26,6	78,2
CE	C13	Hi	4,9	15,8	86,9
CE	C14	Hi	3,9	49,5	58,3
CE	C15	Hi	19,1	50,8	57,0
CE	C16	Hi	15,6	25,1	79,1
CM	C17	Hi	10,6	57,7	56,4
CM	C18	Hp	8,9	3,7	97,1
CM	C19	Hp	12,0	2,7	98,0
CM	C20	Hp	49,2	2,4	98,2
CM	C21	Hp	15,2	5,0	95,8
CM	C22	Hp	25,5	6,3	95,6
CU	C23	Hp	38,7	12,3	90,5
CU	C24	Hi	14,8	41,4	66,0
CU	C25	Hi	6,8	56,0	52,3
CU	C26	Hp	8,7	12,0	91,6
CU	C27	Hi	16,0	35,2	70,9
CU	C28	Hi	7,5	19,9	83,9

3.1.1.1 Condição de amostras deformadas (CADEF)

No dia 28 de agosto de 2015 foi realizada a coleta de amostra deformada de solo com volume de 0,06 dm³ da camada 0-0,20 m em cada ponto do sistema de

amostragem regular do padrão de cobertura CU. Este processo teve como propósito de realizar o estudo da variabilidade espacial de armazenamento de água no solo durante o processo de perda de água no solo em condição laboratorial denominado como condição de amostras deformadas CADEF.

A coleta foi realizada três dias após a ocorrência de Hp com intensidade de 30,04 mm. As amostras de cada ponto foram acondicionadas em recipientes plásticos herméticos, sendo estes levados em laboratório e pesados para a determinação da massa de solo úmido existentes em cada recipiente. Posteriormente as amostras foram secas em estufa submetidas a temperatura de 105 °C até à estabilização constante da massa das amostras. Foi obtida a umidade do solo em base massa (u) pela seguinte equação:

$$u = m_a m_{ss}^{-1} \quad (2)$$

Em que:

u ; umidade do solo em base massa (kgkg^{-1});

m_a ; massa de água da amostra (kg);

m_{ss} ; massa de solo seco em estufa (kg).

As amostras de solo seco em estufa, foram trituradas, obtendo terra fina seca em estufa, posteriormente foram separadas 20 g de m_{ss} e acondicionadas em recipientes plásticos com volume de $0,20 \text{ dm}^{-3}$. Em sequência foram adicionadas $0,05 \text{ dm}^{-3}$ de água destilada, no dia 11 de setembro de 2015. Os recipientes plásticos foram posicionados aleatoriamente dentro de uma caixa plástica no laboratório, deixando as amostras secarem por demanda evaporativa.

Quando o valor médio de u dos recipientes plásticos atingiu $0,38 \text{ kgkg}^{-1}$, foram impostos dois processos de secagem do solo, uma por evaporação e outro por drenagem, nomeados como EV e DR respectivamente. Todos os valores de u do EV e DR foram convertidos em uma umidade do solo em base volumétrica equivalente (θ_e), utilizando uma densidade do solo média de $0,9 \text{ Mg m}^{-3}$, que corresponde a condição de terra fina seca ao ar.

No processo EV foi adicionada uma quantidade de água destinada em todos os recipientes plásticos com o intuito de elevar o valor de θ_e próximo a $0,56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, garantindo a saturação do solo. Posteriormente após a adição da água

destilada, foi determinada a umidade do solo, pesando as amostras de cada recipiente periodicamente ao longo de um processo de secagem ao ar livre no laboratório. Em cada pesagem foram posicionados os copos aleatoriamente dentro da caixa plástica. Todo o processo de secagem do solo foi promovido apenas pela demanda atmosférica evaporativa.

No processo DR, logo após a última determinação de u do EV, foi procedida a adição de água destilada em todos recipientes elevando o valor de θ próximo a $0,56 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Posteriormente os copos plásticos foram lacradas com saco plástico com o propósito de evitar perdas de água por evaporação, e em seguida foram inseridos 6 furos no fundo do copo com auxílio de uma agulha de seringa. Cerca de cinco horas depois, foram efetuadas pesagens diárias ao longo do processo de secagem do solo, obtendo-se valores de θ .

Todos os valores de θ_e foram convertidos em armazenamento de água no solo equivalente (He) utilizando a equação 3.

$$He = \theta_e \times 200 \quad (3)$$

Em que:

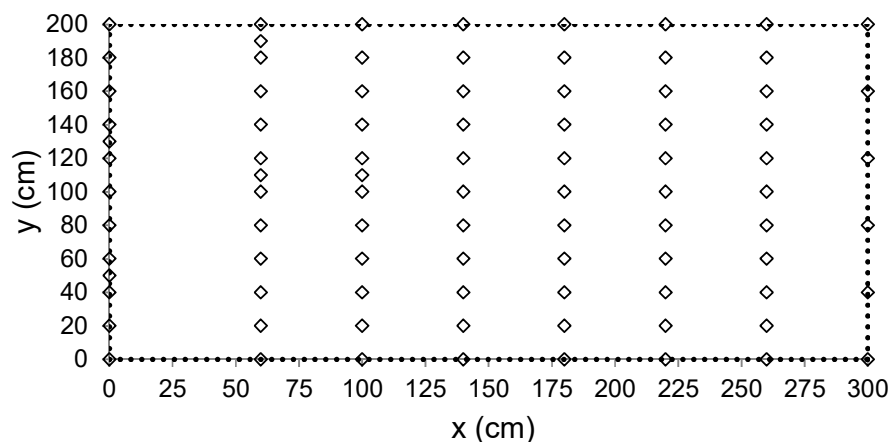
He é o armazenamento de água no solo equivalente (mm);

θ_e é a umidade do solo em base volumétrica equivalente (m^3m^{-3}).

3.1.2 Descrição da área escala intermediária (EI)

Em 26 de fevereiro de 2015 foi delimitada a área EI. Esta área encontrava-se ao lado da área EM. A área EI apresentava uma touceira da cultura de *Urochloa* com diâmetro aproximado de 1,2 m, em que a sua posição central estava localizada na coordenada (225; 100) para o valor de x (cm) e y (cm) respectivamente. O restante da área que não apresentava a cultura de *Urochloa*. Foram eliminadas as plantas invasoras existentes de modo a manter o solo sem qualquer tipo de cobertura.

No dia 2 de março de 2015 foram instaladas 96 sondas de TDR, seguindo o sistema de amostragem em malha regular para monitorar o armazenamento de água no solo da camada 0-0,20 m. Na Figura 4 é apresentado o croqui da área EI e a posição que foram instaladas as sondas de TDR.



◇ Sistema de amostragem regular

Figura 4. Croqui da área EI e a posição que foram instalados as sondas de TDR para o sistema de amostragem regular.

Na área EI entre os dias 3 de março a 27 de abril de 2015, foram realizados 9 ciclos de umedecimento do solo, sendo todos com cenário Hp. No dia 29 de abril de 2015 foi realizado um ciclo de umedecimento do solo, sendo que neste cenário, foi imposto o cenário inundação (In).

No processo de inundação, foi feita a manutenção de uma lâmina de água de 0,10 m na superfície do solo por um período de 4 horas como pode ser observado na Figura 5A. Com o objetivo de cessar o processo de evaporação da água superficial da área EI, como também a transpiração da cultura de Urochloa durante o processo de inundação, foi contruído sobre a área EI uma cobertura, utilizando uma lona plástica transparente, apresentado na Figura 5 B. Esse procedimento metodológico, permitiu-se admitir que a perda de água no solo na camada do solo que é realizado o monitoramento do H_{20} foi gerada apenas pelos mecanismos de drenagem.

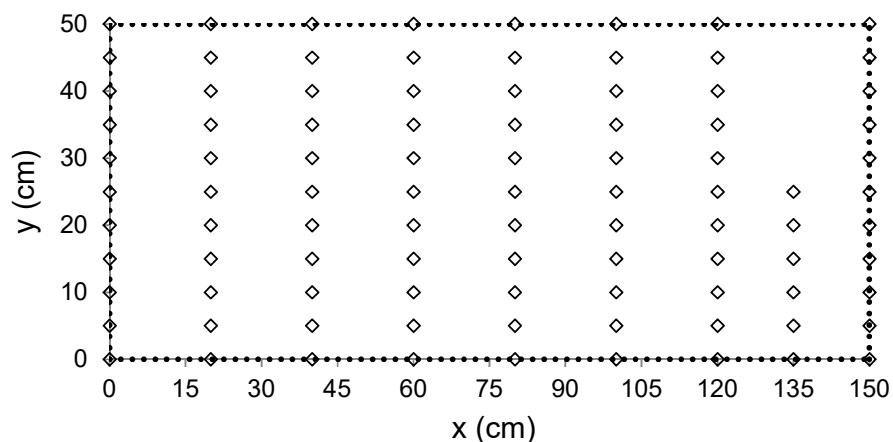


Figura 5. Área EI sob inundação (A) e área EI após a instalação da cobertura plástica (B).

3.1.3 Descrição da área escala menor (EME)

A área em que foi realizada a coleta de dados, consiste em um lisímetro de drenagem com capacidade de 2 m³ com dimensões de 0,85m de altura e 2,0 m de profundidade contendo em seu interior o Nitossolo vermelho, e com dez anos de funcionamento. A metodologia da construção deste lisímetro é descrita em VIEIRA (2013).

No dia 11 de junho de 2015, foram instaladas na superfície do solo 94 sondas de TDR para monitorar H_{20} . As sondas foram instaladas seguindo o sistema de amostragem em malha regular. Na Figura 6 é apresentado o croqui da área EME e a posição que foram instaladas as sondas de TDR.



◇ Sistema de amostragem regular

Figura 6. Croqui da área EME e a posição que foram instalados as sondas de TDR para o sistema de amostragem regular.

A coleta de dados foi entre o período de 12 de maio e 29 de junho de 2015. Neste estudo foram estabelecidos dois ciclos de umedecimento do solo, adotando como cenário a inundação (In), considerando dois padrões de cobertura. No primeiro ciclo foi realizada sobre a ausência de cobertura na superfície (SC), sendo a coleta dos dados realizada entre os dias 12 de maio a 9 de junho e o segundo ciclo foi realizado com a presença de cobertura (CC), entre os dias 22 de junho a 29 de junho de 2016.

O padrão de cobertura CC foi obtido pela semeadura a lanço da cultura de aveia no dia 01 de junho de 2015. A emergência das sementes foi no dia 8 de junho. Em 20 de junho a cultura da aveia cobria toda a área experimental, como pode ser visualizada na Figura 7.



Figura 7. Croqui da área EME e padrão de cobertura de aveia CC.

3.2 Análise do conjunto de dados 2 (CD2)

O conjunto de dados 2 compreende o conjunto de dados 1 (CD1), dados externos (De) e dados locais (DL). Nesta análise teve-se como objetivo descrever a estrutura da variabilidade espacial de água no solo de diversos locais e em vários anos do CTI. Nessa análise foram utilizados as variáveis H_{20} , H_e , θ e u .

3.2.1 Dados externos (De)

Os dados externos são provenientes de GONÇALVES et al. (1999) (De1); VIANA et al. (1999) (De2); REZENDE (2000)(De3); TRINTINALHA (2005) (De4); JÁCOME (2006) (De5) e GUIMARÃES (2007) (De6).

Com exceção dos dados De1, os demais dados foram originados no campo experimental do Centro Técnico de Irrigação (CTI) da Universidade Estadual de Maringá (UEM) em Maringá, em áreas distintas. As coordenada geográficas do

município são, 23°25' de latitude sul e 51°57' de longitude oeste, a altitude é de 540 metros acima do nível do mar.

Os dados De1 foram obtidos no campus da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, ESALQ/USP em Piracicaba. O solo da área é classificado como Podzólico Vermelho Escuro, com horizonte A de textura argilosa, com média de 45gKg⁻¹ de argila. A variável umidade do solo em base volumétrica foi estimada pela sonda de nêutrons ao longo de um processo de secamento do solo, monitorando as profundidades 0,15 e 0,30 m. As 120 posições de medida, por meio da instalação de tubos de acesso, foram definidas em uma transeção de pivô central, partindo da distância de 10 m do centro, distanciadas entre si por 2,83 m.

Os dados De2 foram obtidos de uma área de 40m x 12m, coletadas do centro de 44 quadrículas de dimensão de 4 x 4m com o seu respectivo referenciamento. Essa etapa foi procedida após a colheita da cultura de feijão, sendo realizadas 44 amostragem do solo nas camadas 0-0,10 m, 0,10-0,20 m e 0,20-0,30 m para a determinação da umidade do solo em base massa (u).

Os dados De3 foram obtidos de uma área de 36m por 36m, coletadas do centro de 144 quadrículas de dimensão de 3 x 3 m com o seu respectivo referenciamento. A variável analisada foi a umidade do solo em base massa (u) ao longo de um processo de secamento do solo na profundidade 0,30 m. Durante a coleta de dados havia em sua superfície a cultura do feijoeiro.

Os dados De4 são provenientes de uma área de 15 x 48 m, realizando leituras de 80 sondas de TDR regularmente espaçadas e referenciadas na área, durante um período de secamento do solo, sendo que sobre a área apresentava a cultura de feijão. Os valores de K_a foram convertidos em θ utilizando uma equação ajustada para mesmo solo que foi instalado as sondas. As sondas realizavam o monitoramento da umidade do solo da camada 0-0,30 m.

Os dados de umidade do solo De5 são provenientes de uma área de mesmo delineamento e mesma sondas adotadas dos dados levantados De4, com a diferença que foram conduzidos em uma outra época. Foi utilizado o modelo de Trintinalha (2005) para a conversão dos valores de K_a em valores de θ .

Os dados de umidade do solo De6 foram originados da leitura de 80 sondas de TDR durante um processo de secamento do solo, que possibilitava a estimativa

da umidade do solo da camada 0-0,20 m. As sondas estavam instaladas regularmente espaçadas e referenciadas em uma área de 15 x 48 m. Sobre a superfície do solo apresentava a cultura de feijão. Foi utilizado o modelo de TRINTINALHA (2005) para a conversão dos valores de K_a em valores de θ .

3.2.2 Dados locais (DL)

Foram realizadas as coletas da variável umidade do solo em diferentes regiões e ao longo dos anos de 2002, 2013, 2014 e 2015 na área experimental do Centro Técnico de Irrigação da Universidade Estadual de Maringá, UEM, localizada no município de Maringá, com o objetivo de investigar a variabilidade espacial da umidade do solo. Foram analisados 9 conjuntos de dados locais, denominados DL1, DL2, DL3, DL4, DL5, DL6, DL7, DL8 e DL9. Os valores de θ foram estimados pela TDR, sendo que a conversão de K_a em θ foi procedida por meio da utilização do modelo de TRINTINALHA (2005). Os valores de u foram obtidos por meio de medidas gravimétricas.

O dado DL1 foi levantado numa área com dimensão de 18 x 18 m. Em cada vértice da área experimental foi posicionado um aspersor (Fabrimar, eco 232) com espaçamento de 18x18m. Na área experimental foram instaladas 36 sondas de TDR, regularmente espaçadas e referenciadas, possibilitando o monitoramento de θ da camada do solo de 0-0,20 m. Foram realizados 7 ciclos de umedecimento e secamento do solo, sendo que o umedecimento provido pela H_p ou H_i .

O dado DL2 foi coletado após o término do experimento de OLIVEIRA (2013). A área utilizada foi um canteiro com dimensões de 2 metros de comprimento, 0,4 metros de largura e 0,1 metros de altura. O solo da unidade experimental pertence à classe NITOSSOLO Vermelho Distroférico (EMBRAPA, 2006). Os dados de u foram obtidos da transessão longitudinal deste canteiro. Foram procedidas a coleta de 31 amostras de solos referenciadas e distanciadas por 0,05 m. Para a coleta das amostras de solo foi utilizado um cilindro de PVC com dimensão de 0,03 metros de diâmetro e 0,05 metros de comprimento, amostrando a camada do solo 0 a 0,05 m, sendo procedida três dias após a saturação do solo, sendo que a saturação foi realizada pelo sistema de irrigação por gotejamento.

O dado DL3 foi originado de uma área de 1,4 x 3,8 m. Nessa área foi avaliado a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, em 355 pontos de acordo com a Figura 8. Foi utilizada uma única sonda de TDR para se proceder a estimativa da umidade do solo da camada de solo de 0 a 0,10 m. Esse processo foi realizado três dias a após a saturação do solo, ocorrido no dia 1 de agosto de 2014. A saturação de toda área foi imposta por meio de um sistema de irrigação por gotejamento, sendo o sistema composto por 20 linhas laterais de 1,4 m de comprimento e espaçadas por 0,1 m.

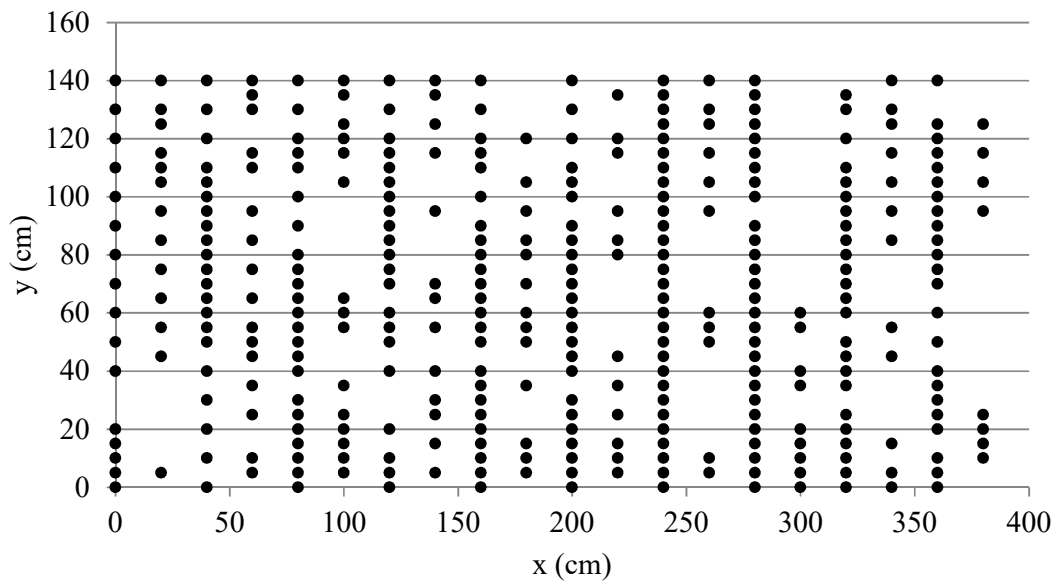


Figura 8. Croqui da área em que foi obtido o dado DL3. Os pontos em círculos são as posições que foram procedidos a estimativa da umidade do solo.



Figura 9. Processo de saturação área que foi obtido o dado DL3.

O dado DL4 foi originado de uma área 29 x 90 m. Nessa área foi avaliada a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, utilizando uma única sonda de TDR com comprimento de haste de 0,10 m, em 434 pontos de acordo com a Figura 10. Foram coletados os dados no dia 5 de maio de 2015, dois dias após a ocorrência de uma Hp de 50 mm. Cerca de duas semanas antes das coletas dos dados foi realizada a colheita da cultura de milho pipoca na área.

O dado DL5 foi obtido de uma transeção de 90 m de comprimento. Foi avaliado a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, utilizando uma única sonda de TDR com comprimento de haste de 0,10 m realizando 218 medidas de modo aleatório na transeção. A transeção escolhida estava entre duas linhas de plantas de cafeeiro com mais de 10 anos de idade, sendo que a entre linha estava com ausência de plantas invasoras. A coleta de dados foi realizada no dia 12 de maio de 2015, cerca de 2 dias após a Hp de intensidade de 26 mm.

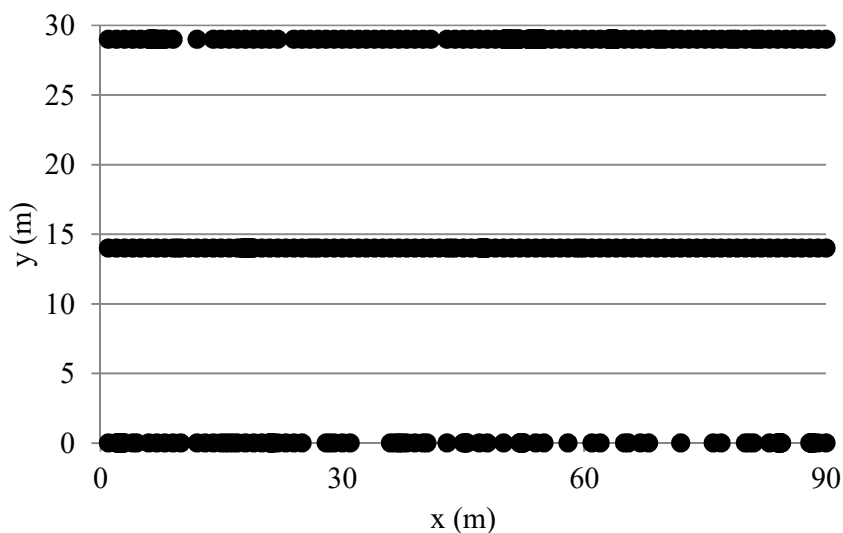


Figura 10. Croqui da área que foi obtido o dado DL4. Os pontos em círculos são as posições em que foi realizada a estimativa da umidade do solo.

O dado DL6 foi obtido de uma transeção de 100 m de comprimento. Foi avaliado a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, utilizando uma única sonda de TDR com comprimento de haste de 0,10 m realizando 269 medidas de modo aleatório na transessão. A transessão escolhida estava entre duas linhas de plantas de milho no estágio vegetativo V5, com espaçamento de plantas de 0,4 x 0,9 m. A coleta de dados foi realizada no dia 14 de maio de 2015 m, cerca de 4 dias após a chuva de intensidade de 26 mm.

O dado DL7 foi obtido de uma transeção de 80 m de comprimento. Foi avaliado a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, utilizando uma única sonda de TDR com comprimento de haste de 0,10 m realizando 217 medidas de modo aleatório na transessão. A transessão escolhida situava em um área de mata ciliar, constituída por vegetação plantada, com 20 anos de idade. A coleta de dados foi realizada no dia 4 de junho de 2015, cerca de 5 dias após a chuva de intensidade de 38,7 mm.

O dado DL8 foi obtido de uma transeção de 80 m de comprimento. Foi avaliada a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, utilizando uma única sonda de TDR com comprimento de haste de 0,10 m realizando 300 medidas de modo aleatório na transessão. A transessão escolhida situava em uma área sem qualquer tipo de vegetação, recém preparada com aração e gradagem do

solo, sendo que a cultura precessora foi o milho. A coleta de dados foi realizada no dia 5 de junho de 2015, cerca de 6 dias após Hp de intensidade de 38,7 mm.

O dado DL9 foi obtido de uma transeção de 26 m de comprimento. Foi avaliada a umidade do solo, sendo esta estimada pela técnica da TDR, utilizando uma única sonda de TDR com comprimento de haste de 0,10 m realizando 82 medidas de modo aleatório na transessão. A transessão escolhida estava entre duas linhas de plantas de pupunha sendo uma área plantada a mais de 10 anos. A coleta de dados foi realizada no dia 10 de junho de 2015, cerca de 10 dias após a chuva de intensidade de 38,7 mm.

3.3 Análises geoestatísticas

3.3.1 Estatística descritiva e análise exploratória

A análise das distribuições das variáveis foi realizada utilizando a estatística descritiva e exploratória dos dados, buscando averiguar a simetria das distribuições.

3.3.2 Elaboração de semivariogramas

De acordo com OLIVER & KHAYRAT (2001), o modelo matemático de uma variável regionalizada pode ser expressa por:

$$Z(s_i) = \mu + \varepsilon(s_i) \quad (4)$$

Em que:

$Z(s_i)$; é valor da variável Z na posição do espaço s_i ;

μ ; é a média dos valores da variável Z;

$\varepsilon(s_i)$; é o erro aleatório na posição do espaço s_i .

Com base nesse modelo, na análise geoestatística foi avaliado por meio do variograma, se o $\varepsilon(s_i)$ é estruturado no espaço, ou seja, se apresenta continuidade espacial.

No entanto, para a realização de uma análise geoestatística, se faz necessário o atendimento da hipótese intrínseca (VIEIRA, 2000), a qual é atendida quando (GRIPP, 1992):

A esperança matemática de $Z(s_i)$, existe e é independente da região do domínio, ou seja: $E[Z(s_i)] = E[Z(s_i + h)] = \bar{Z}$;

A diferença de $(Z(s_i) - Z(s_i + h))$ tem uma variância finita, que não depende da posição (s_i) , mas unicamente do vetor h , ou seja: $E[Z(s_i) - Z(s_i + h)]^2 = 2\gamma(h)$.

No entanto em alguns casos que a variável regionalizada não é intrinsecamente estacionária devido a um componente determinístico, esta pode ser descrita pelo seguinte modelo matemático:

$$Z(s_i) = \mu + \varepsilon(s_i) + c(s_i) \quad (5)$$

Em que:

$Z(s_i)$; é valor da variável Z na posição do espaço s_i ;

μ ; é a média dos valores da variável Z ;

$\varepsilon(s_i)$; é o erro aleatório na posição do espaço s_i ;

$c(s_i)$; é o componente determinístico, função das coordenadas x e y .

Neste caso, a confirmação da existência do componente determinístico na variável regionalizada pode ser corroborada pela significância estatística de um dos diversos modelos que possa descrever funcionalmente o mesmo, considerando o nível de probabilidade de 5%. Os modelos polinomiais testados foram:

$$c(s_i) = b_0 + b_1x + b_2y + b_3x^2 + b_4y^2 + b_5xy \quad (6)$$

$$c(s_i) = b_0 + b_1x + b_3x^2 \quad (7)$$

$$c(s_i) = b_0 + b_1x \quad (8)$$

$$c(s_i) = b_0 + b_2y + b_4y^2 \quad (9)$$

$$c(s_i) = b_0 + b_2y \quad (10)$$

Em que:

$c(s_i)$; é o componente determinístico, função das coordenadas x e y ;

$b_0; b_1; b_2; b_3; b_4; b_5$; são os coeficientes do modelo;

$x; y$; são as coordenadas de referenciamento da posição s_i .

Dessa forma, na análise geoestatística, uma vez identificada a presença do componente determinístico na variável regionalizada, a remoção do mesmo foi obtida por meio do seguinte modelo matemático:

$$Z'(s_i) = Z(s_i) - c(s_i) \quad (11)$$

Em que:

$Z'(s_i)$; é o valor da variável Z na posição do espaço s_i com ausência do componente determinístico;

$Z(s_i)$; é valor da variável Z na posição do espaço s_i ;

$c(s_i)$; é o componente determinístico do espaço s_i que está em função das coordenadas x e y ;

Assumindo a estacionaridade intrínseca das variáveis, foram construídos semivariogramas para descrever a estrutura de dependência espacial. Os valores de semivariância foram estimados pelos métodos dos momentos, ou seja, pelo estimador clássico de MATHERON (1963):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(s_i) - Z(s_i + h)]^2 \quad (12)$$

Em que:

$\gamma(h)$; semivariância estimada;

$N(h)$; o número de pares de valores da variável Z , medidos em pontos separados pela distância h ;

$Z(s_i)$; o valor da variável Z na localização s_i , no espaço.

Com o objetivo de comparar os semivariogramas, estes foram escalonados (ISAACS e SRIVASTAVA, 1989) de acordo com a metodologia descrita por GONÇALVES et al (1999), utilizando variâncias amostrais.

A estimativa de valores de semivariância foi obtida com o auxílio do software VARIOWIN (PANNATIER, 1996).

3.3.3 Estabilidade temporal da estrutura espacial do armazenamento de água no solo

Para comprovar a persistência do padrão da estrutura espacial ao longo de um processo de secagem do solo, foram avaliados por meio da existência da correlação espacial entre o armazenamento de água no solo de um determinado momento, com outro momento, estabelecendo todas as combinações de todos os momentos que foram feitos as avaliações do armazenamento de água no solo.

A correlação espacial foi confirmada pelo semivariograma cruzado utilizando o seguinte modelo matemático.

$$\gamma(h)_{m/n}^* = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z_m(s_i) - Z_m(s_i + h)][Z_n(s_i) - Z_n(s_i + h)] \quad (13)$$

Em que:

$\gamma(h)_{m/n}^*$; semivariância cruzada da variável Z dos momentos m e n ;

$N(h)$; o número de pares de valores da variável Z , medidos em pontos separados pela distância h ;

$Z_m(s_i)$; o valor da variável Z para o momento m , na localização s_i ;

$Z_n(s_i)$; o valor da variável Z para o momento n , na localização s_i .

Com o mesmo objetivo de escalonar o semivariograma cruzado, foi utilizado o seguinte modelo matemático:

$$\gamma(h)_{o/p}^{**} = \gamma(h)_{o/p}^* |\text{cov}(Z_o; Z_p)|^{-1} \quad (14)$$

Em que:

$\gamma(h)_{o/p}^*$; semivariância cruzada considerando os momentos o e p da variável Z ou considerando as variáveis Z_o e Z_p ;

$\gamma(h)_{o/p}^{**}$; semivariância cruzada escalonada considerando os momentos o e p da variável Z ou considerando as variáveis Z_o e Z_p ;

$|\text{cov}(Z_o; Z_p)|$; módulo da covariância considerando os momentos o e p da variável Z ou considerando as variáveis Z_o e Z_p ;

A estimativa de valores de semivariância cruzada foi obtida com o auxílio do software VARIOWIN (PANNATIER, 1996).

3.3.4 Correlação espacial do armazenamento de água no solo entre cenários das áreas EM e EI

Com o objetivo de constatar se o padrão espacial de aplicação de água no solo (cenário) pela irrigação, inundação ou chuva afeta a variabilidade espacial do H_{20} , foi realizado o semivariograma cruzado entre H_{20} considerando todos os momentos avaliados de um cenário em relação ao H_{20} de todos os momentos avaliados de outro cenário, realizando todas as combinações possíveis.

A correlação espacial pode ser comprovada pelo modelo geoestatístico abaixo.

$$\gamma(h)_{Cam/Cbn}^* = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z_{Cam}(s_i) - Z_{Cam}(s_i + h)][Z_{Cbn}(s_i) - Z_{Cbn}(s_i + h)] \quad (15)$$

Em que:

$\gamma(h)_{cam/cbn}^*$; a semivariância cruzada da variável Z (H_{20}) dos cenários C_a com o cenário C_b , considerando os momentos m e n ;

$N(h)$; o número de pares de valores da variável Z , medidos em pontos separados pela distância h ;

$Z_{Cam}(s_i)$; o valor de H_{20} do C_a considerando o momento m , na localização s_i no espaço;

$Z_{Cbn}(s_i)$; o valor de H_{20} do C_b considerando o momento n , na localização s_i no espaço.

Posteriormente estes foram escalonados de acordo com a equação 14.

3.3.5 Correlação espacial do armazenamento de água no solo entre os padrões de cobertura CE e CU da EM

Com o objetivo de averiguar se os diferentes padrões de cobertura modificam o padrão da estrutura espacial do H_{20} , foi realizado o semivariograma

cruzado entre H_{20} considerando todos os momentos avaliados de um determinado padrão de cobertura, com os valores de H_{20} , considerando todos os momentos avaliados de outro padrão de cobertura, utilizando o modelo abaixo.

$$\gamma(h)_{Pam/Pbn}^* = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z_{Pam}(s_i) - Z_{Pam}(s_i + h)] [Z_{Pbn}(s_i) - Z_{Pbn}(s_i + h)] \quad (16)$$

Em que:

$\gamma(h)_{Pam/Pbn}^*$; a semivariância cruzada da variável $Z (H_{20})$ de um do padrão de cobertura P_a com o padrão de cobertura P_b considerando o momento m e n ;

$N(h)$; o número de pares de valores da variável Z , medidos em pontos separados pela distância h ;

$Z_{Pam}(s_i)$; o valor da variável Z do padrão de cobertura P_a , considerando o momento m , na localização s_i no espaço;

$Z_{Pbn}(s_i)$; o valor da variável Z do padrão de cobertura P_b , considerando o momento n , na localização s_i no espaço.

Posteriormente estes foram escalonados de acordo com a equação 14.

3.3.6 Correlação espacial do armazenamento de água no solo entre H_{20} dos padrões de cobertura CE, CM e CU com H_e da condição CADEF

O objetivo da análise foi comprovar a correlação espacial da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo em condições de campo com a variabilidade espacial imposta pela drenagem e evaporação de água de amostras deformadas, estabelecidas em um ambiente laboratorial. Nesta análise foi utilizado o modelo abaixo.

$$\gamma(h)_{H_{20m}/H_{en}}^* = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [H_{20m}(s_i) - H_{20m}(s_i + h)] [H_{en}(s_i) - H_{en}(s_i + h)] \quad (17)$$

Em que:

$\gamma(h)_{H_{20m}/H_{en}}^*$; a semivariância cruzada das variáveis H_{20} com H_e considerando os momentos m e n ;

$N(h)$; o número de pares de valores das variáveis H_{20} e H_e , medidos em pontos separados pela distância h ;

H_{20m} ; o valor da variável variável H_{20} , considerando o momento m , na localização s_i no espaço;

H_{en} ; o valor da variável variável H_e , considerando o momento n , na localização s_i no espaço;

3.3.7 Semivariograma escalonado relativo

Com o propósito de comparar graficamente o trecho da função que é estruturada no espaço de diferentes semivariogramas, foi construído o semivariograma escalonado relativo, utilizando as seguintes equações:

$$\gamma_a(R) = \frac{\gamma_a(h)^*}{R} \quad (18)$$

$$R = \left(\frac{hA_r}{A_a} \right) \quad (19)$$

Em que:

$\gamma_a(R)$; semivariância escalonada relativizada da semivariância escalonada do semivariograma a ;

$\gamma_a(h)^*$; semivariância escalonada do semivariograma a ;

A_r ; valor do alcance do modelo ajustado do semivariograma de referência;

A_a ; valor do alcance do modelo ajustado do semivariograma escalonado a

h ; valor da distância h do semivariograma.

Os valores do coeficiente alcance da Equação 19 foram obtidos com o programa estatístico R, utilizando os pacotes nls2 e a função .lm.R. O modelo geoestatístico utilizado foi esférico (GONÇALVES et al., 2010; TRINTINALHA, 2005). Para todos os modelos foi avaliada a significância dos coeficientes do modelo considerando o nível de probabilidade de 5% pelo teste “t”.

3.3.8 Semivariograma escalonado médio

Com o objetivo de descrever a tendência central de valores de semivariância de diversos semivariogramas, foi calculado o semivariograma escalonado médio utilizando as seguintes equações:

$$\bar{\gamma}(\bar{h}) = \sum_{i=1}^{(\Delta h)} \gamma(h)^* N(\Delta h)^{-1} \quad (20)$$

$$\bar{h} = \sum_{i=1}^{(\Delta h)} h N(\Delta h)^{-1} \quad (21)$$

Em que:

$\bar{\gamma}(\bar{h})$; semivariância escalonada média;

$\gamma(h)^*$; semivariância escalonada;

Δh ; intervalo de distância fixado do agrupamento;

$N(\Delta h)$; o número de valores da variável Z , existentes no Δh ;

\bar{h} ; distância h média.

Em todos os semivariogramas escalonados médio foram utilizados no processo de agrupamento, Δh de 0,05 m quando o valor do coeficiente alcance foi inferior ou igual a 5 m e , Δh de 0,5 m quando o valor do coeficiente alcance foi maior a 5 m.

3.3.9 Superfície de valores

Utilizando a técnica da krigagem foram construídas as superfícies de valores das variáveis, utilizando o modelo ajustado ao semivariograma experimental. Foi utilizada a técnica geoestatística de krigagem ordinária pontual, empregando-se o modelo geral de semivariograma para esta variável. Como critério de vizinhança, adotou-se um mínimo de 4 vizinhos para que fosse feita a estimativa pontual.

3.3.10 Dimensão fractal

Foi calculada a dimensão fractal dos semivariogramas escalonados de acordo com a metodologia de COMEGNA et al. (2013); PALMER, (1988) de acordo com as equações a seguir:

$$\log[\gamma(h)^*] = a + m \log(h) \quad (22)$$

$$D = 2 - m \quad (23)$$

$\gamma(h)^*$; semivariância escalonada;

h ; valor da distância;

a, m ; coeficiente angular e linear resultantes da regressão adotando o modelo linear;

D ; dimensão fractal.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Análise do conjunto de dados 1

4.1.1 Escala maior (EM)

4.1.1.1 Estrutura espacial de H_{20}

Nas Figuras 11, 12 e 13 são apresentados os semivariogramas escalonados de todos os momentos avaliados (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B) para as condições CE, CM e CU respectivamente, na escala maior (EM). Pelas Figuras 11B, 12B e 13B pode-se observar a tendência central da estrutura espacial da variável H_{20} de cada condição, sendo que houve uma variação dos valores do alcance e do efeito pepita do modelo ajustado ao semivariograma experimental, entre coberturas. Essas variações da estrutura espacial em função da presença ou ausência da cultura são também observadas no trabalho de VIEIRA et al. (2010). Os autores justificam que tais variações podem ser devidas às alterações da distribuição espacial da condutividade hidráulica do solo.

Diversos autores (ALLETTO et al., 2015; BARTENS et al., 2008; DE ASSIS e LANÇAS, 2005; IQBAL et al., 2005; MEEK et al., 1992; MUDGAL et al., 2010) têm relatado que a presença de uma cultura pode promover substanciais alterações nos valores da condutividade hidráulica do solo, o que pode ocorrer por mudanças promovidas na macroporosidade, pelo aumento da continuidade de poros, alteração na distribuição de tamanho de poros, dentre outros efeitos. No presente trabalho, verificou-se que a ausência de cultura (CM) está relacionada com um semivariograma experimental médio com efeito pepita substancialmente maior que para as outras duas condições (CE e CU), nas quais a cultura estava presente. Também se observa uma variação dos valores de alcance do semivariograma, os quais são mais semelhantes entre si quando a cultura estava presente e substancialmente menores que na ausência da cultura. Isto revela que a presença da cultura promove variações mais expressivas em menores distâncias, da

ordem de 0,5 a 1,0m. Os valores de H_{20} coletados nas diversas condições estudadas conduziram a valores médios de coeficiente de variação (CV) da ordem de 12% para CM, o qual foi o menor valor. Para CU este CV médio foi de 13%, ligeiramente superior e, para CE, atingiu valor médio da ordem de 18%, expressando a maior variabilidade dos valores obtidos, em função das irregularidades da cobertura. O efeito pepita foi da ordem de 20% do patamar para as condições nas quais a cultura estava presente. Na ausência desta, foi da ordem de 80% do patamar, expressando o fato de que a presença da cultura contribui para uma variação espacialmente estruturada em distâncias menores, compatíveis com as dimensões do sistema radicular das plantas.

Destaca-se que o valor do alcance para a CU foi ainda menor que o referente à condição CE, os quais foram expressivamente menores que para a CM. A CE estabeleceu-se espontaneamente, a partir das interações naturais entre a cultura e o solo na área, resultando em um padrão espacial com maior variabilidade que na condição CU. Este fato provavelmente está relacionado com um valor de alcance do modelo mais próximo do que se identificou para a CM. Ou seja, este fato provavelmente decorre de que o padrão de cobertura CE foi resultante da variabilidade da condição físico-hídrica do solo, o que levou a cobertura vegetal a expressar este padrão de variabilidade, em um certo nível.

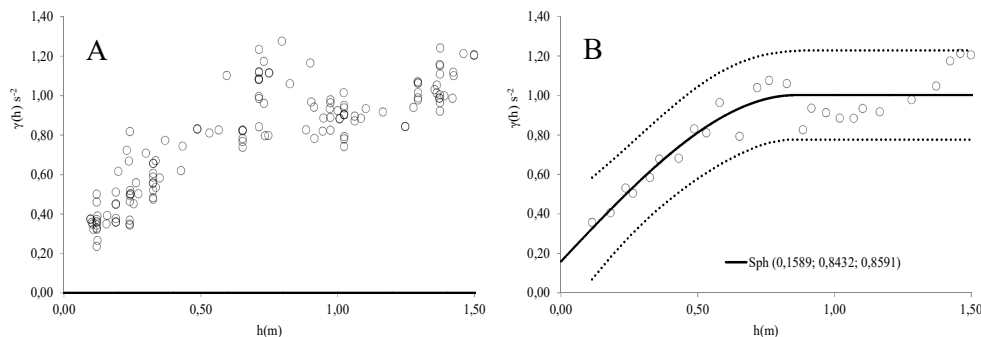


Figura 11. Semivariograma escalonado de todos os momentos avaliados da condição CE (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

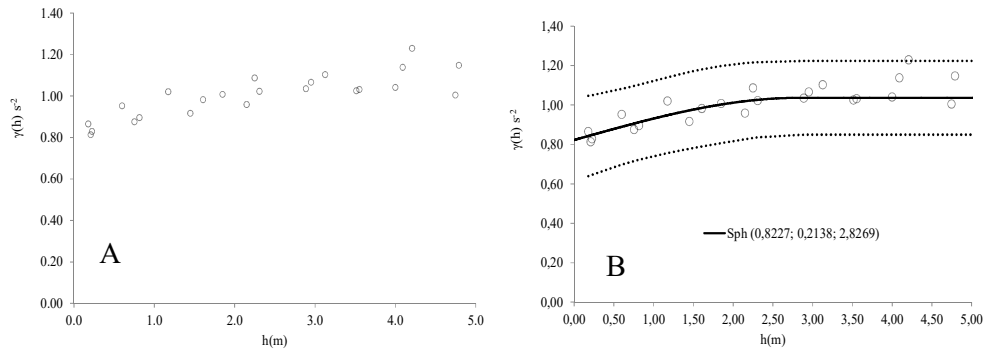


Figura 12. Semivariograma escalonado de todos os momentos avaliados da condição CM (A) (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

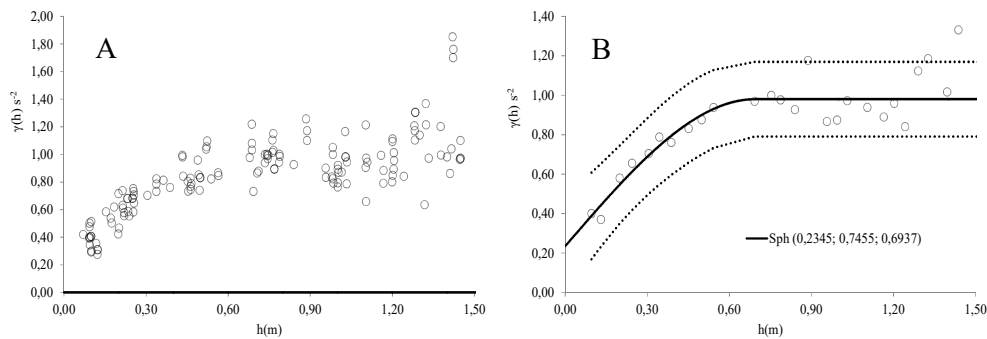


Figura 13. Semivariograma escalonado de todos os momentos avaliados da condição CU (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

A análise dos semivariogramas experimentais contruídos para cada um dos conjuntos de dados de H_{20} , obtidos em cada uma das coberturas, nos diferentes cenários estudados, os quais tiveram uniformidade de aplicação variável, antes e depois da irrigação ou da chuva, permitiu a conclusão de que todos eles poderiam ser expressos em conjunto para cada padrão de cobertura, conforme mostrado nas Figuras 11A, 12A e 13A. Ou seja, pode-se identificar um padrão de continuidade espacial semelhante para as aplicações de água com diferentes níveis de uniformidade, conforme também identificado por GONÇALVES et al. (2010). Assim como já apresentado por alguns autores, estes resultados expressam o fato de que o padrão de aplicação de água pouco interfere no padrão espacial de

armazenamento de água no solo, o qual depende, fundamentalmente, de características intrínsecas a este.

Nas Figuras 11B, 12B e 13B são apresentados os semivariogramas médios, resultantes do procedimento descrito de se representar um conjunto de valores de semivariância, obtidos em cada classe de distância, pelo seu valor médio. A estes valores foram ajustados os modelos esféricos cujos coeficientes são mostrados nos gráficos. Este ajuste foi feito no software “R” e os coeficientes são significativos, para 95% de probabilidade, pelo teste “t” efetuado por este programa. Também são apresentados os intervalos de predição (CARDUCCI et al., 2014) para estes valores, os quais são expressos pelas linhas pontilhadas, nos gráficos. Este intervalo descreve a região na qual, com o nível de probabilidade especificado (90%), será encontrado o valor da semivariância obtida, para cada classe de distância, a partir de um conjunto de dados amostrais, obtidos futuramente naquela área. Pode-se observar que o conjunto de valores dos semivariogramas experimentais, mostrados nas Figuras 11, 12 e 13A, em praticamente sua totalidade, estará contido nos intervalos de predição construídos para o modelo ajustado aos semivariogramas médios, presentes nas Figuras “B” correspondentes. A exceção ocorre apenas para alguns poucos valores extremos. Isto contribui fortemente para a convicção de que o conjunto de semivariogramas construídos, nos diferentes momentos amostrais, podem ser adequadamente representados por aquele semivariograma médio. Além disto, contribui para a convicção de que, a qualquer momento, pode-se amostrar aquela área, para a variável em questão, com diferentes condições de umidade do solo, obtida após a aplicação de água, com qualquer uniformidade, que o semivariograma experimental obtido estará, com 90% de probabilidade, dentro daquele intervalo. Na Figura 14 são apresentados os semivariogramas escalonados médios de H_{20} para os diferentes padrões de cobertura empregados (CE, CM e CU). Observa-se que após o agrupamento dos semivariogramas pode-se visualizar uma nova estrutura de continuidade espacial, que representa a condição média destes três padrões.

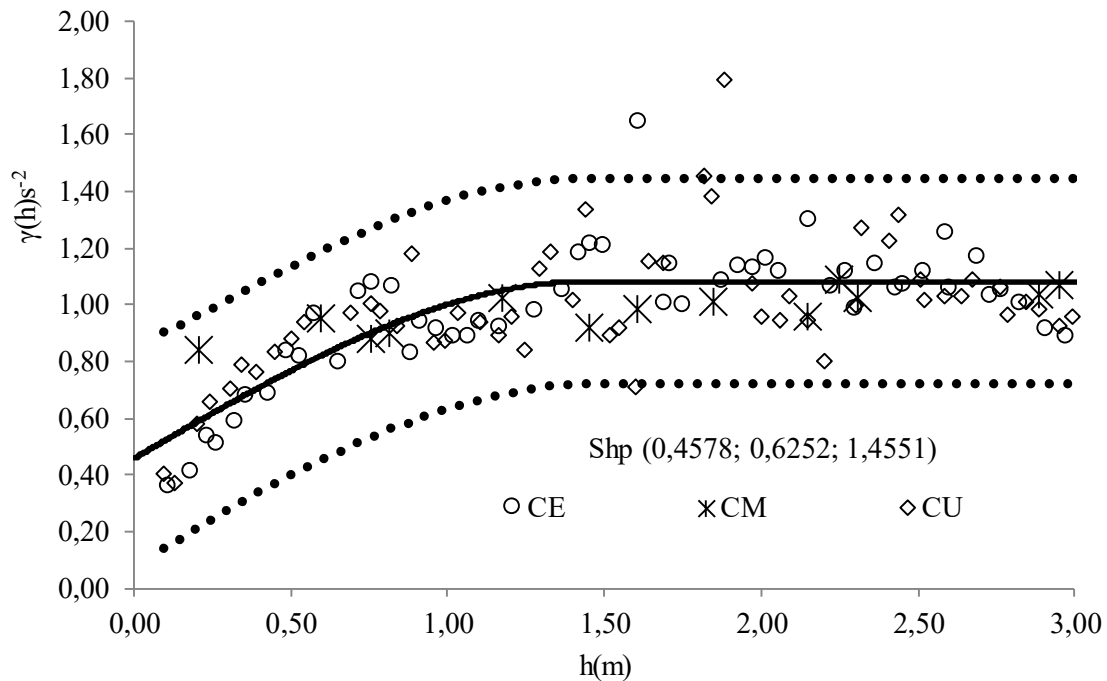


Figura 14. Semivariogramas escalonados médios de H_{20} da CE, CM e CU. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

Nesta Figura é mostrado o modelo esférico ajustado ao conjunto de valores de semivariância obtido reunindo-se os valores referentes aos três padrões de cobertura, ajustado por meio do programa “R”, com coeficientes significativos pelo teste “t”, ao nível de 95% de probabilidade. As linhas pontilhadas expressam o intervalo de predição referente ao ajuste deste modelo. Pode-se verificar que, exceto por dois valores extremos, todos os demais valores de semivariância estão contidos neste intervalo. Isto torna possível aceitar a perspectiva de se expressar, em termos médios, a continuidade espacial do armazenamento de água no solo (H_{20}) nesta área, por este único semivariograma médio, independente da cobertura vegetal. Este fato permite concluir que, embora a cobertura vegetal exerça importante influencia no padrão de continuidade espacial, esta influencia não se expressa de forma intensa o bastante para alterar substancialmente o padrão de continuidade espacial intrínseco ao solo, o qual se manifesta de maneira mais intensa e pode ser descrito pelo modelo ajustado às condições médias. Em outras palavras, um eventual retorno àquela área, dentro do padrão de amostragem

estabelecido, independente da condição de umidade do solo, do padrão de aplicação de água e do padrão de cobertura vegetal, produzirá um conjunto de dados de armazenamento de água no solo que dará origem a um semivariograma experimental cujos valores estarão dentro deste intervalo de predição com, pelo menos, 90% de probabilidade. Este semivariograma experimental poderá ser adequadamente representado pelo modelo geral apresentado na Figura 14.

4.1.1.2 Estabilidade temporal da estrutura espacial de H_{20}

Com base nos resultados discutidos na seção anterior, ficou evidente que grande parte dos conjuntos de valores de H_{20} medidos nesta escala, para as diferentes coberturas vegetais, para os diferentes cenários, correspondentes a diferentes padrões de aplicação de água, apresentaram variabilidade estruturada no espaço, a qual pode ser descrita, de forma geral, por um modelo médio, conforme apresentado na Figura 14. Com o propósito de se avaliar se este padrão espacial de armazenamento de água no solo era persistente no tempo, durante cada um dos processos de secagem, foram construídos os semivariogramas cruzados entre os diferentes momentos, dentro de cada cenário de aplicação de água, combinados aos pares. Um semivariograma cruzado com estrutura evidencia a correlação espacial entre as duas séries de valores, explicitando, no tempo, as relações de dependência existentes no espaço.

Os valores de CV obtidos nos diferentes cenários, ao longo do processo de secagem, revelam que, para as três coberturas, a variabilidade da lâmina de água armazenada no solo cresce ligeiramente ao longo do processo de secagem. Na Figura 15 são apresentados os coeficientes de variação para os valores de H_{20} medidos nos diferentes cenários, para os três padrões de cobertura do solo. Na Figura 15 são apresentados os correspondentes valores de CUC, para estes dados. Em ambos, foram ajustados modelos lineares, conforme apresentados nos gráficos. Aparentemente, o efeito da cobertura vegetal é decisivo neste processo, uma vez que os valores de CV permanecem praticamente inalterados (inclinação linear = 0,071) para o solo sem cobertura (CM), enquanto crescem com uma pequena taxa (inclinação linear = 0,111) para a cobertura uniforme (CU) e com uma maior

taxa (inclinação linear = 0,292) para a cobertura expontânea (CE). Esta última, por ocupar a superfície do solo de forma mais irregular que a anterior, naturalmente, promoverá uma taxa de evapotranspiração variável no espaço, acentuando as variações existentes na água armazenada no solo. De fato, os valores de CV para esta cobertura, estão na faixa de 12 a 23%, enquanto para CM estão entre 10 e 15%, faixa que compreende também os valores obtidos para CU.

Para CE, a lamina de água precipitada teve CV na faixa de 3 a 18%, nos eventos de chuva, enquanto para os eventos de irrigação foram obtidos valores de CV entre 16 e 61%. Para CM foi realizada uma irrigação com CV de 58% e ocorreram chuvas com CV entre 2 e 5%. Para CU, as chuvas ocorreram com CV entre 6 e 12% e as irrigações foram realizadas com CV entre 20 e 56%. Observa-se que, para os três padrões de cobertura, a elevada uniformidade de aplicação relacionada à chuva, não foi suficiente para reduzir o CV da lâmina de água armazenada no solo a valores menores que 10%. Por outro lado, a grande desuniformidade imposta a alguns eventos de irrigação não elevaram os valores de CV da lâmina armazenada no solo acima de 15%, para CM e para CU. Destaca-se ainda que o baixo valor de R^2 encontrado para os modelos lineares obtidos para estas coberturas estão relacionados com o fato de que a aplicação de água com elevado CV eleva momentaneamente o CV do H_{20} , mas este retorna em pouco tempo a um valor mais baixo e, em seguida, assume a tendencia de crescimento ao longo do processo de secagem. Para CE, a irregularidade da cobertura contribuiu para ampliar os valores de CV da lâmina armazenada, atingindo valores de até 23%, associados aos eventos de irrigação com menor uniformidade (CV de até 61%).

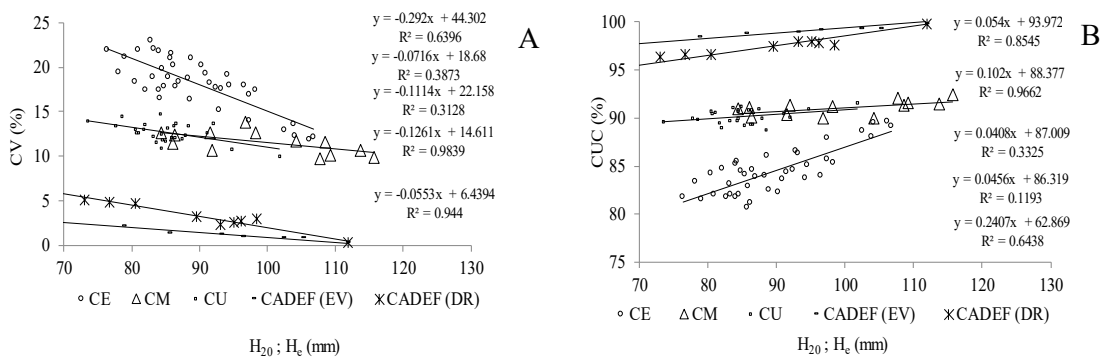


Figura 15. Coeficiente de variação (A) e Coeficiente de uniformidade de Christiansen (B) em função do H_{20} e H_c médio.

Considerando que o coeficiente de uniformidade de Christiansen (CUC) é um indicador largamente empregado em estudos envolvendo a ciência da irrigação, a Figura 15 foi utilizada para a apresentação dos valores deste coeficiente para os eventos descritos na Figura 15B. Pode-se observar que a tendência de variação do CUC é oposta àquela verificada para os valores de CV. Ou seja, quanto mais seco o solo, menor os valores de CUC, para os três padrões de cobertura. As condições CM e CU apresentam processo muito semelhante entre elas, com valores de CUC variando pouco, em torno de 90%. Para CE, a variação foi substancialmente maior, entre 80 e 88%, evidenciando que a distribuição irregular de plantas e, conseqüentemente da taxa de evapotranspiração na superfície do solo, contribuíram para menor uniformidade da lamina armazenada no solo, bem como para uma variação mais intensa entre as condições extremas de umidade do solo (maior inclinação do modelo linear para esta cobertura).

A partir da análise das distribuições de valores de H_{20} oriundas dos diferentes cenários de aplicação de água ao solo, nas diferentes coberturas, pode-se procurar compreender os resultados obtidos com a construção dos semivariogramas cruzados entre estas séries de dados.

Na Figura 16A são apresentados os semivariogramas cruzados escalonados dos m -ésimos com os n -ésimos períodos correspondentes às séries de dados de H_{20} para o padrão de cobertura CE e seu respectivo semivariograma escalonado médio e modelo ajustado Figura 16 B. Na Figura 17A são apresentados os semivariogramas cruzados escalonados dos m -ésimos com os n -ésimos períodos correspondentes às séries de dados de H_{20} para o padrão de cobertura CU e seu respectivo semivariograma escalonado médio e modelo ajustado Figura 17B.

Destaca-se que não foi identificada estrutura de correlação espacial por meio de semivariogramas cruzados, para as séries de dados de H_{20} , nos processos de secagem do solo sob cobertura morta (CM), ao contrário do que foi obtidos para as coberturas CE e CU, como mostrado nas Figuras 16 e 17.

O semivariograma cruzado escalonado (SV_{ce}) para os dados referentes à CE mostram a existência de correlação espacial muito bem definida entre as séries, ao longo do processo de secagem. Ou seja, fica evidente a persistência, no tempo, do padrão espacial dos valores de armazenamento de água no solo. O modelo geral

ajustado ao SV_{ce} médio mostra forte estrutura espacial, com efeito pepita de apenas 0,098, menor que o valor de 0,16 identificado para o semivariograma escalonado médio para estas séries de dados (Figura 11B) e alcance de 0,92m, ligeiramente superior ao alcance do modelo ajustado (0,859m) ao semivariograma escalonado médio (SV_{em}) mostrado na Figura 11B.

De maneira semelhante ao obtido para a cobertura CE, pode-se verificar nas Figuras 17A e 17B, para a cobertura CU, que a persistência no tempo do padrão espacial de armazenamento de água no solo foi bem definida, o que é expresso por um SV_{ce} médio ao qual foi ajustado um modelo teórico que evidencia uma forte corelação espacial entre estas séries de dados. Este modelo apresentou efeito pepita de 0,376 o qual é um pouco maior que o valor identificado para o modelo referente ao SV_{em} para estas séries de dados, cujo valor foi de 0,23. Observa-se também que o alcance deste modelo foi de 1,28m, valor este maior que o identificado para o alcance do modelo ajustado ao SV_{em} , cujo valor foi de 0,69, porém é inferior ao alcance do modelo médio geral identificado para todas as séries de dados, apresentado na Figura 14, cujo valor é de 1,46m.

Para as séries referentes à CM, o efeito pepita cresceu ainda mais, aproximando-se da unidade, o que fez com que o ajuste de um modelo teórico não fosse realizado. Pode-se verificar que para as séries de dados, o SV_{em} , nesta condição de cobertura, apresentou efeito pepita de 0,82, conforme Figura 12B. Assim como ocorrido para as duas condições de cobertura vegetal, descritas anteriormente, houve a tendência de crescimento do valor do efeito pepita entre o semivariograma dos dados e o semivariograma cruzado entre eles. No caso desta cobertura CM, portanto, o crescimento levou à não identificação de uma estrutura de correlação espacial.

Em síntese, a CE, ao acentuar as variações dos valores de H_{20} tornou possível a identificação de uma forte estrutura espacial para o SV_{ce} , com efeito pepita de apenas 10% do patamar e curto alcance, compatível com as distâncias de atuação das raízes das plantas, da ordem de menos de 1,0m. Conforme discutido anteriormente (Figura 15A e 15B), a cobertura uniforme não promoveu alterações tão intensas na variabilidade da lamina de água armazenada no solo, como identificado para a CE, mas o fez com mais intensidade que o observado para a CM. Isto se evidenciou no SV_{ce} médio (Figura 17B) o qual permitiu o ajuste de um

modelo teórico no qual o efeito pepita correspondeu a cerca de 40% do patamar e com valor de alcance maior que o anterior. Finalmente, para a CM, a variabilidade proporcionalmente menor que a obtida com as coberturas vegetais vivas, seguiu a tendência de elevação do valor do efeito pepita, em relação àquele obtido para o semivariograma dos dados, o qual foi de 82% do patamar, bem como elevação do valor do alcance. Isto fez com que não fosse possível, em termos práticos, a identificação de um modelo teórico ao ser ajustado aos valores experimentais. Ou seja, para o padrão CM, optou-se por considerar a ausência de correlação espacial entre as séries de valores, o que configura a ausência de correlação espacial entre as séries de dados. Aceita-se assim que as grandes irregularidades associadas às aplicações de água foram suficientes para alterar de tal forma a uniformidade de lamina armazenada no solo, após a aplicação, que promoveu alteração durante a secagem do solo o bastante para não se identificar uma correlação espacial entre as séries. Neste caso, a presença da cultura foi decisiva para promover a secagem mais rápida do solo, retornando-o mais rapidamente ao seu padrão original, tornando possível a identificação das correlações espaciais.

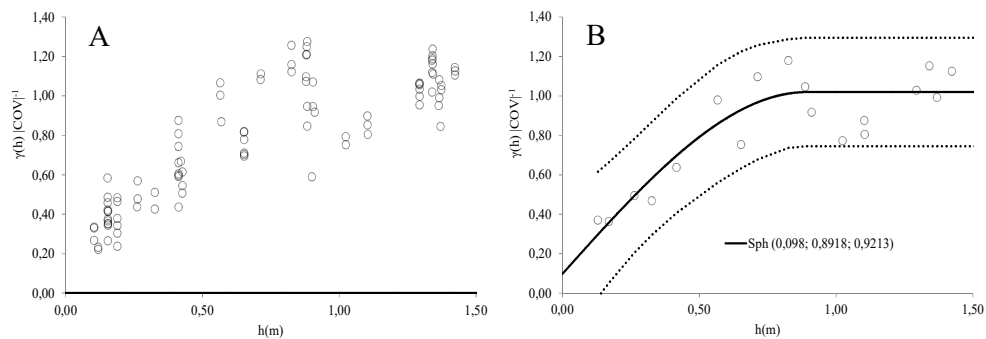


Figura 16. Semivariograma cruzado escalonado do m -ésimo com n -ésimo período do H_{20} do padrão de cobertura CE (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B) A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

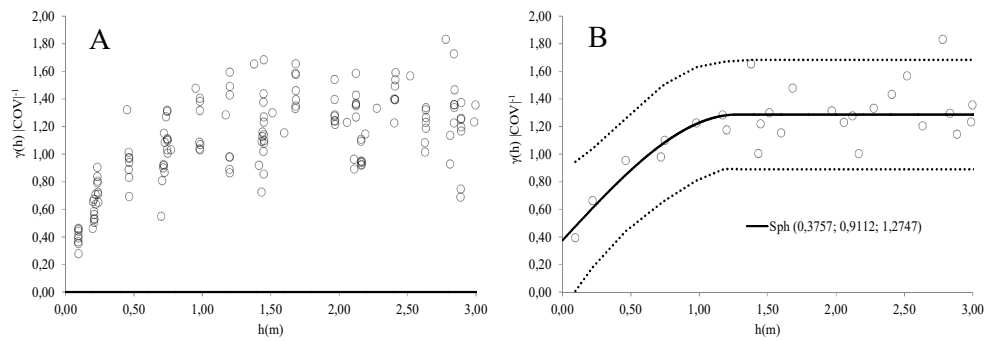


Figura 17. Semivariograma cruzado escalonado dos momentos, m -ésimo com o momento n -ésimo do padrão de cobertura CU (A) e seu respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.1.3 Correlação espacial de H_{20} entre cenários dos padrões de cobertura

Uma vez identificada a estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo (H_{20}) ao longo de cada processo de secagem, dentro de cada cenário de aplicação de água, para cada padrão de cobertura vegetal, buscou-se avaliar esta estabilidade temporal entre os diferentes cenários, em cada padrão de cobertura. Para isto, combinou-se as diferentes séries de dados dentro de um cenário, com as diferentes séries de dados dos outros cenários, em cada padrão de cobertura viva (CE e CU) e para cobertura morta CM.

Os semivariogramas cruzados escalonados entre as séries de valores de H_{20} de um cenário com os valores dos demais cenários, para os padrões de cobertura CE e CU são apresentados nas Figuras 18 e 19, respectivamente. Pode-se observar, nessas figuras, que os semivariogramas cruzados escalonados experimentais são semelhantes o bastante para serem descritos por um modelo teórico médio ajustado ao conjunto completo de valores de semivariâncias cruzadas escalonadas, conforme apresentado nas Figuras 18 e 19. O intervalo de predição estabelecido em torno deste modelo abrange uma região na qual se situam praticamente todos os pontos referentes às diferentes combinações contruídas. Isto permite afirmar que uma combinação futura terá 90% de probabilidade de se situar nesta região, podendo, portanto, ser adequadamente descrita pelo modelo ajustado, o que o caracteriza

como uma descrição adequada do fenômeno expresso pelo conjunto de dados obtidos. Os resultados obtidos para CE e CU permitem constatar que existe uma forte estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo, o qual pode ser influenciado tanto pela características da cobertura vegetal quanto pelo padrão de uniformidade da aplicação de água, porém em um nível que não o altera substancialmente.

Para a CE verifica-se que o efeito pepita corresponde a cerca de 10% do patamar, de forma semelhante ao que se observou nos semivariogramas anteriores e que o alcance é da ordem de 1,0m de maneira semelhante ao verificado anteriormente também. Desta forma, pode-se afirmar que para este padrão de cobertura, a forte variação imposta aos padrões de aplicação de água exerceram influencia desprezível em termos do padrão espacial de armazenamento de água no solo. Pode-se, inclusive, observar que os valores de semivariância para cada classe de distancia, nestes semivariogramas cruzados, aglutinam-se em uma região relativamente estreita, em torno de um valor médio, que pode ser representativo de todos eles.

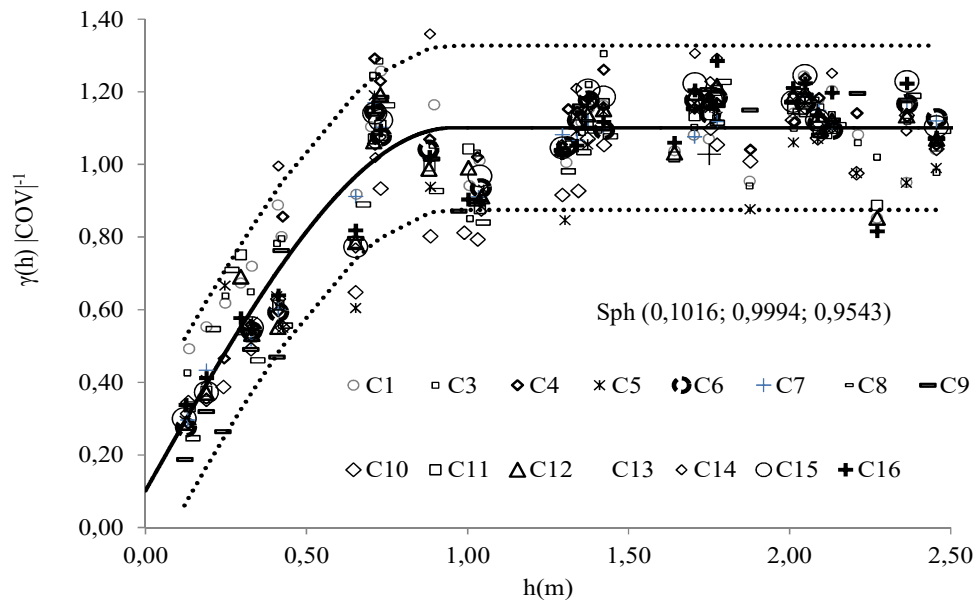


Figura 18. Semivariograma cruzado escalonado médio do H_{20} de um cenário com o H_{20} dos demais cenários do padrão de cobertura CE. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

Em relação à cobertura CU, pode-se verificar na Figura 19 que situação semelhante ao verificado para a CE ocorre. No entanto, o intervalo de predição associado ao modelo ajustado é mais amplo, o que evidencia uma maior variação ocorrida entre os semivariogramas cruzados, entre os diferentes cenários. Para este padrão de cobertura, assim como ocorrido ao longo dos processos de secagem, o modelo médio tem efeito pepita da ordem de 40% do patamar e o alcance atingiu cerca de 1,8m evidenciando que assim como descrito no item anterior, a influência do efeito da cobertura foi menos intenso, no sentido de se acentuar a variabilidade dos valores de armazenamento de água no solo, entre os pontos de amostragem, contribuindo para um maior valor de efeito pepita encontrado. Também aqui pode-se afirmar, no entanto, que os diferentes padrões de uniformidade de aplicação de água causam influência no padrão espacial de armazenamento de água no solo, porém não o alteram substancialmente.

Finalmente, para o padrão de cobertura CM o efeito descrito no item anterior, novamente se fez presente, ou seja, a elevação do efeito pepita para valores maiores que 82% do patamar, identificado no semivariograma de H_{20} nestas condições, associado ao aumento do alcance, o que ocorreu em geral, levaram a uma estrutura pouco definida para estes semivariogramas cruzados, a qual não foi modelada neste trabalho, a exemplo do que foi feito no item anterior.

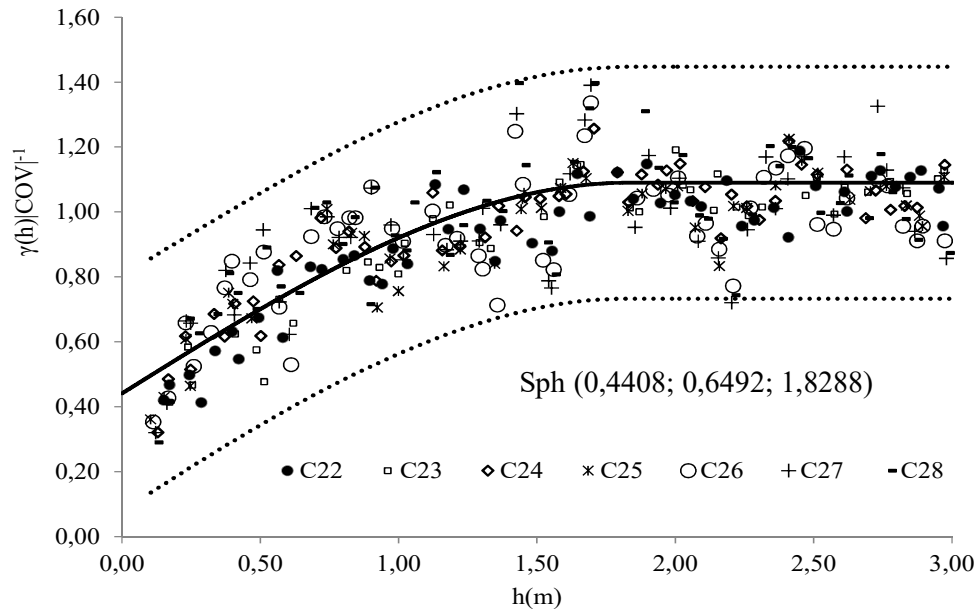


Figura 19. Semivariograma cruzado escalonado médio do H_{20} de um cenário com o H_{20} dos demais cenários do padrão de cobertura CU. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.1.4 Correlação espacial de H_{20} entre os padrões de cobertura CE, CM e CU

Com o objetivo de avaliar o quanto a presença ou ausência da cultura de *Urochloa* pode influenciar o padrão espacial de armazenamento de água no solo, foram tomadas todas as séries de dados obtidos dentro de cada cobertura, com as quais foram construídos três conjuntos gerais de dados, um para cada padrão de cobertura. Estes conjuntos de dados foram combinados entre si, de forma a que fossem construídos semivariogramas cruzados escalonados para cada par. Na Figura 20A tem-se o resultado para a combinação CExCM, na 20B para CUxCM e na 20C para CexCU. Nas Figuras ao lado, A', B' e C' tem-se, respectivamente, o semivariograma cruzado escalonado médio para cada combinação citada.

Pode-se verificar na Figura 20A e 20A' que a combinação entre valores das coberturas espontânea e morta deu origem a SV_{ce} que mostram uma estrutura muito semelhante entre eles, embora exista uma variação substancial em cada classe de distâncias, decorrente, sobretudo, da variabilidade imposta pelos diferentes

padrões de aplicação de água. Isto se evidencia no SV_e médio, o qual apresenta uma estrutura muito bem definida, com efeito pepita da ordem de 60% do patamar e com alcance da ordem de 2,0m e, sobretudo, por um intervalo de predição expressivamente mais estreito que o identificado para as outras combinações. Provavelmente isto reflete o fato de que o estabelecimento da cobertura espontânea se dá em grande sintonia com as características físico-hídricas do solo, fazendo com que o resultado final das ações promovidas em termos de remoção de água e conseqüente intensificação das diferenças em distâncias compatíveis com a ação do sistema radicular das plantas seja semelhante ao que se tem naturalmente no solo. Para a combinação entre CU e CM, conforme as Figuras 20B e 20B', o intervalo de predição do modelo geral ajustado é bem mais amplo, evidenciando que as séries apresentam correlações espaciais menos bem definidas que para a combinação anterior. De fato, o padrão espacial de estabelecimento da cultura em CU depende muito mais do padrão de distribuição das sementes (feita a lanço) que das características intrínsecas ao solo. Finalmente, a combinação entre CU e CE, cujos SV_{ce} e a seu valor médio são mostrados nas Figuras 20C e 20C', apresentam estrutura pouco definida e amplo intervalo de predição, uma vez que as condições impostas ao solo por estes dois padrões de cobertura diferem substancialmente entre si.

Pode-se destacar que o alcance do modelo ajustado a cada SV_{ce} médio para as três combinações cresce na seguinte ordem: CE x CU; CU x CM e CE x CM, sugerindo que as ações impostas pelas coberturas vivas, em uma escala de distâncias compatíveis com as dimensões do sistema radicular da cultura contribuem para o menor alcance na primeira combinação. Em seguida, como observado nos itens anteriores, a continuidade espacial que ocorre com alcances maiores, identificada na condição de CM contribuiu para o aumento do valor do alcance, sobretudo para a combinação com CE, quando então o efeito das características intrínsecas ao solo foi potencializado pelas ações inerentes à cultura, a qual teve seu padrão espacial previamente definido, em grande parte, pelo padrão intrínseco ao solo.

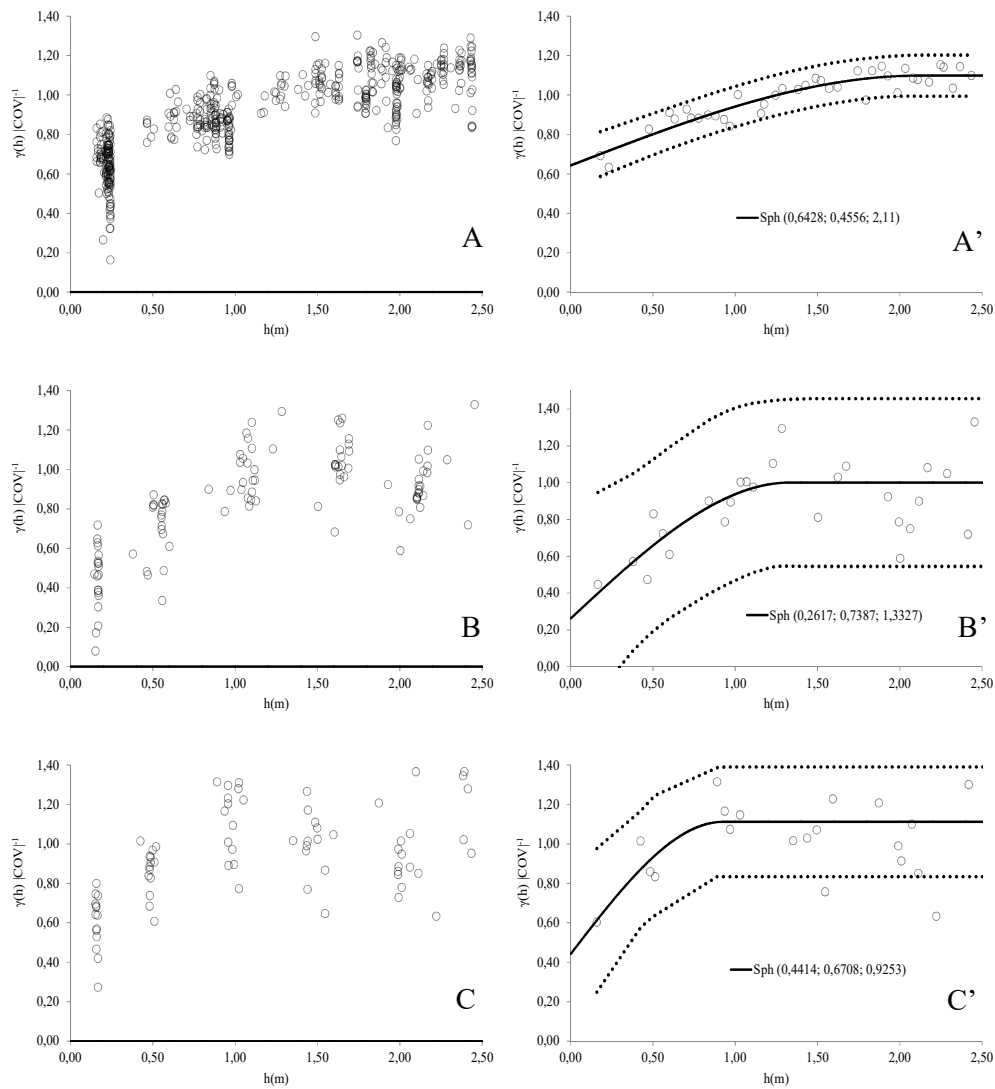


Figura 20. Semivariograma cruzado escalonado de todas os momentos do H_{20} do CE com CM (A), CM com CU (B) e CE com CU (C) e os respectivos semivariogramas cruzados escalonados médios (A'), (B') e (C'). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.1.5 Superfícies de valores

Concluída esta análise variográfica das séries de dados em questão, buscou-se a construção das superfícies de valores da lamina de água armazenada no solo (H_{20}), para os três padrões de cobertura, em alguns eventos estudados, ao

longo do processo de secagem do solo. Foi utilizada a técnica geoestatística de krigagem, apresentado na Figura 14. Além desta variável, a lamina de água aplicada sobre a superfície do solo, por meio da irrigação (H_i) ou da chuva (H_p), teve também a descrição da sua distribuição de valores no espaço obtida por meio de krigagem. Para isto, foi construído um semivariograma experimental para esta variável e um modelo foi ajustado a este, o qual foi utilizado no processo de interpolação. Quando necessário, foi feita a remoção de uma tendência polinomial identificada nos dados originais e trabalhou-se com os resíduos deste processo.

4.1.1.5.1 Superfície de valores para CE

Para possibilitar a visualização da superfície de valores de lâmina de água armazenada no solo (H_{20}), antes e após a aplicação de água, selecionou-se o cenário 3, no qual uma chuva, com alta uniformidade, foi registrada. A lâmina média de precipitação foi de 17,55mm e o CV foi de apenas 7,3%. Na Tabela 2 é apresentada a estatística descritiva dos valores desta lâmina de chuva (H_p) e também dos valores de H_{20} , antes e em alguns momentos após a precipitação. Na Figura 21 são mostradas as superfícies de valores gerados por interpolação via krigagem, para estas variáveis, ao longo do processo de secagem.

A H_p apresentou uma elevada uniformidade de aplicação como pode ser comprovada pelo valor do coeficiente de uniformidade de Christiansen (CUC), próximo a 96%, e com uma distribuição de valores do tipo platicúrtica de acordo com o elevado valor do coeficiente de curtose obtido.

De acordo com a observação da Figura 21, pode-se verificar que o padrão de distribuição dos valores de H_{20} no espaço, antes da ocorrência de precipitação (AA) é reproduzido com elevada semelhança, quatro horas após. Na Tabela 2 verifica-se que estas duas séries de dados são muito semelhantes, de acordo com as estatísticas apresentadas e que o solo encontrava-se antes, acima da capacidade de campo, em função das chuvas prévias ocorridas. A lâmina de água armazenada neste solo, em 0,20m de profundidade, de acordo com a curva característica de retenção adotada neste trabalho, é de 94mm. Antes da chuva, a lâmina média era da ordem de 106mm e, após quatro horas, apresentou média apenas 0,6mm maior,

evidenciando que neste período a água de chuva drenou para regiões de maior profundidade no perfil do solo. Os valores de CV e de CUC permaneceram praticamente inalterados, e as pequenas alterações visualizadas na superfície de valores possivelmente estão relacionadas aos erros de medidas, inerentes ao método de avaliação de umidade empregado (TRINTINALHA et al., 2001), assim como a alterações decorrentes da variação do conteúdo de água em poros de grandes diâmetros. Ou seja, nesta condição o solo estava próximo à condição de saturação, o que corresponde ao valor de Θ de aproximadamente $0,57 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ (BLAINSKI, 2007) e assim se manteve, alterando pouco o padrão de distribuição espacial. Destaca-se que o SV_e para estas duas séries de dados expressou esta estreita correlação espacial (Figura 16).

Após 70 horas da ocorrência de precipitação (H_p), o padrão espacial do H_{20} passa a apresentar maior variabilidade espacial que a condição observada na Figura 21C. A maior variabilidade espacial desta condição pode se confirmada pelo aumento dos valor de CV e diminuição do CUC. De acordo com os valores apresentados na Tabela 2, o solo encontra-se neste momento, com uma lâmina média de armazenamento ligeiramente inferior àquela identificada para a capacidade de campo, e a distribuição espacial de valores diferiu daquela identificada para a condição próxima à saturação. Isto era esperado, uma vez que poros de grande diâmetro drenaram em algumas regiões, enquanto em outras este efeito foi menos marcante. Ou seja, a distribuição irregular do tamanho de poros no espaço contribuiu de forma significativa para as alterações identificadas nas superfícies, entre as Figuras 21C e 21D. Observando-se a Figura 21E, a qual expressa a superfície de valores obtidos 138 horas após a precipitação, constata-se a semelhança em relação à anterior. Isto decorre do fato de que o solo secou mais, reduzindo a lâmina média armazenada a cerca de 80mm (Tabela 2) e mantendo CV e CUC praticamente inalterados, assim como os momentos relacionados à assimetria e à curtose. Constata-se que a correlação espacial entre estas duas séries de valores é elevada, como foi evidenciado pelo semivariograma cruzado e como pode ser visualizado nestas Figuras. Estes fatos evidenciam que a estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo é forte e que a presença da cultura espontânea contribuiu para explicitar a variabilidade natural

dos valores de armazenamento, tornando a correlação espacial mais evidente, conforme comentado na discussão dos semivariogramas cruzados.

Tabela 2. Estatística descritiva da H_p e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 4, 70 e 138 horas após a ocorrência da H_p do cenário 3.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	106,22	106,28	11,84	-0,28	-0,31	0,08	82,91
H_{20}	4	106,83	107,65	12,14	-0,24	-0,23	0,06	81,43
H_{20}	70	92,92	92,58	15,18	-0,40	0,21	0,07	80,49
H_{20}	138	80,45	81,35	18,29	-0,36	0,37	0,07	79,18
L_p	-	17,55	17,75	7,30	-3,62	20,89	0,21*	95,78

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

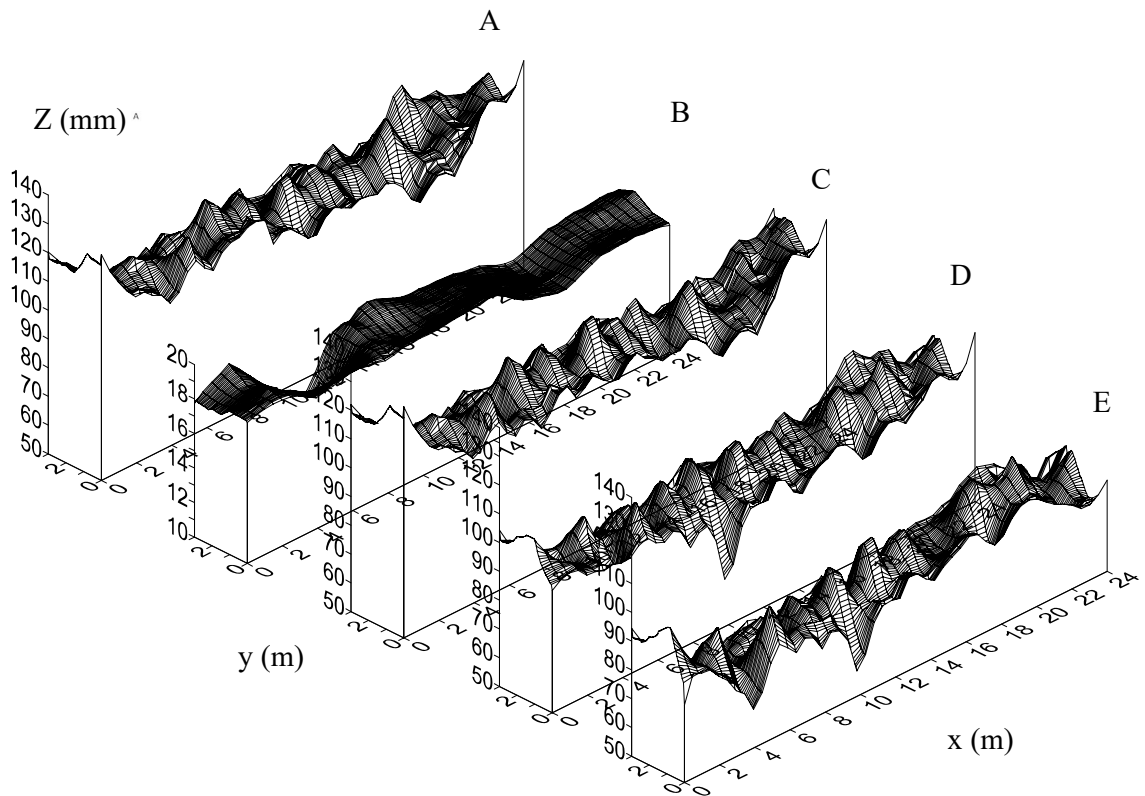


Figura 21. Superfície de valores da H_p (B) e do H_{20} 0 (A), 1 (C), 70 (D) e 138 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 3.

Na Tabela 3 é apresentada a estatística descritiva dos valores da lâmina de água aplicada via irrigação (H_i) bem como para os valores de lâmina armazenada

no solo (H_{20}), antes e após a ocorrência da irrigação com baixo valor de lâmina média (4,69 mm) e com baixa uniformidade (71,34 % CUC), referente ao cenário 4.

Tabela 3. Estatística descritiva da H_i e do H_{20} antes da aplicação (AA), 1, 17 e 39 horas após a aplicação da H_i do cenário 4.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	80,45	81,35	18,29	-0,36	0,37	0,07	86,15
H_{20}	1	86,54	87,65	17,84	-0,30	0,74	0,06	86,42
H_{20}	17	84,01	83,81	17,38	-0,31	0,22	0,09	86,66
H_{20}	39	78,15	79,43	19,38	-0,22	0,28	0,08	85,36
H_i	-	4,69	4,08	35,29	1,15	0,96	0,16*	71,34

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

A Figura 22 mostra as superfícies de valores de lâmina de água armazenada no solo, ao longo do processo de secagem, bem como dos valores de lâmina de irrigação. De acordo com os valores mostrados na Tabela 3, a umidade do solo antes da irrigação estava abaixo da capacidade de campo, com CV acima de 18%, um pouco mais elevado que o CV mostrado na Tabela 2, para o solo com condição de umidade semelhante. Esta maior variabilidade pode estar relacionada com a ação da cultura, interferindo tanto na taxa de ET quanto na de drenagem do solo, acentuando a variabilidade do armazenamento. A aplicação de água, com um CV elevado, da ordem de 35% e um CUC de apenas 71%, promoveu, mesmo assim, uma ligeira redução do CV da lâmina armazenada no solo, evidenciando a tendência de se ter menores valores de CV à medida que o solo está com maior umidade. Ou seja, a irrigação de baixa uniformidade não promoveu uma menor uniformidade do H_{20} . Como pode ser observado na Tabela 3, o CUC permaneceu praticamente inalterado ao longo do tempo, evidenciando que a estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo pouco foi influenciada pelo padrão de aplicação de água, mesmo para este evento no qual optou-se por irrigar quando o solo estava abaixo da capacidade de campo e com uma lâmina muito irregular e menor que a necessária para levar o solo a esta condição. Destaca-se que este evento foi planejado para estabelecer a condição

suposta como a mais desfavorável possível, por promover a maior alteração possível do armazenamento de água no solo, em função das irregularidades de aplicação. Mesmo assim, estas alterações foram insignificantes, de acordo com os valores da Tabela 3, o que pode ser visualizado na Figura 22.

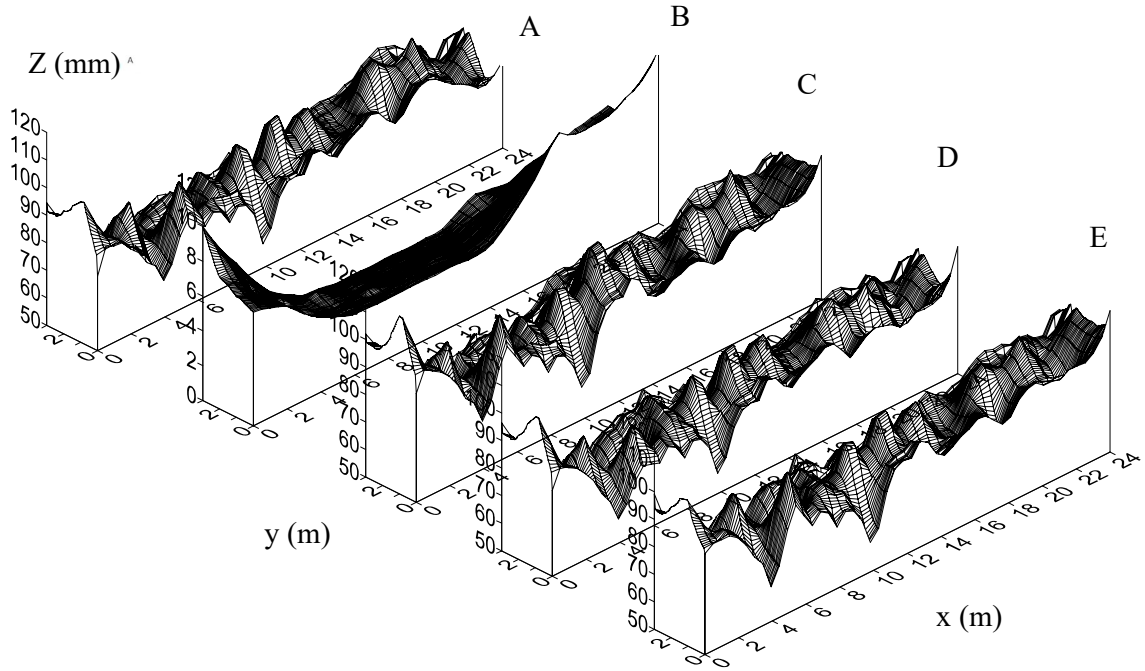


Figura 22. Superfície de valores da H_i (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 1 (C), 17 (D) e 39 (E) horas após a aplicação da H_i do cenário 4.

A observação desta Figura permite constatar que, embora a aplicação de água muito irregular promova uma certa alteração da superfície em relação ao que se tinha antes da irrigação, com o passar do tempo a tendência é que esta superfície se aproxime novamente desta condição, uma vez que as transferências de água por drenagem e por evapotranspiração tendem a ser maiores nas regiões que receberam mais água.

4.1.1.5.2 Superfície de valores para CM

Na Tabela 4 é apresentada a estatística descritiva do H_i e H_{20} antes e após a aplicação da lâmina de irrigação de baixa uniformidade, gerada pelo cenário 17, e os respectivas superfícies de valores são mostradas na Figura 23. Conforme mostrado na Tabela 4, o armazenamento de água antes da irrigação encontrava-se acima da capacidade de campo, com CV abaixo de 10% e CUC acima de 92%. A aplicação da lâmina de água de 10,6 mm, com grande desuniformidade, expressa por CV de 58% e CUC de apenas 56%, nestas circunstâncias, promoveu ligeira redução da uniformidade de armazenamento de água no solo, expresso por um CV que se elevou para perto de 11% e um CUC que foi reduzido para 91,5%. Estas variações, em termos práticos, podem ser consideradas desprezíveis, ou seja, mesmo com aplicação altamente irregular e com umidade do solo acima da capacidade de campo, uma hora após a aplicação já se obteve valores de estatísticas praticamente inalteradas, sinalizando a pequena alteração da distribuição dos valores no espaço. Ao longo do tempo, à medida que o solo seca, os valores de CV tendem para a ordem de grandeza de 12% e CUC da ordem de 90%, característicos desta condição de solo sem cobertura verde.

Destaca-se que para esta condição de cobertura morta os valores de CV tendem a ser menores que os encontrados para a cobertura espontânea, evidenciando a ação da CE sobre as distribuições de água no solo, em diferentes momentos. Estas alterações podem estar relacionadas tanto com a extração de água de maneira diferenciada como pela colaboração da cultura no sentido de alterar as propriedades físico-hídricas do solo, afetando o movimento e, concomitantemente, a retenção de água no solo.

As superfícies de valores mostradas na Figura 23 revelam a elevada desuniformidade da lâmina aplicada (23B) e o impacto desta aplicação sobre a distribuição que se tinha antes (23A), evidenciando que uma hora após esta aplicação (23C), a irregularidade da superfície é ligeiramente maior. Com o passar do tempo e o secamento do solo para uma condição abaixo da capacidade de campo, com lâmina média armazenada menor que se tinha antes da irrigação, o padrão de armazenamento de água no solo tende a um padrão definido por características

intrínsecas a este. Importante observar também que esta menor amplitude de variação observada na CM, comparativamente à CE, está relacionada com a estrutura diferenciada dos semivariogramas e dos semivariogramas cruzados, entre estes dois padrões de cobertura, conforme descrito anteriormente.

Tabela 4. Estatística descritiva da H_i e do H_{20} antes da aplicação (AA), 1, 63 e 87 horas após a aplicação da H_i do cenário 17.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	107,74	109,84	9,78	-0,34	-0,56	0,09	92,06
H_{20}	1	113,71	115,32	10,75	-0,75	0,62	0,08	91,53
H_{20}	63	96,71	96,14	13,83	0,13	-0,51	0,06	89,03
H_{20}	87	84,36	85,18	12,68	-1,33	5,57	0,06	90,19
H_i	-	10,58	7,75	57,69	1,72	2,27	0,24*	56,42

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

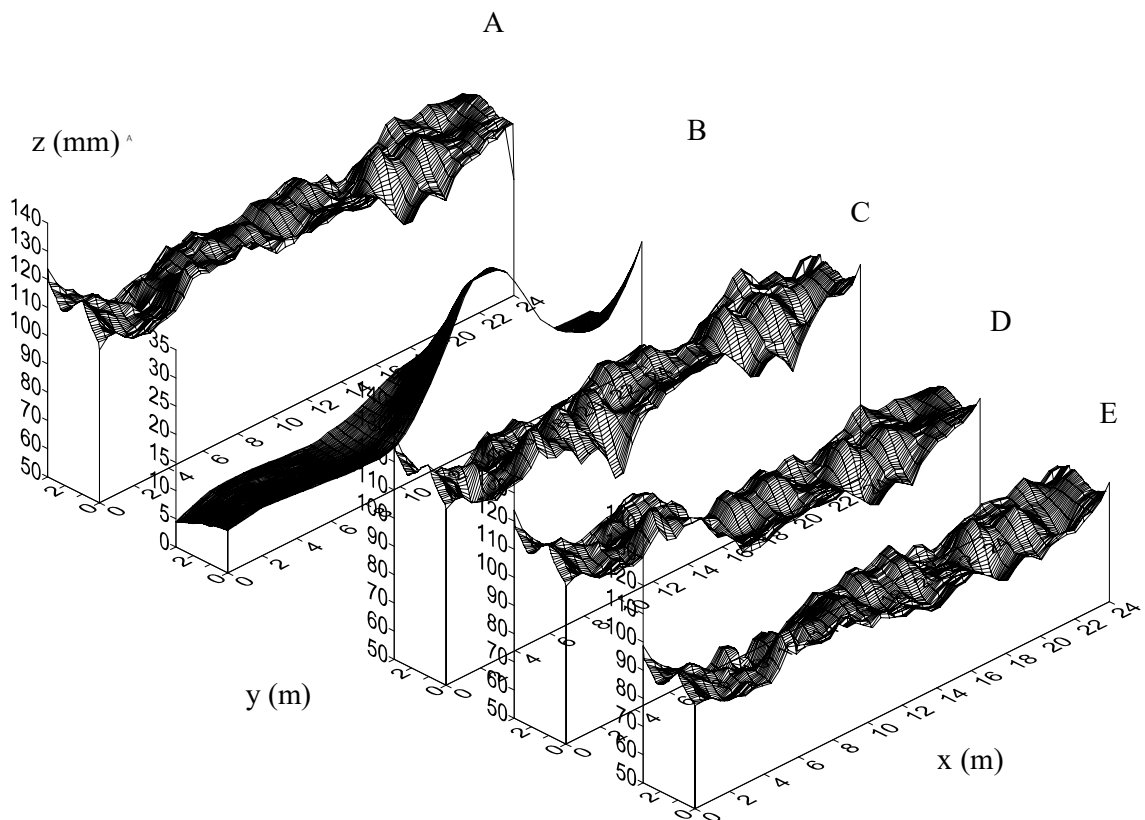


Figura 23. Superfície de valores da H_i (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 1 (C), 63 (D) e 87 (E) horas após a aplicação da H_i do cenário 17.

Em uma condição de elevada uniformidade de precipitação promovida pelo cenário 21, correspondente a uma chuva com valor de CUC superior a 95% (Tabela 5), e à precipitação de uma lâmina de 15,16 mm, a umidade do solo foi elevada acima da capacidade de campo, apresentando o valor de H_{20} de 98,19 mm, oito horas após este evento. Esse aumento da umidade promoveu uma redução dos valores de CV e aumento dos valores do CUC, como pode ser observado na Tabela 5, de forma semelhante ao que ocorreu durante o cenário 17.

A comparação das superfícies de valores mostradas nas Figuras 23E e 24E revelam que à medida em que o solo seca, para este padrão de cobertura, a distribuição espacial dos valores de armazenamento de água no solo, para condição de umidade abaixo da capacidade de campo, tende para uma condição comum, expressa pela semelhança entre estas. Isto evidencia mais uma vez que a uniformidade de aplicação de água exerce um efeito de pequena relevância no armazenamento de água neste solo, também para a condição CM.

Tabela 5. Estatística descritiva da H_p e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 8, 108 e 134 horas após da ocorrência da H_p do cenário 21.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	91,52	92,03	12,66	0,06	0,27	0,04	89,99
H_{20}	8	98,19	97,24	12,61	0,54	0,46	0,08	90,45
H_{20}	108	86,34	88,47	12,42	-0,60	0,38	0,10	89,99
H_{20}	134	86,09	87,65	11,49	-0,28	-0,27	0,08	90,65
H_p	-	15,16	15,10	5,00	0,41	-0,79	0,17*	95,77

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

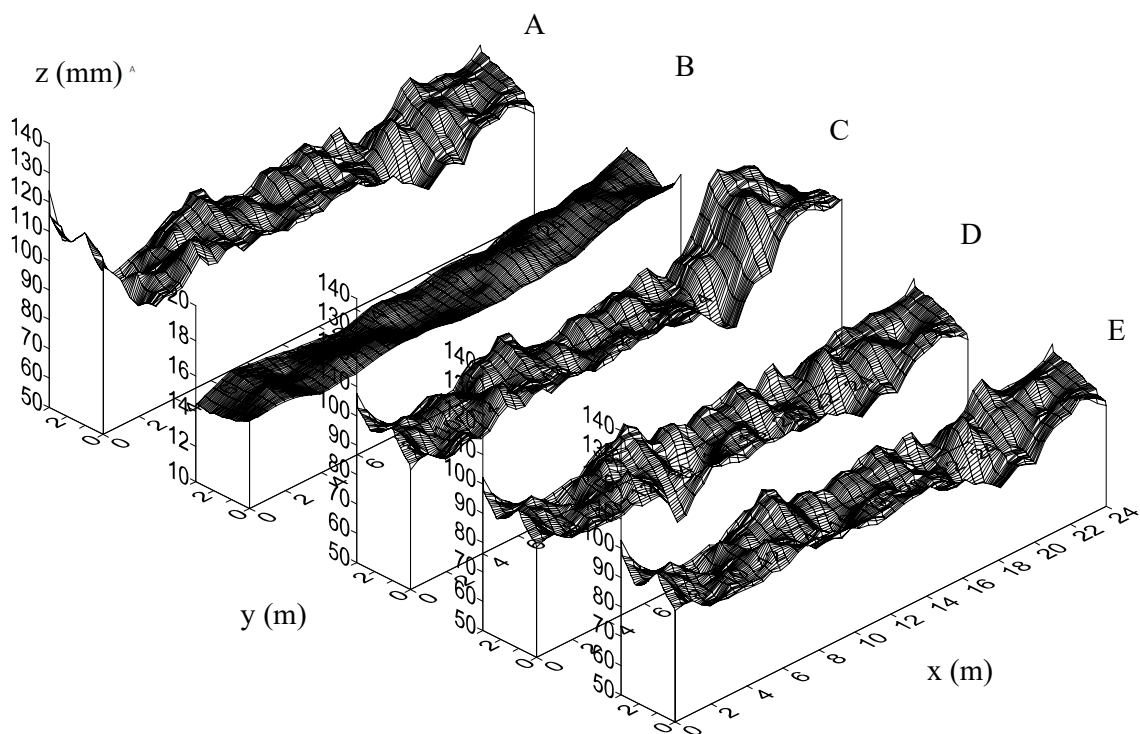


Figura 24. Superfície de valores da H_p (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 8 (C), 108 (D) e 134 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 21.

4.1.1.5.3 Superfície de valores para CU

De acordo com a Tabela 6, a precipitação de 38,70 mm ocorrida no cenário 23 promoveu a elevação da umidade do solo até próximo à saturação, contudo, após 43 horas, a umidade do solo estava abaixo da capacidade de campo, com um H_{20} de 88,39 mm. Isto evidencia o efeito marcante da cobertura vegetal na extração de água do solo, uma vez que o tempo necessário para que o armazenamento médio atingisse valores menores que o correspondente à capacidade de campo foi muito menor que sob CM. Comparando as Figuras 25A e 25C percebe-se significativas variações da superfície de valores, porém, após 242 horas após a irrigação, a análise das Figuras 25A e 25D revela que a distribuição dos valores de armazenamento no espaço retornou para uma condição muito semelhante ao que se tinha antes do aporte da lâmina de chuva, evidenciando, também na presença este padrão de cobertura, que existe um padrão de armazenamento intrínseco ao solo,

influenciando, em um certo nível, pela presença da cultura e pouco alterado pelo padrão de aplicação de água.

Tabela 6. Estatística descritiva da H_p e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 43, 120 e 242 horas após da ocorrência da H_p do cenário 23.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	84,25	84,63	14,75	-0,50	1,10	0,10	89,40
H_{20}	43	88,39	88,74	13,48	0,34	-0,12	0,05	89,28
H_{20}	120	80,63	80,25	12,70	-1,01	4,73	0,06	90,29
H_{20}	242	73,50	71,76	13,95	0,13	0,44	0,11	89,31
L_p	-	38,70	40,19	12,33	-1,30	1,34	0,16	90,50

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

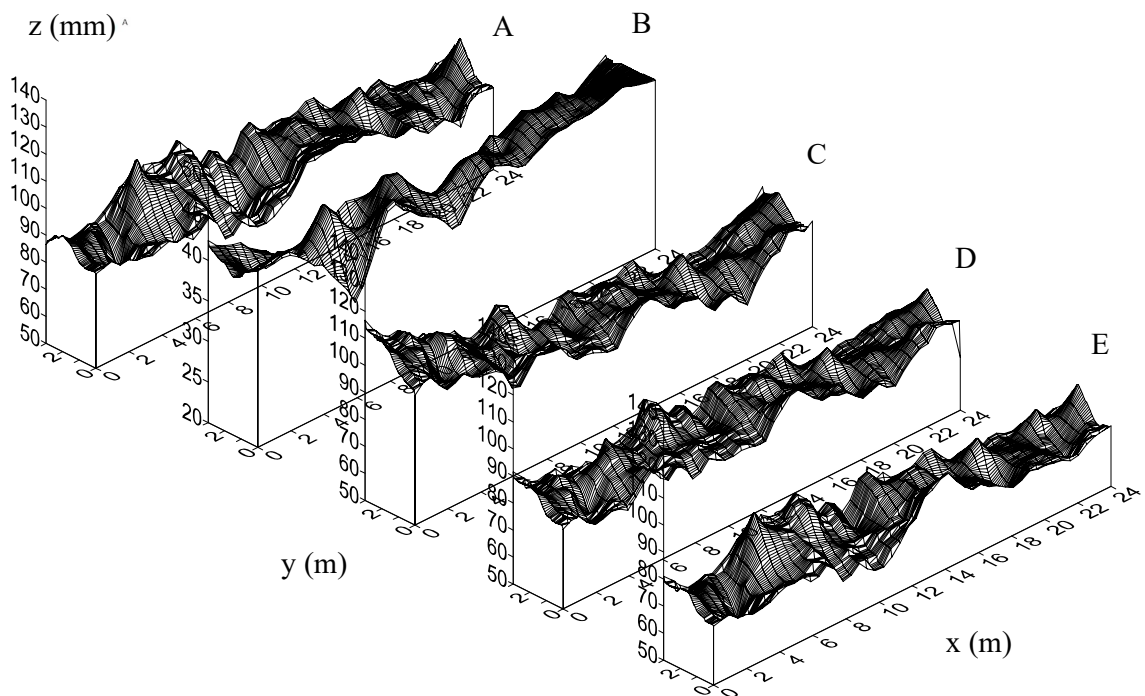


Figura 25. Superfície de valores da H_p (B) e do H_{20} antes da aplicação (AA), (A), 43 (C), 120 (D) e 242 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 23.

Na Tabela 7 são apresentadas os valores para a estatística descritiva da lâmina de água aplicada via irrigação, para o cenário 27. Neste, optou-se por aplicar água no solo com umidade abaixo da capacidade de campo, aplicando-se uma lâmina média suficiente para recompor esta condição de umidade, em média.

Para isto foi aplicada uma lâmina de cerca de 16mm, com uniformidade considerada muito baixa, caracterizada por um CV de 35% e um CUC de apenas 70%. De acordo com os valores apresentados nesta Tabela 7, pode-se verificar que antes da irrigação o CV para valores de armazenamento era da ordem de menos de 14%, e o CUC da ordem de 89%, conforme já identificado para este solo, sob, esta cobertura, em outros cenários. A aplicação desuniforme de água fez com que uma hora após o armazenamento médio estivesse próximo à capacidade de campo, porém com uniformidade ligeiramente maior que o encontrado antes. Com o passar do tempo, o armazenamento se reduziu rápido, em função da cobertura (CU) e a uniformidade deste ficou ainda melhor, atingindo valores de CV menor que 12% e CUC superando ligeiramente 90%, 48 horas após a irrigação. Estes valores permitem reiterar a afirmativa de que o padrão irregular de aplicação de água pouco influencia o padrão de armazenamento de água no solo. Isto pode ser visto na Figura 26, na qual pode-se constatar que, após a aplicação irregular de água, rapidamente o solo retorna para um padrão de armazenamento muito semelhante ao que havia antes da aplicação. Cabe destacar que, certamente, algumas variações decorrentes de causas não controladas, tais como as incertezas associadas ao processo de medida, podem ser observadas.

Tabela 7. Estatística descritiva da H_i e do H_{20} antes da ocorrência (AA), 1, 24 e 48 horas após da ocorrência da H_i do cenário 27.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	77,66	76,14	13,48	0,09	-0,15	0,09	89,12
H_{20}	1	91,06	93,13	12,62	-0,27	-0,65	0,09	89,44
H_{20}	24	86,26	87,10	12,17	-0,22	-0,48	0,05	89,94
H_{20}	48	8,89	84,91	11,75	-0,01	-0,82	0,06	90,13
H_i	-	16,03	13,77	35,17	0,90	-0,28	0,21*	70,92

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

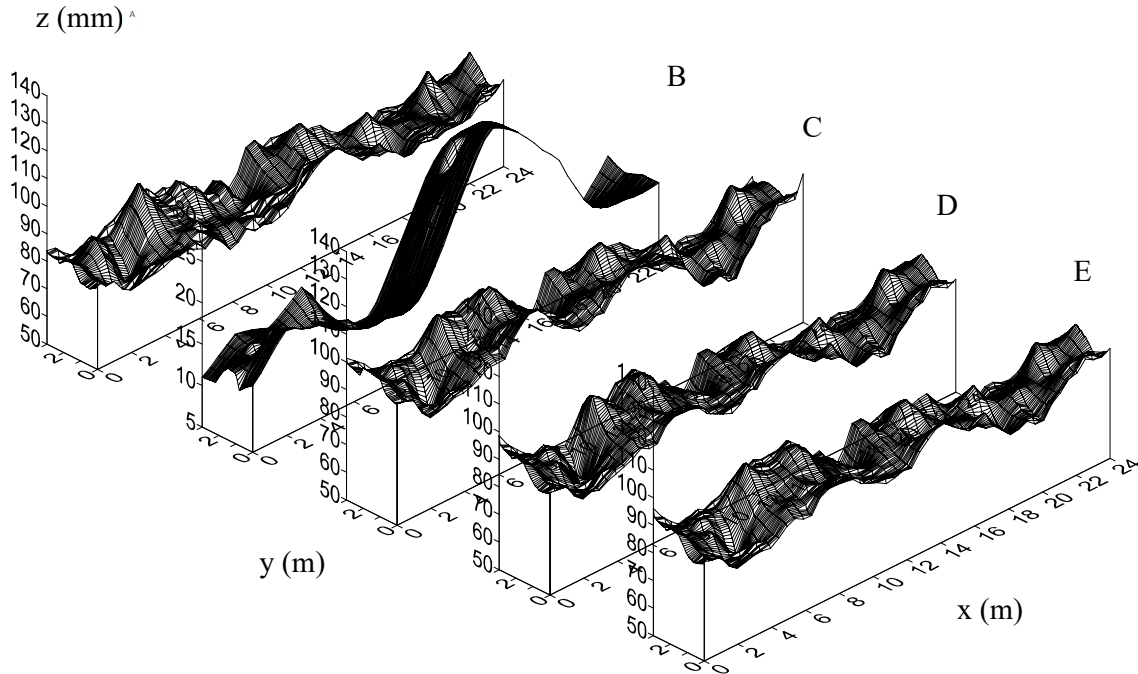


Figura 26. Superfície de valores da H_i (B) e do H_{20} antes da aplicação AA (A), 1 (C), 24 (D) e 48 (E) horas após a aplicação da H_i do cenário 27.

4.1.2 Condição de amostras deformadas (CADEF)

Com o propósito de se avaliar a capacidade de amostras deformadas de definirem, ainda que parcialmente, a capacidade do solo em reter água em cada ponto de amostragem, foram obtidas estas amostras, as quais foram padronizadas como terra fina seca ao ar (TFSA) e acondicionadas em recipientes plásticos, nos quais as amostras puderam receber água e seguirem nos processos de evaporação e de drenagem. Os resultados obtidos, com a perda de água sendo realizada exclusivamente por evaporação (EV) ou exclusivamente por drenagem (DR), são apresentados a seguir. A umidade das amostras foram obtidas gravimetricamente e transformadas em umidade volumétrica adotando-se a densidade do solo de $0,9 \text{ Mg m}^{-3}$, obtida para a TFSA. A multiplicação por $0,20\text{m}$ de profundidade permitiu a obtenção da lâmina equivalente (H_e) de armazenamento de água no solo, em $0,20\text{m}$ de profundidade, expressa em mm e apresentada nas Tabelas 8 e 9. Os valores do CV e do CUC para estas lâminas são apresentados na Figura 15. Nesta Figura os valores referentes às amostras deformadas estão referenciados por

CADEF (EV), correspondente ao processo de secagem por evaporação e por CADEF (DR), para a qual a perda de água se deu por drenagem do material. Pode-se verificar nesta Figura que ambos os coeficientes apresentaram a mesma tendência de variação de valores obtida para os valores obtidos no campo, ou seja, na medida que o material perde água, o CV dos valores de H_e crescem, enquanto os valores de CUC diminuem. Constata-se também que o processo de perda de água por drenagem conduz a valores de CV substancialmente maiores, à medida que o solo seca, que o processo de secagem por evaporação, acenuando as diferenças de valores de H_e entre os pontos experimentais, como pode ser constatado nas Figuras 31 e 32. Os valores de CUC assumem tendência oposta ao que ocorre com os valores de CV, como de praxe.

4.1.2.1 Estrutura espacial de H_e

Na Figura 27A são apresentados os semivariogramas experimentais obtidos para os valores de H_e , para diferentes séries de dados, durante os processos de secagem, para os processos de perda de água por evaporação (EV) e por drenagem (DR). Pode-se observar na Figura 27A os semivariogramas experimentais escalonados para os dados referentes aos dois processos de secagem. Destaca-se que a estrutura espacial é melhor definida para os dados referentes à DR, com efeito pepita muito inferior àquele que pode ser inferido para os dados referentes à EV. Isto está relacionado com o fato de que, em EV, as variações de H_e são muito inferiores, entre os pontos de amostragem, do que se tem para DR, como pode ser constatado pelos valores de CV apresentados na Figura 15. Ou seja, pode-se constatar que durante a perda de água por EV, as variações inerentes à matriz do solo, em termos de retenção de água, são “suavizadas” pelo processo, enquanto para DR estas variações se tornam mais explícitas, causando impacto sobre a modelagem da estrutura de dependência espacial. No entanto, pode-se verificar que os valores de semivariância para EV, em cada classe de distâncias, encontram-se dentro do intervalo de variação dos valores referentes a DR. Desta forma, embora a suavização das variações esteja associada a um efeito pepita maior, pode-se estabelecer um semivariograma médio, para descrever a continuidade espacial de

He para os dois processos em conjunto e ajustar-se um modelo único a ele, conforme apresentado na Figura 27B.

A evaporação (EV) ocorre em função do gradiente de potencial de água na interface solo-ar, enquanto a drenagem (DR) é estabelecida em função de um gradiente de potencial gravitacional, o qual vai sendo alterado por um componente matricial, na medida em que o solo seca. Ambos os processos foram estabelecidos com o mesmo valor de gradiente inicial, para os materiais obtidos em todos os pontos amostrais. Para EV, este gradiente é uniforme ao longo do tempo, mas para DR, varia ao longo do tempo com as variações de potencial matricial, cuja relação com a umidade do solo pode variar de ponto para ponto. Isto está associado com o fato de que na EV os valores foram mais homogêneos, enquanto para DR a heterogeneidade foi substancialmente maior, expressando a variabilidade das características intrínsecas ao solo, no que se refere à relação entre potencial e umidade. Consequentemente, a variabilidade dos valores de H_c foi maior para DR, tornando-se mais evidente na medida em que o solo seca. Isto pode ser comprovado na Figura 15, na qual pode-se verificar que, próximo à saturação, EV e DR apresentam o mesmo valor de CV, o qual vai se tornando cada vez maior para DR, no processo de secagem.

Na Figura 27B é mostrado o SV_{em} para os dois processos, o modelo ajustado a este e o intervalo de predição do modelo, com 90% de probabilidade. Destaca-se que o efeito pepita para o modelo dos dados em conjunto é da ordem de 40% do patamar. Para um ajuste apenas aos dados oriundos de DR, seria da ordem de 20%, o que pode ser constatado na Figura 27A. Não obstante, este modelo conjunto revela ainda uma continuidade espacial bem definida, a qual pode ser descrita por um modelo muito semelhante àquele construído para os valores de lâmina de água armazenada no solo (H_{20}), médio para as três condições de cobertura do solo, apresentado na Figura 14. Para fins de comparação, os dois modelos, referente aos dois semivariogramas experimentais, são apresentados na Figura 28.

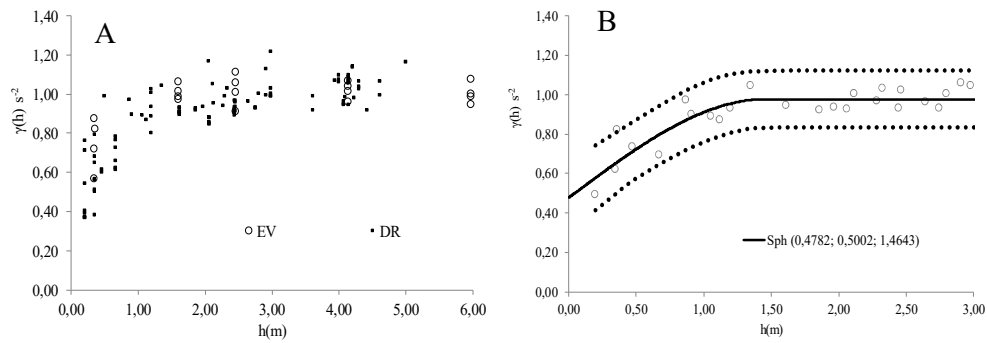


Figura 27. Semivariogramas escalonados do H_e ao longo de um processo de secagem do solo do EV e DR (A) e o respectivo semivariograma escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

A comparação entre estes dois semivariogramas permite algumas constatações. Em primeiro lugar, de um modo mais abrangente, pode-se constatar que a estrutura de dependência espacial identificada no campo foi reproduzida, com elevada semelhança, a partir dos dados obtidos nas amostras alteradas, levadas ao laboratório, preservando a posição de amostragem. Este fato, inicialmente, estabelece uma perspectiva muito importante, de que, para este solo argiloso, a microestrutura que não é modificada pelo processo de obtenção de TFSA é o mecanismo responsável pelas características intrínsecas de retenção de água pelo solo, em grande extensão. Mesmo para a retenção de água próximo à capacidade de campo, a macroestrutura, a qual não foi preservada nas amostras alteradas, foi menos relevante do que a anterior, na definição da retenção de água em cada ponto experimental. Destaca-se na Figura 28 que o semivariograma para H_e , com seu respectivo intervalo de predição, encontra-se posicionado na região central do intervalo de predição do modelo estabelecido para as condições de campo. Em outras palavras, isto significa que se “a priori” amostras deformadas fossem obtidas nos pontos amostrais e um semivariograma para H_e fosse construído, do ponto de vista probabilístico ele acertaria o “centro do alvo”, ou seja, seria um semivariograma perfeitamente adequado para descrever a continuidade espacial que ocorre em condições de campo. Sobretudo porque pode-se verificar na Figura 28 que o modelo ajustado para as condições estudadas em campo encontra-se

dentro do intervalo de predição do modelo estabelecido para as condições de laboratório.

O impacto desta constatação em futuros trabalhos de campo, para esta condição de solo, pode ser marcante. Dispendiosos levantamentos de campo para obtenção de amostras indeformadas e para o seu processamento talvez possam ser substituídos por procedimentos muito mais rápidos e de menor custo, para obtenção e processamento de amostras deformadas e, a partir da análise destas, ter-se uma inferência adequada do que ocorre em campo, gerando um modelo confiável para descrever a continuidade espacial. A aplicação de técnicas geoestatísticas no contexto da agricultura de precisão pode ser viabilizada e aprimorada de forma relevante, a partir de uma constatação desta natureza. Evidentemente, mais estudos se fazem necessário para a consolidação desta perspectiva, sobretudo para solos com características distintas do que se tem no presente trabalho.

Cabe destacar que o patamar identificado para o modelo ajustado para a condição de laboratório foi ligeiramente menor (cerca de 9,5%) que para o modelo geral da condição de campo. Pode-se observar que a amplitude de variação dos dados de campo é, como seria de se esperar, substancialmente maior que na condição de campo. Este fato está relacionado tanto à diversidade de condições abordadas no campo (diferentes padrões de cobertura, diferentes épocas e diferentes padrões de aplicação de água, dentre outras) como ao efeito da macroestrutura, a qual, embora identificada como menos relevante, também exerce, obviamente, seu papel, em termos de retenção de água na condição de campo. Esta heterogeneidade, certamente maior que para o material trabalhado em campo, se faz presente na dispersão dos valores de semivariância, em torno do modelo ajustado, em condições de campo, tornando-a maior que o obtido para as condições de laboratório. Quanto maior a variabilidade dos dados, maior a possibilidade de uma fuga da estacionaridade intrínseca por estes, o que contribui para que o patamar do semivariograma escalonado se afaste da unidade. No presente caso, para a condição de campo, o patamar ficou cerca de 7% acima da variância dos dados, enquanto o patamar para a condição de laboratório ficou cerca de 2% menor. Em termos de aplicações da geoestatística a contextos práticos, a experiência revela que estas variações podem ser consideradas como irrelevantes. Além disto, sendo o processo de krigagem uma estratégia de inferência muito robusta em

relação ao modelo de semivariograma empregado, pode-se ter a convicção de que esta diferença entre modelos não causará impacto significativo a qualquer inferência que venha a ser feita em termos de armazenamento de água no solo por este método.

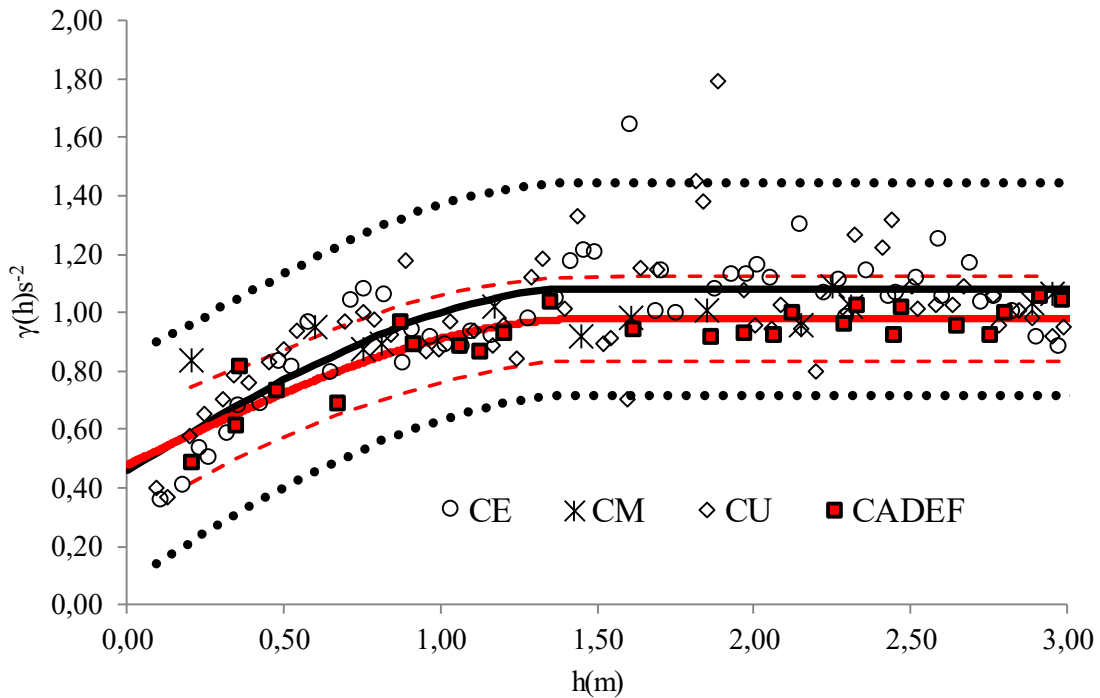


Figura 28. Semivariograma escalonado médio do H_e ao longo de um processo de secagem do solo da CADEF e semivariograma escalonado médio do H_{20} da condição CE, CM e CU da EM. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas pretas referem-se ao intervalo de predição de 90%, considerando a cor preta representando as condições CE, CM e CU e a cor vermelha para a condição CADEF.

Um outro aspecto que demanda reflexão é o fato de que os valores de efeito pepita para os dois modelos foram praticamente iguais, diferindo na ordem de 5% entre eles. Considerando que as metodologias de campo e de laboratório são distintas e que a de laboratório está associada ao método gravimétrico para determinação de umidade, usualmente adotado como método padrão, enquanto a de campo envolveu a TDR e um modelo de calibração, o que está intrinsecamente associado a incertezas metodológicas, pode-se constatar que o efeito pepita não

expressou esta divergência. Isto permite observar que o valor do efeito pepita provavelmente está mais relacionado com variações presentes no solo em escala inferior à do estudo do que com os erros metodológicos em questão. Isto sinaliza para o fato de que deve existir uma estrutura de variabilidade espacial neste solo em escala menor que a do presente trabalho, a qual poderia ser avaliada, na continuidade do estudo.

4.1.2.2 Estabilidade temporal da estrutura espacial de H_e

A estabilidade temporal da estrutura espacial da variável H_e ao longo dos processos de secagem do solo, para os mecanismos de evaporação e de drenagem, tomados em conjunto, é confirmada pela estrutura espacial identificada nos semivariogramas cruzados escalonados, apresentados na Figura 29 A. A presença de estrutura espacial confirmada nesta análise evidencia que o processo de perda de água não modifica substancialmente o padrão espacial de armazenamento de água no solo e a ausência de macro-estrutura do solo não afeta majoritariamente este processo.

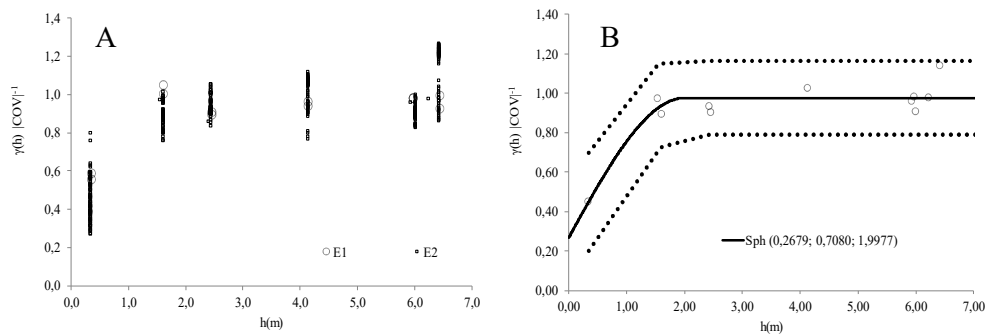


Figura 29. Semivariogramas cruzados escalonados para H_e nos processos de secagem, com os mecanismos EV e DR (A) e o respectivo semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

A possibilidade de ajuste do modelo apresentado na Figura 29B expressa que existe forte correlação espacial entre as séries de dados obtidas durante a secagem do solo, por meio dos dois mecanismos empregados, o que permite constatar que o padrão espacial de armazenamento de água no material empregado (TFSA) apresenta uma estrutura de dependência espacial que se mantém persistente no tempo, não sendo modificada ao longo do processo de secagem, e que independe do mecanismo de remoção de água. Evidentemente, de acordo com o que já se discutiu, para os dados oriundos de DR, esta estrutura é mais bem definida. Mas o modelo ajustado descreve os dados em conjunto. Com o propósito de verificar se este padrão espacial identificado em laboratório é compatível com o identificado em campo, deve-se avaliar os semivariogramas cruzados entre as duas condições.

4.1.2.3 Correlação espacial de H_{20} das condições CE e CU com H_e da CADEF

Os semivariogramas cruzados escalonados de H_{20} das condições CE e CU com H_e do CADEF são apresentadas na Figura 30 A. A presença de estrutura espacial identificada nestes semivariogramas comprovam a correlação espacial das variáveis analisadas.

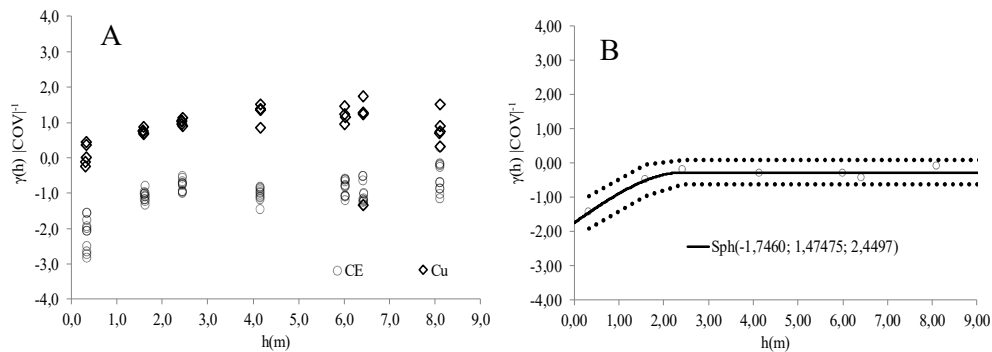


Figura 30. Semivariogramas cruzado escalonado do H_{20} das condições CE e CU com H_e do CADEF (A) e o respectivo semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

Essa análise permite assumir que o padrão espacial do H_{20} é majoritariamente dependente pelas propriedades do solo em cada ponto em reter água por mecanismos ligados à microestrutura do solo, envolvendo também aspectos relacionados à interação eletrostática entre a água e o solo.

Na Figura 30A pode-se verificar que os SV_{ce} para H_{20} obtidos sob CE e para CU, com H_e , demonstram duas estruturas bem distintas. Este fato está relacionado com as diferenças identificadas para os dois padrões de cobertura, segundo as quais a CE promove uma maior variabilidade dos dados que a CU, o que impacta a estrutura de dependência espacial de H_{20} , conforme evidenciado na análise comparativa dos semivariogramas para os dois padrões de cobertura, apresentados nas Figuras.11 e 13. Não obstante, a identificação de um modelo único, conforme apresentado na Figura 30B, permite descrever, em conjunto, a correlação espacial entre as séries de dados de campo e laboratório, com um intervalo de predição relativamente estreito, o que corrobora a perspectiva de que há considerável semelhança entre a distribuição espacial de valores de H_{20} , no campo, com aquela identificada a partir dos valores de H_e , obtidos no laboratório. Para se comprovar isto visualmente, as superfícies de valores interpolados por krigagem, para os dois ambientes, devem ser construídas.

4.1.2.4 Superfície de valores

Na Tabela 8 é apresentada a estatística descritiva e na Figura 31 é apresentado a superfície de valores do H_e antes da saturação do solo (AA), 0,5, 45, 62 e 68 horas após a saturação do solo na condição EV. Cerca de 30 minutos após a saturação do solo, o valor de CUC de 99,56% confere um indício estatístico de elevada uniformidade da umidade do solo, como pode ser observado na Figura 31B. A uniformidade obtida anteriormente foi por meio da adição de uma quantidade de água destilada exata para elevar a umidade do solo à saturação, de acordo com a curva característica de retenção de água, identificada para este solo e empregada no presente trabalho.

Contudo, existe um decaimento da uniformidade ao longo do processo de secagem do solo por demanda evaporativa, estabilizando-se em valores de CUC da

ordem de 98%. Todavia, esse valor é superior para qualquer momento, ao encontrado para as condições CE, CM e CU, devido a ausência de interferências da cultura, da variabilidade da macroestrutura do solo, presente nas condições de campo, e pela variabilidade inerente à utilização da técnica da TDR.

Tabela 8. Estatística descritiva do H_e antes da saturação do solo (AA), 0,5, 45, 62 e 68 horas após da saturação do solo da condição EV.

Variável	Horas	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H ₂₀	AA	39,50	39,55	9,40	-0,43	0,88	0,08	93,02
H ₂₀	0,5	111,58	111,65	1,65	-7,32	66,54	0,38*	99,56
H ₂₀	45	93,13	93,21	1,35	-0,53	0,06	0,08	98,92
H ₂₀	62	85,49	85,68	1,62	-0,37	0,03	0,09	98,73
H ₂₀	68	78,71	78,77	2,28	1,59	8,72	0,10	98,43

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

Na condição DR, procedeu-se à elevação da umidade do solo na saturação com a adição de água destilada, determinando a H_e na condição da umidade no solo na saturação. O valor de CUC foi próximo ao encontrado na condição EV como pode ser observado na Tabela 9. Entretanto, ao promover a drenagem do mesmo, a redução dos valores de CUC à medida que ocorre uma redução do H_e foi mais intenso que da condição EV. Portanto, esses resultados apontam que existe uma relação entre a H_e e o mecanismo de extração de água no solo, podendo interferir no padrão espacial de armazenamento de água no solo.

Analisando as Figuras 32C, 32D e 32E, é confirmado a estabilidade temporal do padrão espacial de armazenamento de água no solo, confirmando os resultados da Figura 29B.

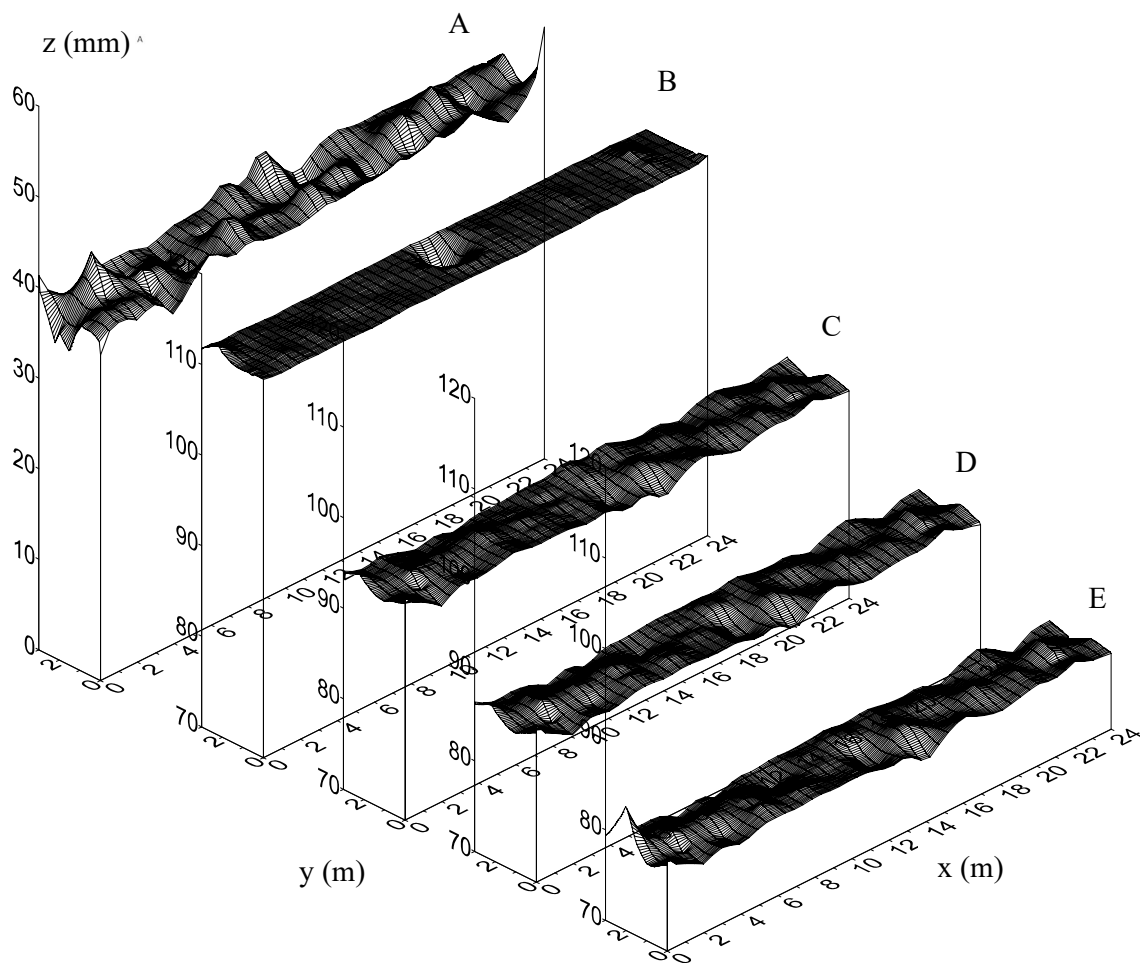


Figura 31. Superfície de valores do H_e antes da saturação do solo (AA) (A), 0,5 (B), 45 (C), 62 (D) e 68 (E) horas após da saturação do solo da condição EV.

Tabela 9. Estatística descritiva do H_e antes da saturação do solo (AA), 0,5, 46, 71 e 161 horas após da saturação do solo da condição DR.

Variável	Horas	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	45,87	45,78	5,81	-0,19	0,39	0,06	94,20
H_{20}	0,5	111,84	111,84	0,20	-1,27	8,16	0,11	99,84
H_{20}	46	92,89	93,26	3,31	-0,70	0,55	0,08	97,35
H_{20}	71	89,42	90,21	4,04	-0,75	0,38	0,12	96,76
H_{20}	161	76,30	76,90	5,85	-0,79	0,50	0,12	95,53

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

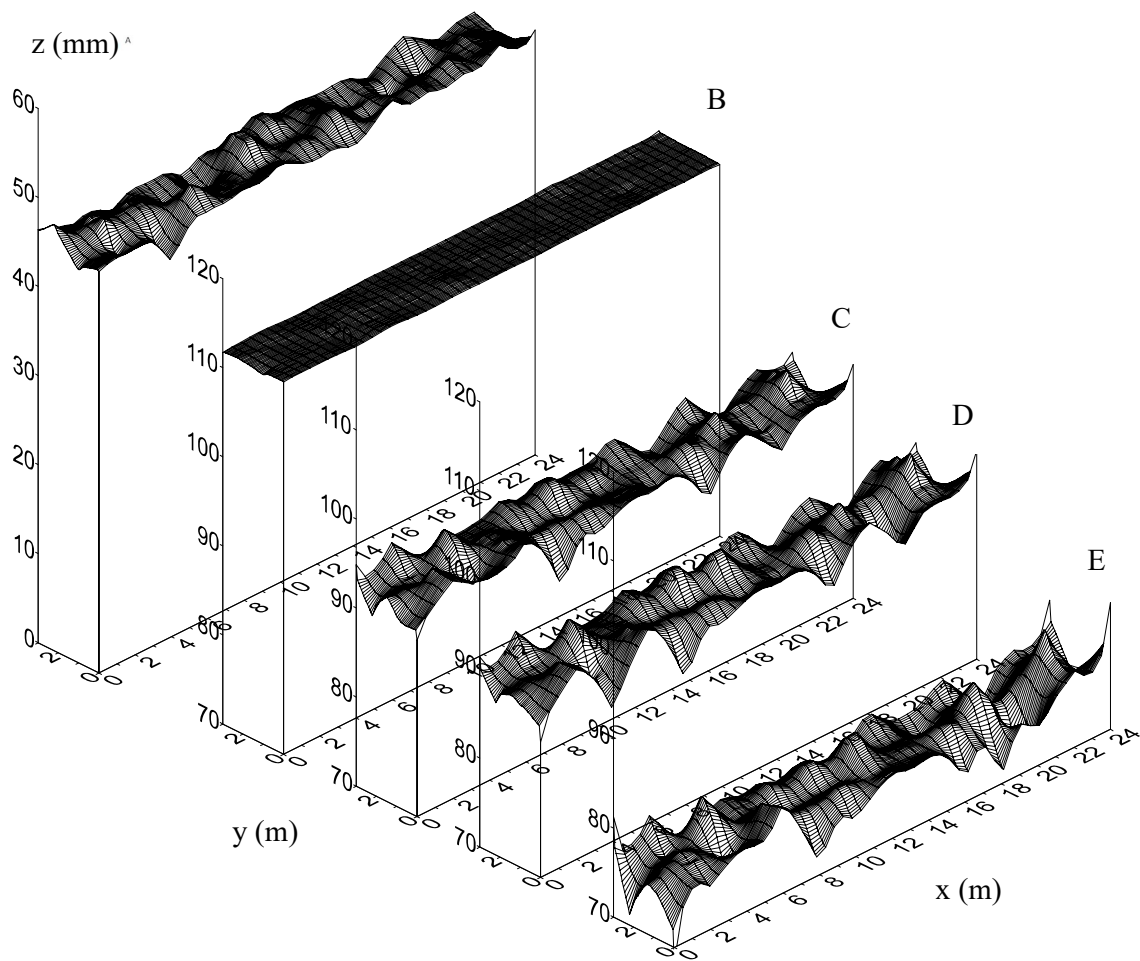


Figura 32. Superfície de valores do H_e antes da saturação do solo (AA) (A), 0,5 (B), 46 (C), 71 (D) e 161 (E) horas após da saturação do solo da condição DR.

4.1.3 Escala intermediária

4.1.3.1 Estrutura espacial de H_{20}

Com o propósito de se estudar a estrutura de variabilidade espacial em distâncias menores que aquelas correspondentes à denominada “escala maior” (EM), foi conduzido o trabalho na escala intermediária, com distancias entre pontos de amostragens abaixo de 1,0m. A área de 2,0 por 3,0 metros, com parte vegetada e parte com superfície do solo exposta, teve a amostragem realizada em

96 pontos experimentais. Esta área recebeu água via precipitação (Hp) e via inundação (In), após o que os valores de H_{20} foram monitorados durante cada processo de secagem. De acordo com os valores apresentados na Tabela 10, a lâmina de chuva correspondente ao cenário 4 selecionado, foi da ordem de 42mm, com uniformidade expressa por CUC de 99%.

Tabela 10. Estatística descritiva de H_{20} antes da Hp (AA) (A), 24 (B), 186 (C), 240 (D) e 285 (E) horas após a aplicação da precipitação, correspondente ao cenário 4.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	114,96	116,28	9,08	-0,23	-0,85	0,09	92,25
H_{20}	24	109,05	108,47	10,03	-0,08	-1,12	0,09	91,27
H_{20}	186	103,14	104,09	10,64	-0,23	-0,73	0,07	91,09
H_{20}	240	90,31	90,11	12,50	-0,96	2,12	0,11	90,83
H_{20}	285	86,20	86,00	12,68	-1,01	2,23	0,12*	90,75

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

No entanto, observa-se que esta lâmina de água chegou ao solo quando este se encontrava com umidade média acima da capacidade de campo, ou seja, a lâmina média armazenada no momento anterior (AA) era da ordem de 115mm. Assim, mesmo com o aporte de água, 24 horas depois esta lâmina já havia sido reduzida para um valor da ordem de 109mm, em decorrência dos processos de drenagem profunda e também de evapotranspiração. A uniformidade de H_{20} , antes e após a chuva, ficou entre 91 e 92% de CUC, não sendo afetada pelo aporte de água mas sim definida por características do solo. Os valores mostrados na Tabela 10 revelam que ao longo de cerca de 12 dias, o solo perdeu água, atingindo uma condição abaixo da capacidade de campo. Porém, verifica-se que o CV dos valores de H_{20} tenderam a se estabilizar em um valor da ordem de 12%, o que foi encontrado na EM para as coberturas CM e CU. Em termos de CUC, os valores permaneceram pouco alterados, estáveis na ordem de 91%, o que é considerado como excelente uniformidade no contexto da ciência da irrigação. Pode-se destacar que nesta escala a variabilidade do armazenamento assemelha-se ao obtido na escala maior.

Com o propósito de se fazer uma aplicação de água com uniformidade absoluta, a partir de uma condição de umidade abaixo da capacidade de campo, na

área avaliada nesta escala, e depois verificar o efeito apenas da drenagem do solo, e não da evapotranspiração, de forma a gerar uma condição de secagem diferente da anterior, procedeu-se à inundação do solo, a sua cobertura com plástico para evitar evapotranspiração e monitorou-se a umidade do solo ao longo de um processo de secagem, por aproximadamente 9 dias. Os principais resultados obtidos são apresentados na Tabela 11.

Tabela 11. Estatística descritiva do H_{20} antes da *In* (AA), 2, 24, 122 e 218 horas após a ocorrência da inundação, correspondente ao cenário 8.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H ₂₀	AA	89,97	91,21	14,09	-0,77	1,19	0,05	89,38
H ₂₀	2	118,20	120,12	7,69	-0,97	0,61	0,17*	94,12
H ₂₀	24	114,36	116,28	7,87	-0,69	-0,10	0,14*	93,78
H ₂₀	122	117,03	119,02	7,77	-0,57	0,10	0,12*	93,88
H ₂₀	218	110,46	112,58	10,09	-0,64	0,05	0,10	92,02

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

Pode-se verificar na Tabela 11 que antes da inundação o solo encontrava-se com umidade abaixo da capacidade de campo, com uma variabilidade de armazenamento ligeiramente maior que na condição anteriormente descrita, expressa por um CV de 14% e CUC da ordem de 89%. Após duas horas cessada a inundação, este CV foi reduzido pela metade, assumindo valores na ordem de 7,7% e o CUC superou 94%, com uma lâmina média bem acima da capacidade de campo. Importante constatar que, não havendo evaporação e transpiração, a redução da umidade do solo foi muito mais lenta, de forma a que, cerca de 9 dias após, ainda se verificou uma lâmina média acima da capacidade de campo. Mesmo que se considere a possibilidade de que a capacidade de campo para esta área possa estar um pouco acima da padronizada no presente trabalho (94mm), em função de, por exemplo, uma densidade do solo mais elevada que a média empregada para toda a área experimental, a drenagem mostrou-se, inquestionavelmente lenta. As séries de valores de H_{20} avaliadas apresentaram, neste evento, valores de CV ainda menores que os encontrados na condição anterior e, conseqüentemente, valores maiores de CUC, acima de 92%.

Com o propósito de avaliar a continuidade espacial do armazenamento de água no solo nesta escala de distâncias, para as séries de dados selecionadas, foram contruídos os semivariogramas experimentais para cada uma delas, os quais foram escalonados pelos respectivos valores de variância amostral. Os resultados são apresentados na Figura 33. Pode-se observar na Figura 33A que os semivariogramas para as séries referentes ao processo de precipitação (Hp) assim como para as séries decorrentes do processo de inundação (In) se confundem, em uma distribuição de valores de semivariância para cada classe de distância, com um certo nível de dispersão, inerente às variações encontradas no sistema, de forma semelhante ao encontrado para as diferentes séries analisadas na escala maior.

Na Figura 33B é apresentado o semivariograma médio considerando todos os dados de H_{20} . Embora o valor do alcance do modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio observado na Figura 33 B, tenha sido da ordem de 0,5m, a observação da Figura 33A, com todos os semivariogramas, deixa claro que a continuidade espacial identificada nesta área é muito semelhante àquela identificada na área referente à EM sob cobertura uniforme (CU), cujo alcance é da ordem de 0,7m, conforme mostrado na Figura 13. Uma vez que a área referente a esta escala intermediária (EI) está ao lado da área referente à escala maior (EM), os resultados obtidos corroboram os resultados encontrados nas análises variográficas apresentadas nas Figuras 11, 12 e 13.

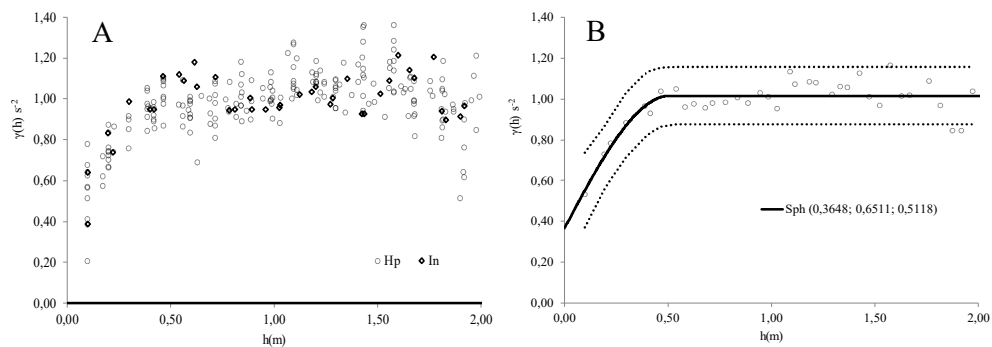


Figura 33. Semivariogramas escalonados de vários períodos analisados da variável H_{20} , após a Hp e após a In ao longo de um processo de secagem do solo (A). Semivariograma escalonado médio considerando todos os dados de H_{20} (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

O semivariograma médio, no entanto, expressa uma variabilidade que se manifesta de maneira estruturada no espaço, em uma escala de distância um pouco menores que aquelas identificadas para os semivariogramas referentes à EM. Ou seja, parte da variação contida no efeito pepita dos semivariogramas da EM está descrita como variação estruturada no espaço nesta escala intermediária (EI). Não obstante, cerca de 30%, em média, da variância dos dados nesta escala, ainda corresponde a um efeito pepita, ou seja, é possível que exista uma variação estruturada no espaço, em uma escala de distâncias ainda menor que a EI. Para se esclarecer esta questão, um próximo estudo deve abordar uma escala ainda menor, correspondente à EME, empregada neste trabalho.

4.1.3.2 Estabilidade temporal da Estrutura espacial do H_{20}

A presença de estrutura espacial confirmada pela análise variográfica na Figura 34 evidencia que o padrão de H_{20} não é modificado ao longo de um processo de secamento do solo quando o umedecimento do solo é provido por H_p ou por In . O valor de alcance do modelo ajustado ao semivariograma escalonado da Figura 34B, foi próximo ao semivariograma cruzado escalonado da Figura 33B, isto confirma que o padrão espacial de H_{20} foi pouco alterado ao longo da redução de valores de H_{20} .

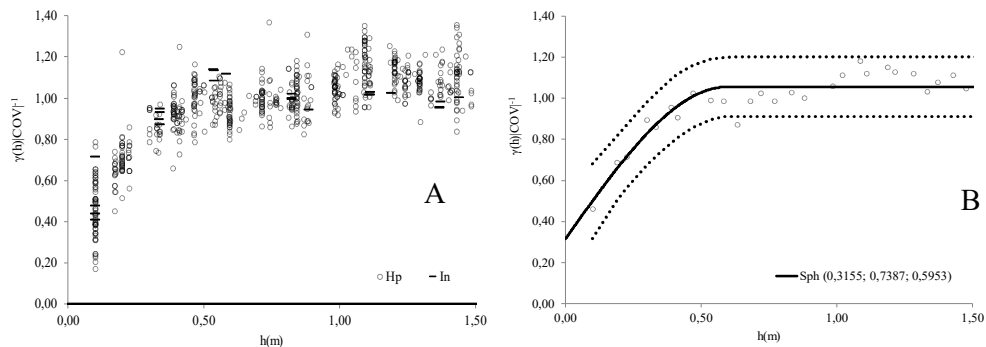


Figura 34. Semivariograma cruzado escalonado do H_{20} de um dia com os subsequentes H_{20} de outros dias, e suas combinações, após H_p e In (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.3.3 Correlação espacial de H_{20} entre cenários H_p e In

A existência da correlação espacial do H_{20} do cenário H_p com o H_{20} do cenário In é comprovado pelo semivariograma cruzado escalonado, o qual é apresentado na Figura 35A. O valor de alcance do modelo ajustado para o semivariograma cruzado escalonado da Figura 35B apresenta um valor próximo ao modelo ajustado para o semivariograma escalonado da Figura 33B, em torno de 0,50 m, confirmando que o padrão espacial não apresentou grandes diferenças entre os cenários.

O cenário In permitiu uma uniformidade absoluta no processo de umedecimento do solo, uma vez que todos os poros foram preenchidos por água devido à saturação da área. No entanto, o padrão espacial foi semelhante em relação ao cenário H_p , que apresenta menor uniformidade. Esse resultado corrobora aquilo que foi observado para a EM, evidenciando que o padrão de uniformidade de aplicação de água no solo não promove grandes mudanças no padrão espacial de H_{20} , mesmo em escala reduzida.

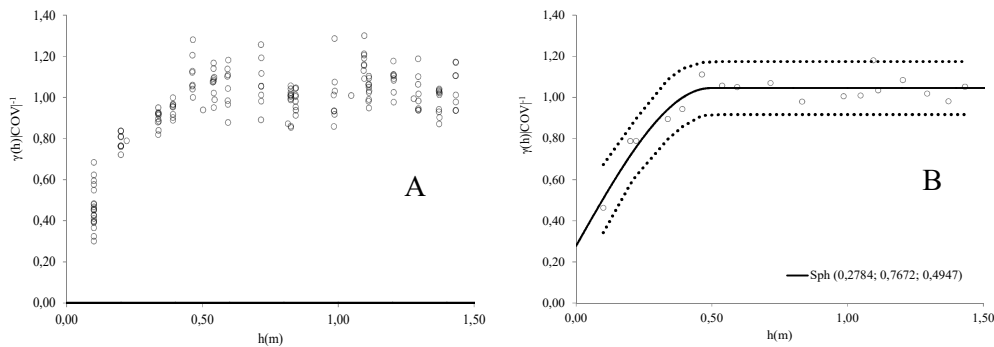


Figura 35. Semivariograma cruzado escalonado do H_{20} do cenário H_p com H_{20} do cenário In , considerando todas as suas combinações (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.3.4 Superfície de valores

O processo de interpolação pela Krigagem da variável H_{20} da EI foi realizado utilizando-se o modelo ajustado ao semivariograma escalonado mostrada na Figura 33B. Considerou-se, no processo de interpolação, uma quantidade mínima de 4 vizinhos.

4.1.3.4.1 Superfície de valores do H_{20} do cenário H_p

De acordo a Figura 36, as superfícies de valores permanecem com um padrão espacial semelhante ao longo do processo de secamento do solo. Esse resultado evidencia a presença de estabilidade temporal do padrão espacial do H_{20} , corroborando o resultado obtido na Figura 34 A. Os valores semelhantes do alcance apresentados nas Figuras 33B e 34B comprovam que a superfície de valores são semelhantes em todos os momentos avaliados.

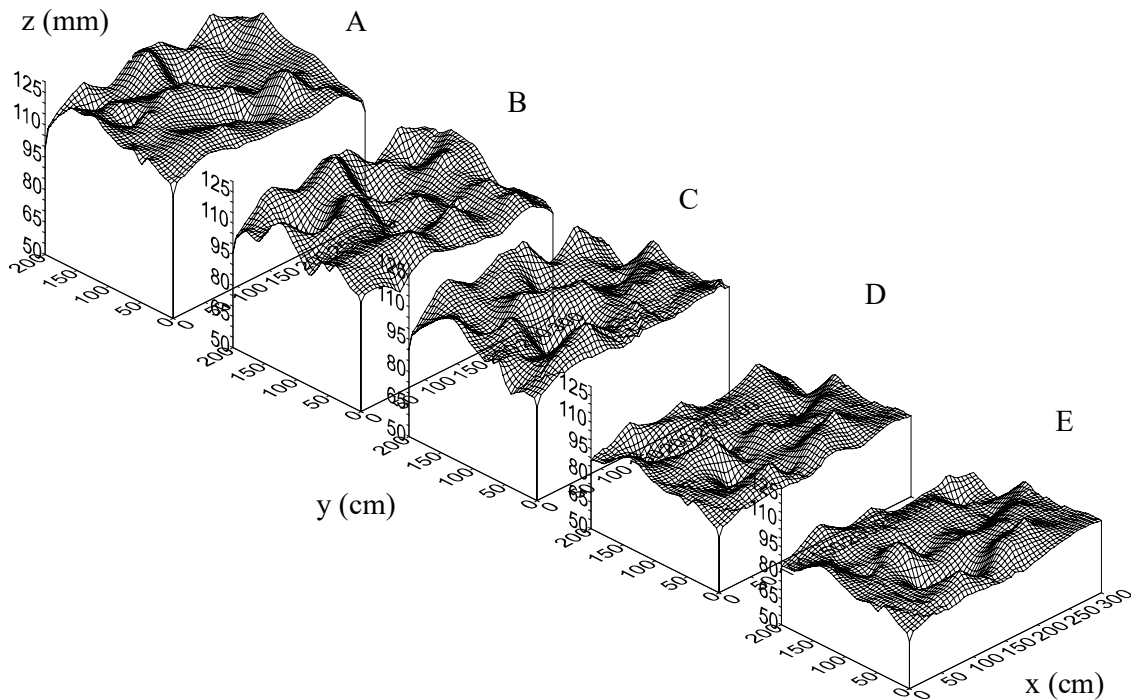


Figura 36. Superfície de valores do H_{20} antes da H_p (AA) (A), 24 (B), 186 (C), 240 (D) e 285 (E) horas após a aplicação da H_p do cenário 4.

4.1.3.4.2 Superfície de valores do H_{20} do cenário *In*

O processo de *In* do cenário 8 possibilitou uma irrigação com uniformidade absoluta, saturando o solo da área. Cerca de 2 horas após o término da *In*, o valor de H_{20} foi de 118,20 mm apresentando um CUC de 94,12% como pode ser observado na Tabela 8. Contudo, cerca de 218 horas após a *In*, houve uma redução dos valores de CUC para 92,02% e apresentando o valor de H_{20} de 110,46 mm. O resultado obtido é semelhante a condição encontrada no cenário 4, uma vez que considerando o valor de H_{20} de 109,05 mm, o valor de CUC foi de 91,27%.

No cenário 8, o processo de perda de água no solo foi gerada apenas pelo mecanismo de drenagem, a variabilidade espacial da H_{20} é gerada majoritariamente pelos fatores intrínsecos ao solo, uma vez que o processo evaporativo e transpiratório foi suprimido pelo isolamento da área com a cobertura plástica.

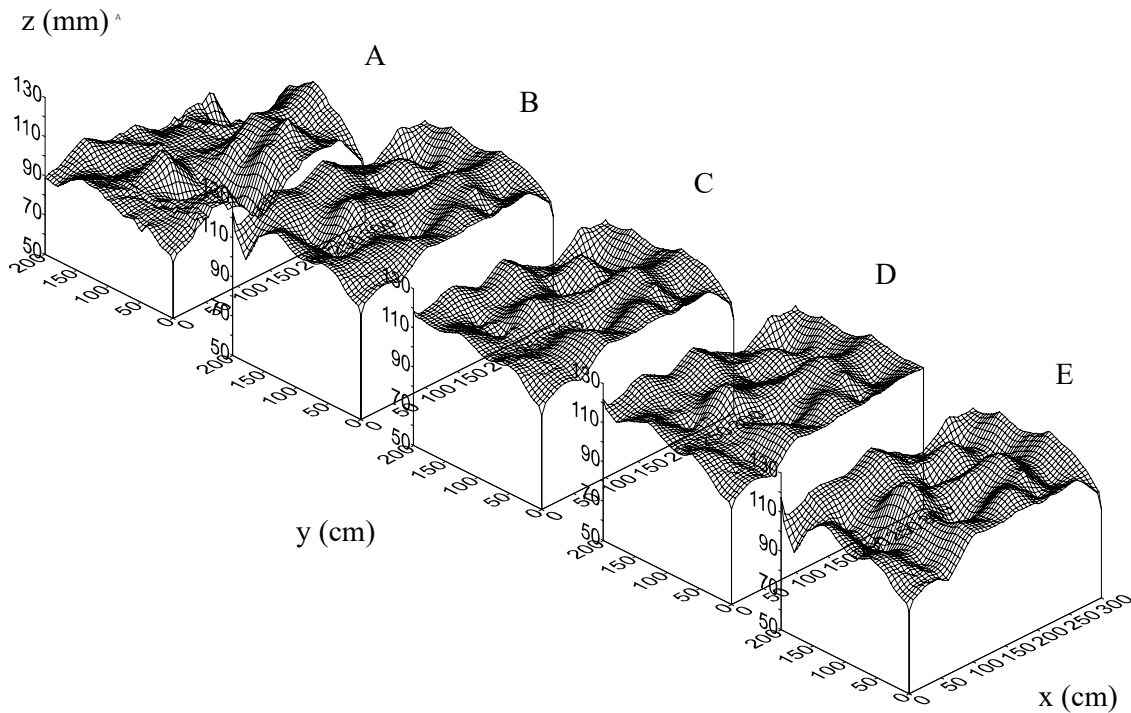


Figura 37. Superfície de valores do H_{20} antes da *In* (AA), 2, 24, 122 e 218 horas após da ocorrência da *In* do cenário 8.

De acordo com tais evidências, pode-se concluir que a uniformidade do H_{20} é dependente da umidade do solo e independente da uniformidade da aplicação de água no solo.

De acordo com a Figura 37A, o H_{20} antes da *In*, é alterado pelo processo de *In*, contudo ao observar as Figuras 37B, 37C, 37D e 37E, nota-se a presença de estabilidade temporal do padrão espacial da H_{20} , como observado do cenário 4, corroborado pelo semivariograma cruzado da Figura 35B.

4.1.4 Escala menor

4.1.4.1 Estrutura espacial de H_{20}

Com o propósito de se estudar a estrutura de variabilidade espacial em distâncias menores que aquelas correspondentes à denominada “escala intermediária” (EI), foi conduzido o trabalho na escala menor (EME), com distâncias entre pontos na ordem de centímetros. A área de 0,5 por 1,5 metros, em dois cenários, com cobertura (CC) e sem cobertura (SC), correspondente à condição de solo nú, teve a amostragem realizada em 94 pontos experimentais. Esta área recebeu água via inundação (*In*), após o que os valores de H_{20} foram monitorados durante cada processo de secagem. Esta área foi demarcada no interior de um lisímetro de drenagem, preenchido há sete anos com material peneirado oriundo das camadas de solo originais.

Os semivariogramas da variável H_{20} ao longo de um processo de secamento após a inundação são apresentados na Figura 38A e o modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio é apresentado na Figura 38B. A presença da estrutura espacial evidencia que esta independe da estrutura do solo na condição original que havia no campo. A assertiva é justificada pelo fato de que o material proveniente deste lisímetro foi submetido ao peneiramento do solo em uma malha de 0,002 m, promovendo a destruição da macroestrutura do solo com diâmetro superior à abertura da peneira.

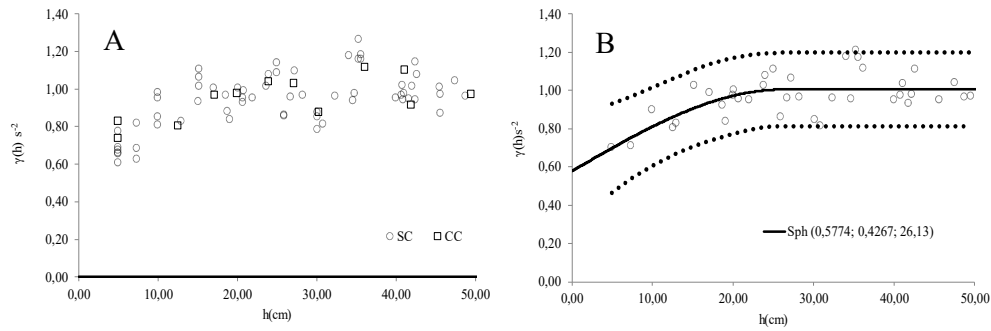


Figura 38. Semivariogramas escalonados de vários períodos analisados da variável H_{20} , após a *In* ao longo de um processo de secagem do solo (A). Semivariograma escalonado médio considerando todos os dados de H_{20} (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

Verifica-se que este modelo descreve uma estrutura de dependência espacial situada em uma escala menor que as anteriores, o que é caracterizado por um alcance da ordem de apenas 0,26m, estando a variância dos dados estruturada em distâncias menores que esta. O efeito pepita, por outro lado, corresponde a cerca de 50% da variância total das séries de dados, evidenciando que pode ainda existir estrutura de variação em escalas menores, o que não está, em princípio, relacionado com algum interesse prático, ou pode estar relacionada também a erros experimentais, inerentes aos processos de medida. O fato de haver ou não cobertura vegetal na área não mudou o padrão espacial do armazenamento de água no solo, conforme pode ser observado na Figura 38A. Por outro lado, o intervalo de predição do modelo ajustado, na Figura 38B mostra que praticamente todos os semivariogramas experimentais obtidos estão compreendidos por ele, o que permite supor que qualquer conjunto de dados obtido no futuro pode ser adequadamente representado pelo modelo apresentado.

4.1.4.2 Estabilidade temporal da Estrutura espacial de H_{20}

Os semivariogramas das Figuras 39A e 39B referem-se a análise dos dados provenientes da condição SC, sendo que a condição CC não foi possível encontrar estabilidade temporal da estrutura espacial. A presença de estrutura espacial identificado no semivariograma cruzado escalonado da Figura 39A comprova que o padrão da estrutura espacial é persistente ao longo do processo de secagem do solo, corroborado pela proximidade de valores do alcance do modelo ajustado ao semivariogramas cruzados das Figuras 38B e 39B. Esses resultados, somados com os resultados anteriores, da EM e EI, levam a considerar que independentemente da dimensão da área trabalhada, sendo em dezenas de metros, metros ou centímetros, o padrão da estrutura espacial é persistente ao longo de um processo de secagem do solo, cujo este é dito por fatores intrínsecos a posição no espaço (GONÇALVES et al., 2010).

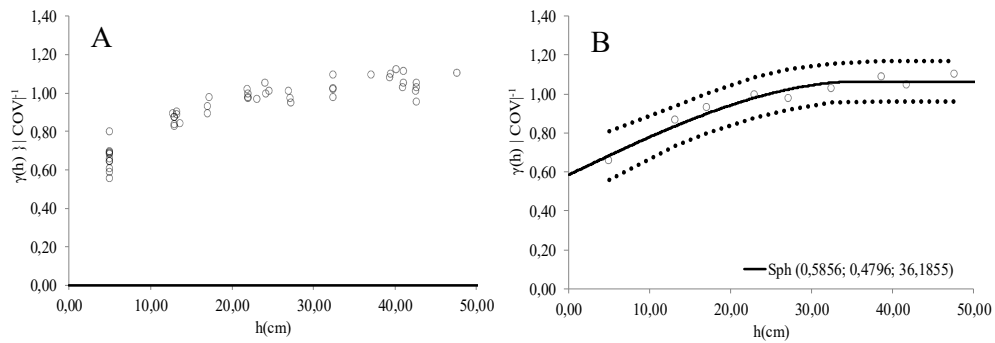


Figura 39. Semivariograma cruzado escalonado do H_{20} de um dia com os subsequentes H_{20} de outros dias, e suas combinações, após a In da condição SC (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.4.3 Correlação espacial de H_{20} das condições SC e CC

Na Figura abaixo são apresentados o semivariogramas cruzado escalonado do H_{20} da condição SC com a condição CC com todas as combinações, após a In (Figura 40A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (Figura 40B). A presença de estrutura espacial do semivariograma cruzado

comprova que o padrão das superfícies de valores das condições SC e CC são semelhantes.

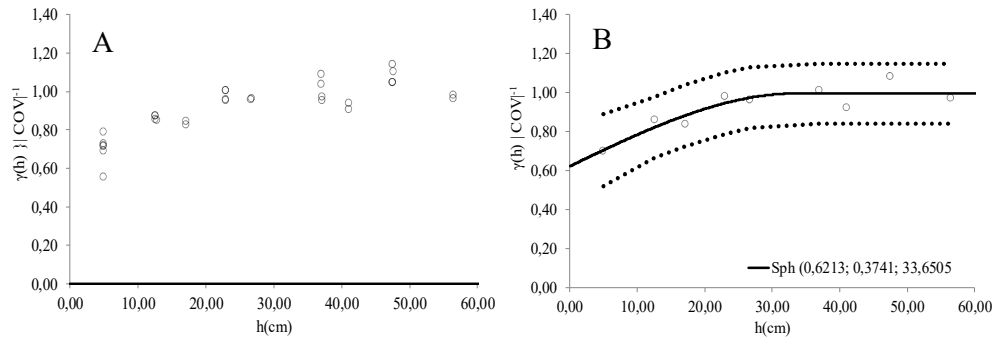


Figura 40. Semivariogramas cruzado escalonado do H_{20} da condição SC com a condição CC com todas as combinações, após a In (A) e o seu correspondente semivariograma cruzado escalonado médio (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

4.1.4.4 Superfície de valores

O processo de interpolação pela Krigagem da variável H_{20} da EME foi utilizado o modelo ajustado ao semivariograma escalonado mostrada na Figura 38 B. Considerou no processo de interpolação, uma quantidade mínima de 4 vizinhos.

4.1.4.4.1 Superfície de valores do H_{20} do cenário In

Na Tabela 12 e na Figura 41 são apresentados respectivamente a estatística descritiva e a superfície de valores da variável H_{20} ao longo de um processo de secagem do solo para a condição de superfície SC. A superfície de valores comprovam a estabilidade temporal do padrão espacial do H_{20} identificada na Figura 39A.

Independentemente da condição média para H_{20} , o valor de CUC foi superior a 94%, e sendo maiores que encontrado para a EM e EI. O resultado obtido pode ser justificado pelo processo de homogeneização do solo depositado na área,

reduzindo a variabilidade de retenção de água no solo que havia quando coletado no campo.

Tabela 12. Estatística descritiva do H_{20} antes da *In* (AA), 10, 82, 465 e 488 horas após da ocorrência da *In* do cenário SC.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV(%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	78,66	77,78	8,07	0,42	2,19	0,10	94,07
H_{20}	10	88,32	88,47	7,42	-0,05	1,44	0,10	94,46
H_{20}	82	81,58	80,80	6,23	1,07	2,43	0,10	95,41
H_{20}	465	80,83	80,39	6,91	0,34	-0,15	0,07	94,37
H_{20}	488	69,39	68,47	7,56	0,55	0,77	0,09	94,12

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

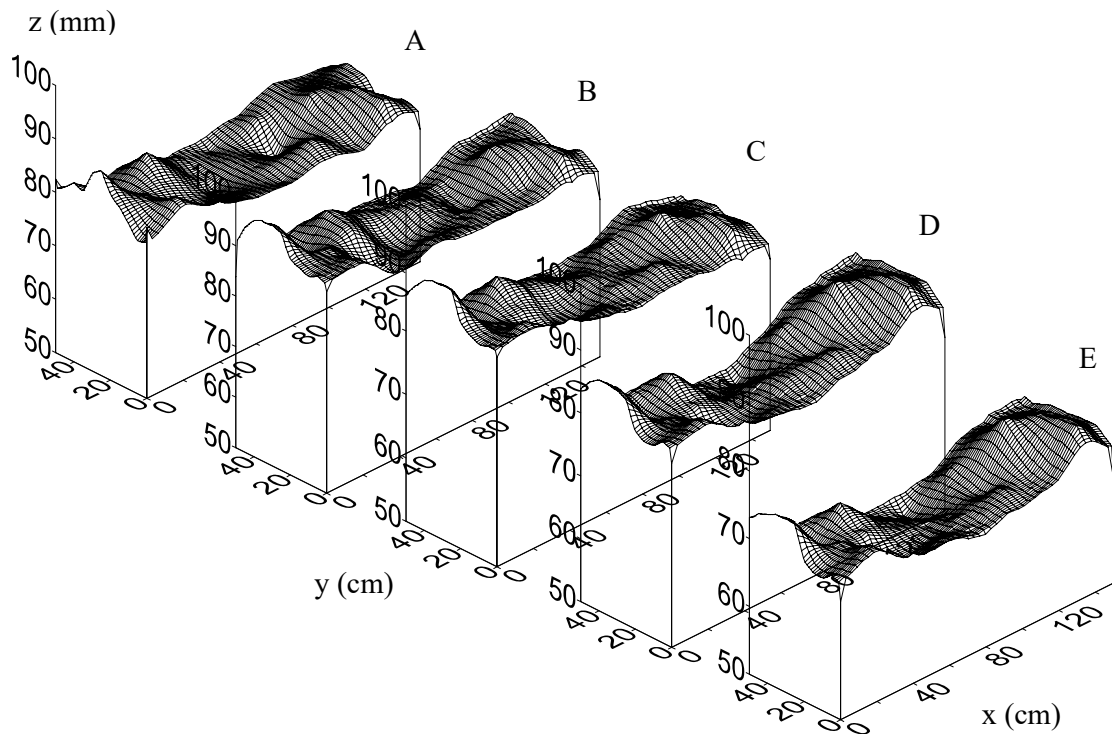


Figura 41. Superfície de valores do H_{20} antes da *In* (AA), 10, 82, 465 e 488 horas após da ocorrência da *In* do cenário SC.

Na Tabela 13 e na Figura 42 são apresentados respectivamente a estatística descritiva e a superfície de valores da variável H_{20} ao longo de um processo de secagem do solo para a condição de superfície CC. Ao confrontar com a superfície da condição anterior, verifica-se que as superfícies são semelhantes entre si, trazendo evidência que a cultura não promoveu alterações significativas no padrão

de armazenamento de água no solo. O resultado está de acordo com a análise variográfica da Figura 40A.

Tabela 13. Estatística descritiva do H_{20} antes da *In* (AA), 47, 73, 92 e 169 horas após da ocorrência da *In* do cenário CC.

Variável	Tempo	Média	Mediana	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	CUC (%)
H_{20}	AA	70,17	70,11	6,72	0,22	0,03	0,06	94,73
H_{20}	47	87,60	88,47	6,87	-0,14	-0,53	0,09	94,42
H_{20}	73	83,42	83,81	6,95	-0,13	-0,70	0,06	94,33
H_{20}	92	80,83	80,94	7,06	-0,02	-0,66	0,06	94,25
H_{20}	169	73,87	73,95	6,82	0,24	-0,56	0,06	94,45

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

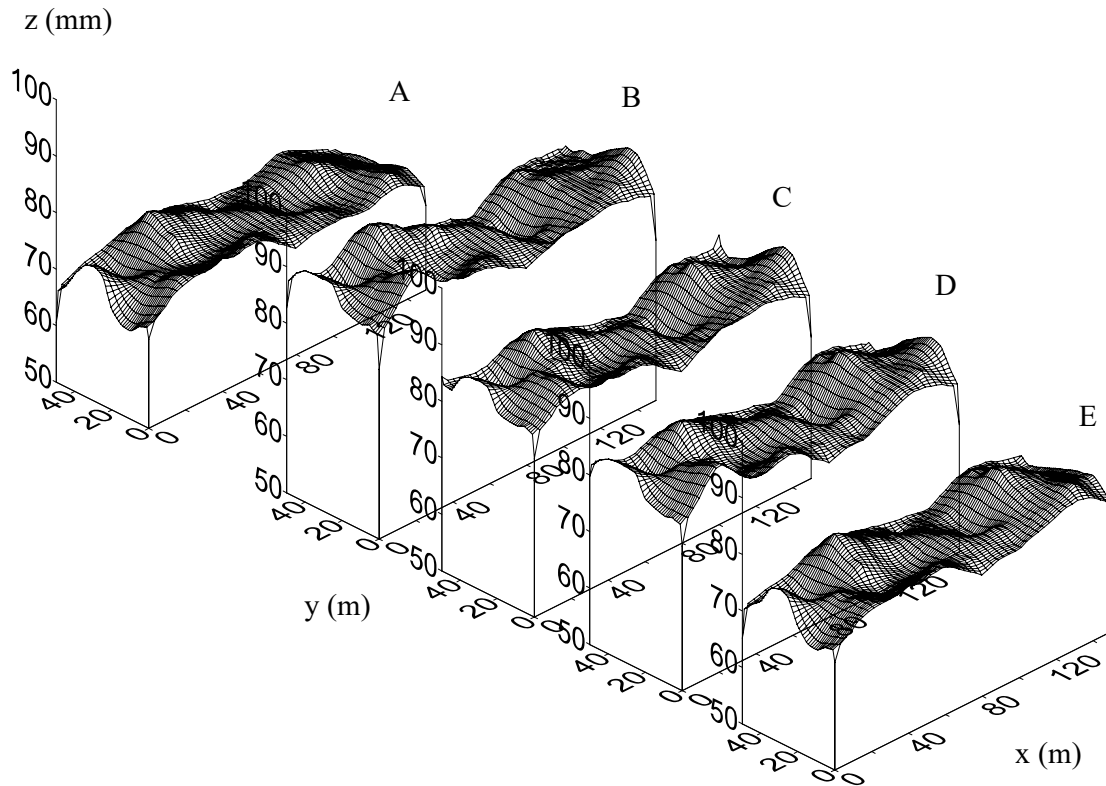
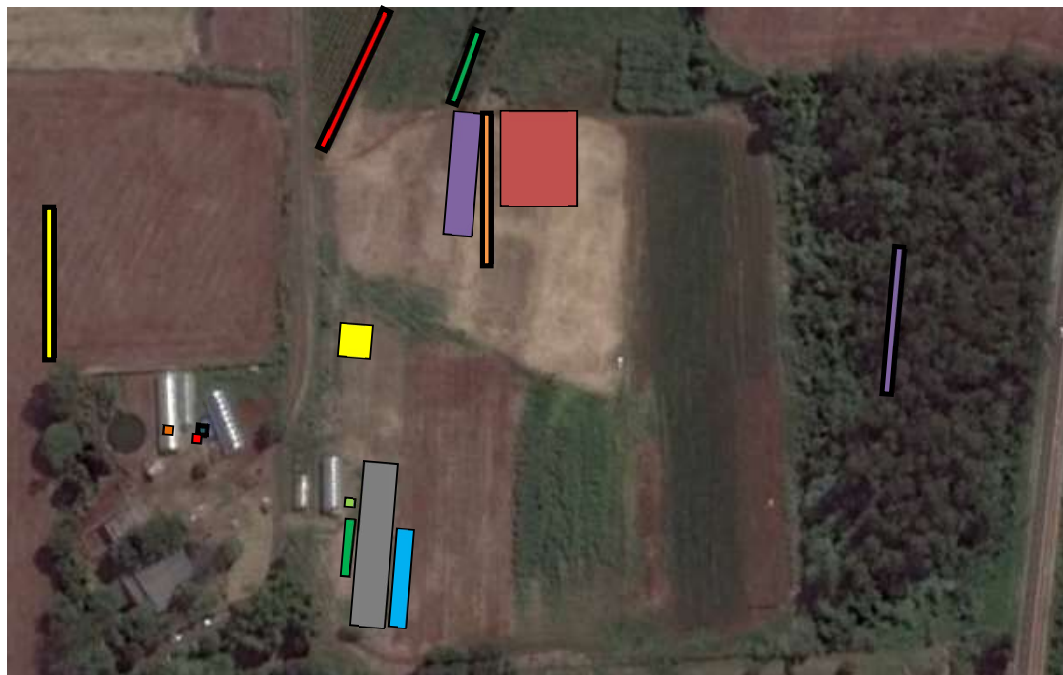


Figura 42. Superfície de valores do H_{20} antes da *In* (AA), 47, 73, 92 e 169 horas após da ocorrência da *In* do cenário CC.

4.2 Análise do conjunto de dados 2

O conjunto de dados 2 compreende o conjunto de dados 1 (CD1), um conjunto de dados denominado dados externos (De), por serem oriundos de outra área experimental, e dados locais (DL), oriundos de várias sequencias de amostragem na presente área experimental, em diferentes épocas, apresentadas na Figura 43. Nesta análise teve-se o objetivo descrever a estrutura da variabilidade espacial de água no solo de diversos locais e em vários anos. Nessa análise foram utilizados as variáveis H_{20} , H_e , θ e u .



- EM ■ CAD ■ EI ■ EME ■ De2 ■ De3 ■ De4 ■ De5 ■ De6
- DL1 ■ DL2 ■ DL3 ■ DL4 ■ DL5 ■ DL6 ■ DL7 ■ DL8 ■ DL9

Figura 43. Croqui da área experimental, mostrando as regiões referentes às várias séries de dados, obtidas em diferentes momentos, para a composição do conjunto de dados 2.

De acordo com as Figuras 44, 45 e 46, em todas as áreas que foram investigadas, foram encontrados a presença de estrutura espacial, sendo estas descritas por meio dos semivariogramas. Como pode ser observado nas Tabelas 14 e 15, os valores do coeficiente alcance encontrados em cada análise variográfica

foram amplos, com CV na ordem de 119% e valores mínimo e máximo de 0,25 e 33,89 m, respectivamente.

Observando a Tabela 14, os locais na área experimental denominados como De2, De4, De6, DL1, DL5 apresentaram valores do coeficiente alcance superiores a 10 m. Por outro lado, os locais denominados EM, EI, DL2, DL3, DL4, DL6 e DL9 apresentara valores do coeficiente alcance inferior a 5 m. Esse contraste do valor do coeficiente alcance pode ser justificado pelo processo de revolvimento do solo ao longo dos diferentes preparos na área para a instalação de diversos experimentos. Uma evidência que auxilia na confirmação da hipótese levantada é pelo fato que do local DL5 apresentar o maior alcance e o local DL2 apresentar o menor alcance. No local DL5, não foi realizado qualquer tipo de movimentação do solo a mais de 10 anos, enquanto o local DL2 este solo foi submetido a um intenso revolvimento devido às sucessivas operações agrícolas na área.

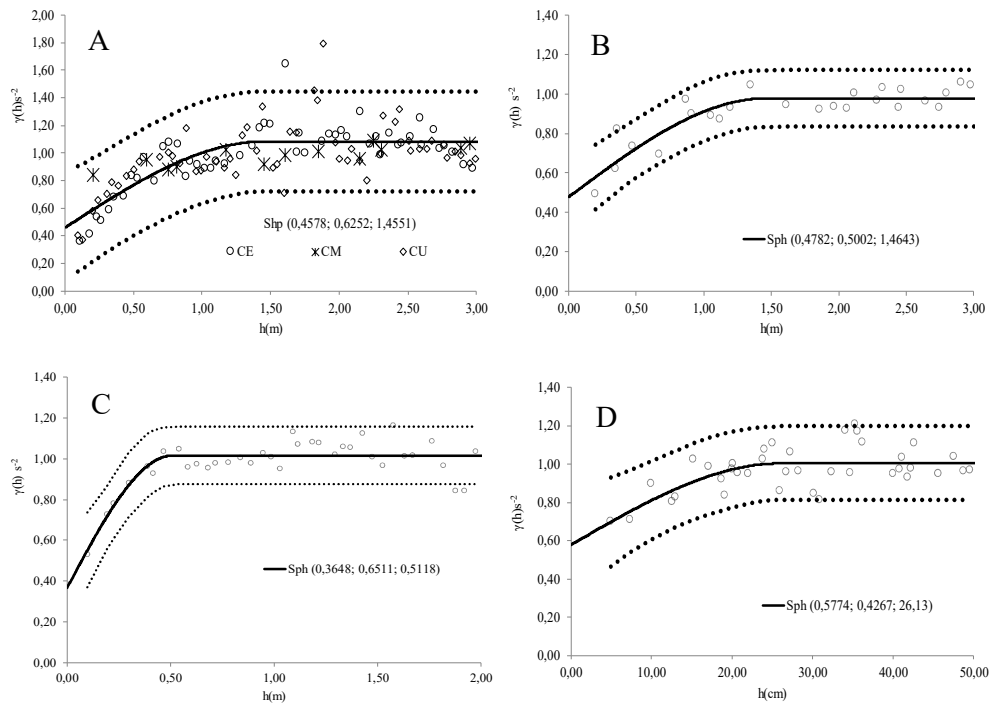


Figura 44. Semivariogramas escalonado médio do H_{20} das áreas EM (A), EI (C), EME (D) e da condição CADEF (B). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

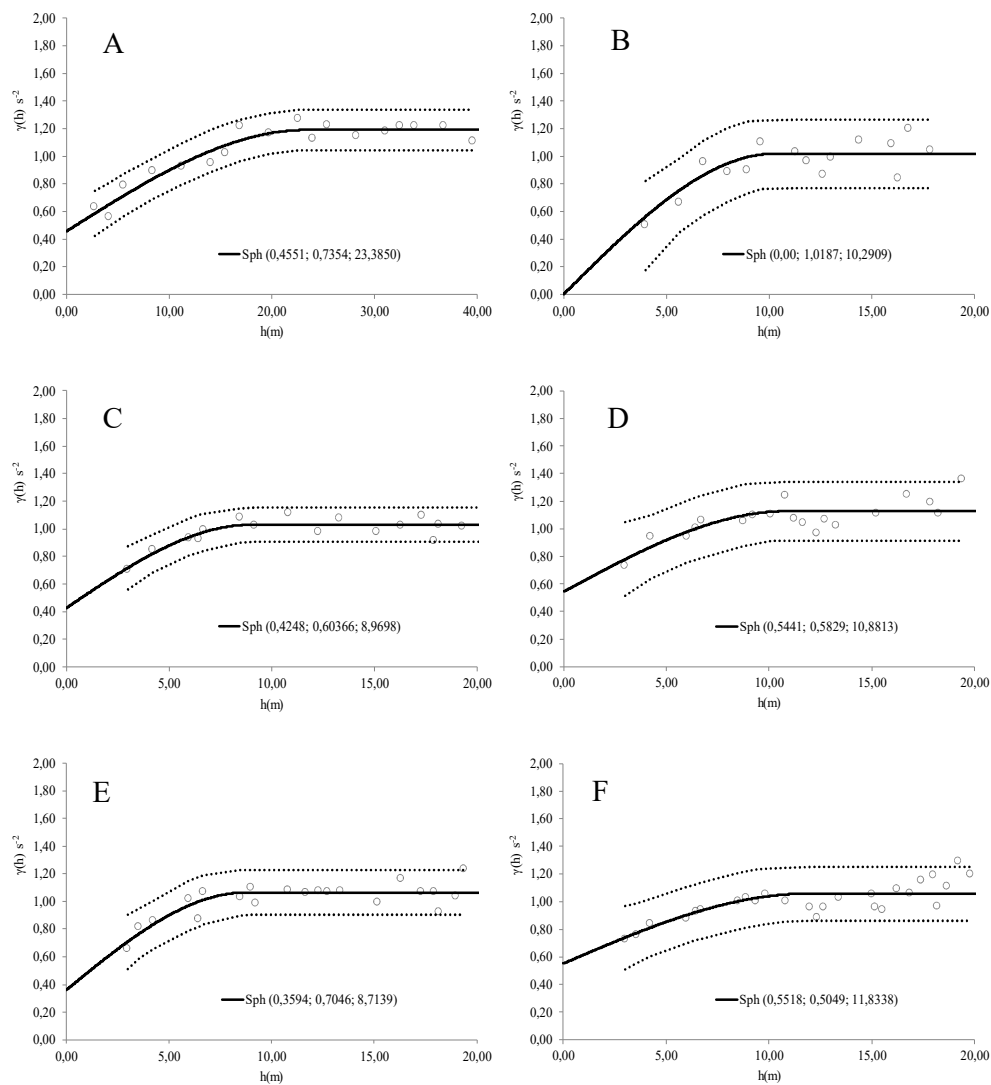


Figura 45. Semivariogramas escalonados médios das variáveis H_{20} , θ e u nas áreas De1 (A), De2 (B), De3 (C), De4 (D), De5 (E) e De6 (F). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

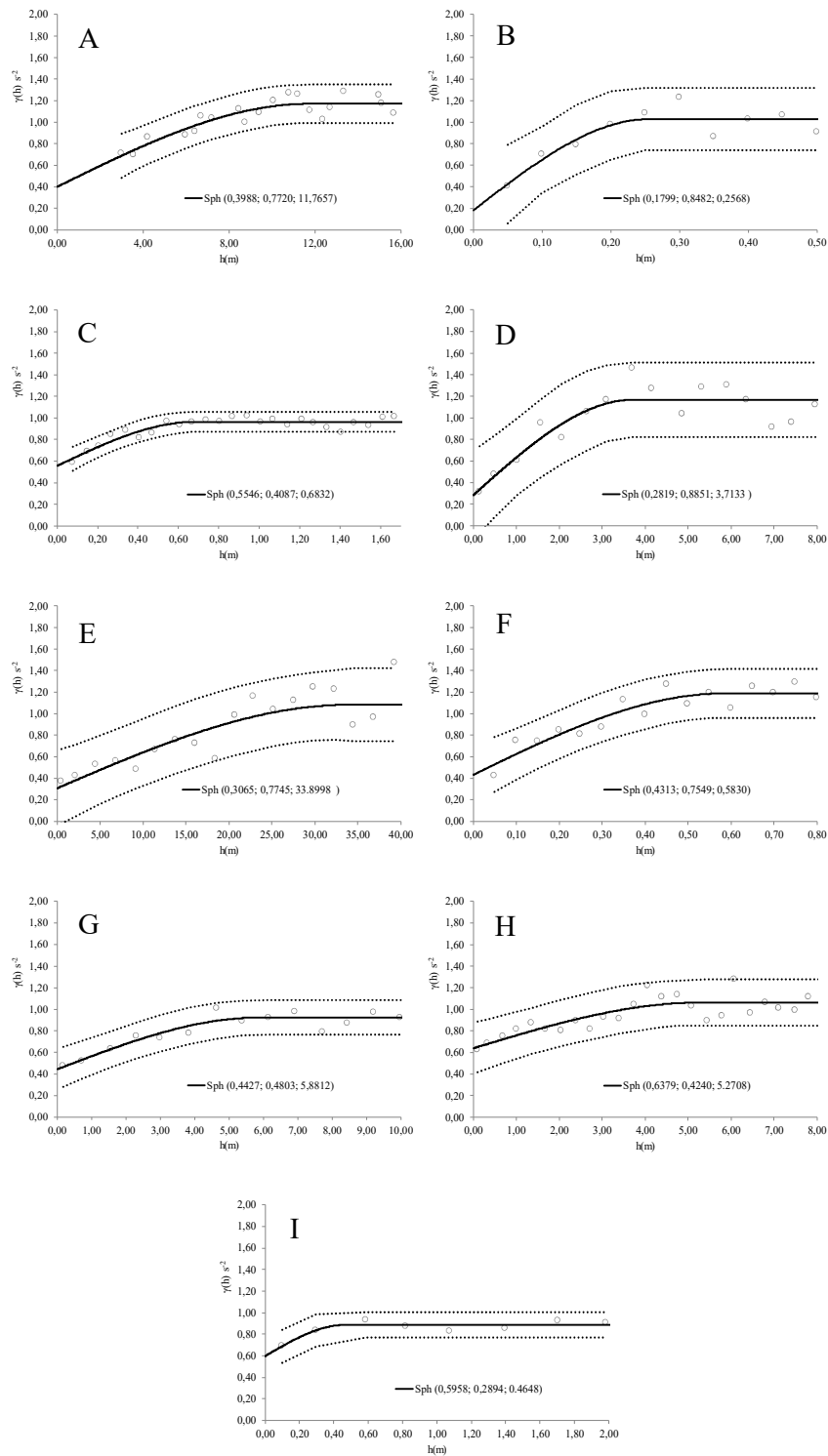


Figura 46. Semivariogramas escalonados médio da variável θ na área DL1 (A) e semivariograma escalonado das variáveis θ e u nas áreas DL2 (B), DL3 (C), DL4 (D), DL5 (E) e DL6(F), DL7 (G), DL8 (H), DL9 (I). A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90%.

Tabela 14. Valores dos coeficientes do modelo esférico, dimensão fractal e razão de dependência espacial (RDE) obtidos dos semivariogramas escalonados nos diferentes locais.

Locais	Coeficientes do modelo esférico				Dimensão fractal	Cambardella (1994) RDE
	c0	C	C + c0	Alcance (m)		
EM	0,46	0,63	1,08	1,45	1,88	0,42
CAD	0,48	0,50	0,98	1,46	1,90	0,49
EI	0,36	0,65	1,02	0,51	1,93	0,36
EME	0,58	0,43	1,00	0,26	1,93	0,58
De1	0,46	0,74	1,19	23,38	1,86	0,38
De2	-0,15	1,17	1,02	10,29	1,80	0,14
De3	0,42	0,60	1,03	8,96	1,93	0,41
De4	0,54	0,58	1,13	10,88	1,89	0,48
De5	0,36	0,70	1,06	8,70	1,91	0,34
De6	0,55	0,50	1,06	11,83	1,90	0,52
DL1	0,40	0,77	1,17	11,76	1,84	0,34
DL2	0,18	0,85	1,03	0,25	1,82	0,17
DL3	0,55	0,41	0,96	0,68	1,93	0,58
DL4	0,28	0,89	1,17	3,71	1,84	0,24
DL5	0,31	0,77	1,08	33,89	1,84	0,28
DL6	0,31	0,75	1,07	0,58	1,83	0,29
DL7	0,44	0,48	0,92	5,88	1,89	0,48
DL8	0,64	0,49	1,13	5,27	1,93	0,56
DL9	0,60	0,29	0,89	0,46	1,96	0,67

A dimensão fractal dos semivariogramas são apresentados na Tabela 15. Os valores apresentados estão dentro da amplitude de valores encontrados no trabalho de (BURROUGH, 1981) que descreveu a dimensão D para diversas variáveis físicas e químicas do solo.

De acordo com a Tabela 15, a dimensão fractal média do diversos semivariogramas foi de 1,88, sendo o valor igual ao encontrado para a média dos semivariogramas da condição EM. O valor de CV de 2,46 % da dimensão fractal implica em semelhanças das estruturas espaciais encontradas. O reduzido valor de CV traz o indício que os diferentes semivariogramas pertencem a uma mesma população em termos de estrutura espacial, sendo diferentes apenas na escala dos valores de alcance em cada semivariograma.

Portanto, com o propósito de comparar os variogramas com diferentes valores de alcance, foi realizada a relativização dos semivariogramas escalonados

apresentadas nas Figuras 44, 45 e 46 por meio das equações 17 e 18. Uma vez que a condição EM apresentou o valor de dimensão fractal média dos diversos semivariogramas apresentadas nas Figuras 44, 45 e 46, o valor de alcance da condição EM, foi adotado no processo de relativização do semivariograma escalonado, cujo valor é de 1,45 m, sendo os semivariogramas escalonados apresentados na Figura 47.

De acordo com a Figura 47, com excessão da condição DL5, os semivariogramas relativizados escalonados apresentam valores dentro do intervalo de predição da condição EM. Uma vez que o intervalo de predição é uma amplitude de valores associada a uma probabilidade de ocorrência que pode conter o valor amostrado de uma população (NAVIDI, 2012), o intervalo de predição da condição EM cumpriu esta função, considerando que os diversos semivariogramas obtidos do conjunto de dados 2 pertencem a uma mesma população em termos de estruturas espaciais.

Observando que os valores de semivariância escalonada da condição Del na Figura 47 se encontram inseridos dentro da nuvem de pontos da mesma Figura, esse fato evidencia que a estrutura espacial do solo em questão é semelhante ao Nitossolo do Centro Técnico de Irrigação (CTI), diferindo apenas na escala do coeficiente alcance. Isso leva a hipótese que a variável umidade do solo pode apresentar um mesmo padrão de continuidade espacial, diferindo apenas em um fator de escala.

Tabela 15. Estatística descritiva dos coeficientes do modelo esférico e a dimensão fractal dos semivariogramas, de acordo com os valores obtidos da Tabela 14.

Variável	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	CV (%)	Assimetria	Curtose	D
C0	0,41	0,44	0,00	0,64	44,13	-1,64	4,05	0,13
C	0,64	0,63	0,29	1,17	31,85	0,68	1,03	0,12
C + c0	1,05	1,06	0,89	1,19	7,90	-0,13	-0,37	0,09
Alcance	7,38	5,27	0,25	33,89	119,54	1,85	3,82	0,21
Dimensão fractal	1,88	1,89	1,80	1,96	2,46	-0,22	-1,10	0,14

* Significativo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (D) no nível de probabilidade de 5%.

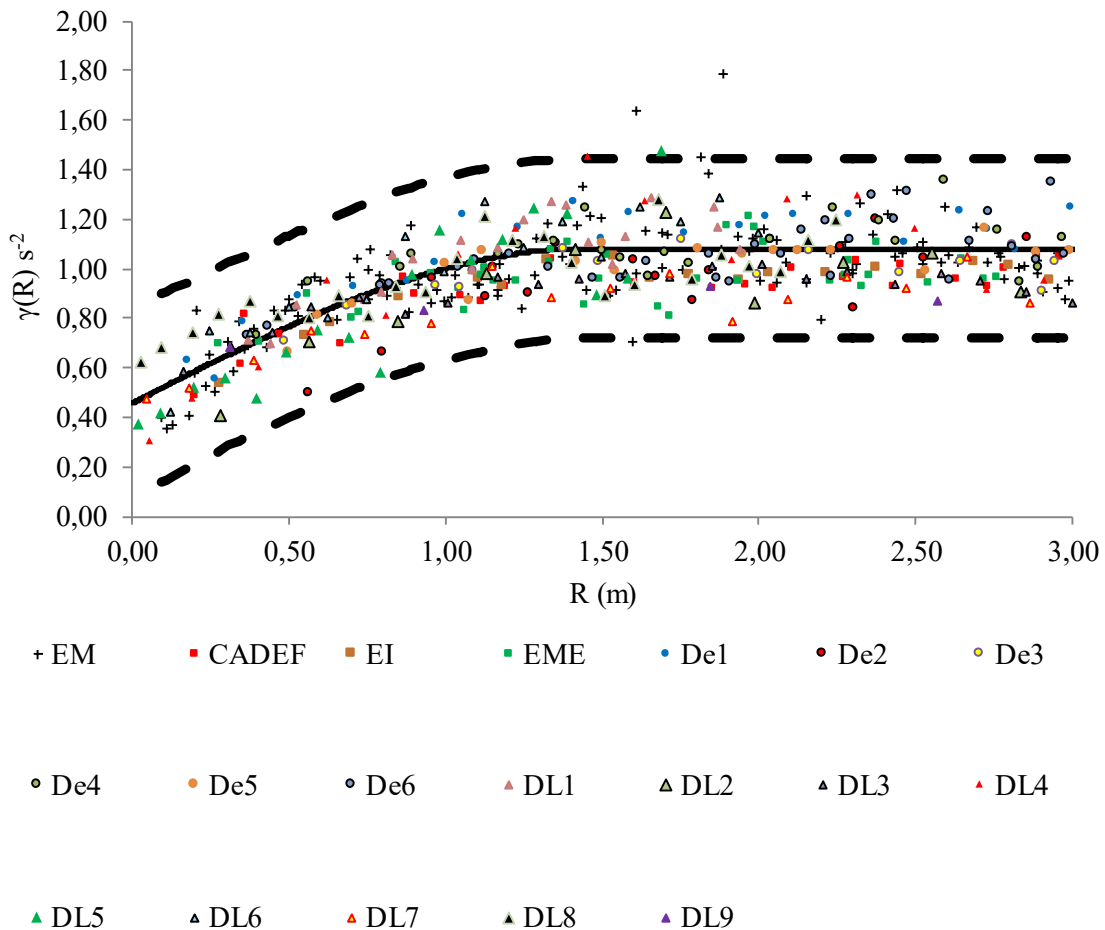


Figura 47. Semivariogramas escalonado relativo das variáveis H_{20} , H_e , θ e u considerando o conjunto de dados 2, adotando o valor do alcance do modelo ajustado do semivariograma de referência 1,45 m no processo de relativização. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio da EM e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90% da EM.

Na Figura 48 são apresentadas outros semivariogramas escalonados relativizados pelo valor de alcance de 1,45 m, da condição EM que apresentaram estrutura espacial com ampla variação valores de alcance. De acordo com esta Figura, o alcance de ajustado ao semivariograma escalonado variou de 0,55 a 11,03 m. Esta amplitude de valores de alcance encontrado em uma mesma área experimental, sob diferentes condições de cobertura, comprova que a área em questão apresenta múltiplas estruturas espaciais. Essa evidência respalda a

hipótese que as diferentes estruturas espaciais expostas na Figura 48 são parte de uma população da estrutura espacial da umidade do solo.

Ao analisar a dimensão fractal dos semivariogramas apresentados na Figura 48, alguns semivariogramas apresentam a mesma dimensão fractal de semivariogramas obtidos na área experimental (Tabela 14). Portanto é provável que a área experimental apresente múltiplas estruturas espaciais, e a estrutura espacial descrita por uma análise variográfica dependerá das condições de contorno em que foram obtidos os conjuntos de dados, como tipo de malha amostral, número de observações coletadas, revolvimento do solo e presença e ausência de cultura.

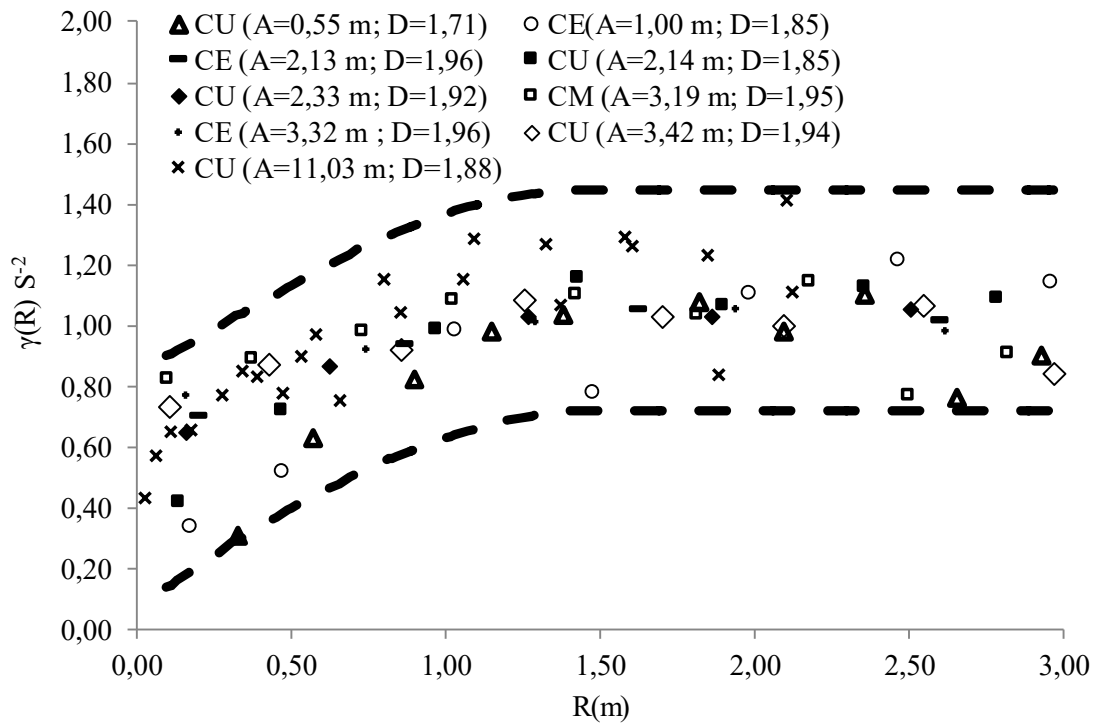


Figura 48. Semivariograma escalonado relativo adotando o valor do alcance do modelo ajustado do semivariograma de referência 1,45 m no processo de relativização, da variável H_{20} das condições de cobertura CE, CM e CU com os valores do coeficiente alcance e dimensão fractal considerando os semivariogramas originais. A linha contínua refere-se ao modelo ajustado ao semivariograma escalonado médio e as linhas pontilhadas referem-se ao intervalo de predição de 90% da condição EM.

5 CONCLUSÕES

Considerando as condições experimentais deste trabalho são apresentadas as seguintes conclusões:

O armazenamento de água no solo apresentou, nas diferentes escalas estudadas, variabilidade estruturada no espaço. Esta estrutura mostrou-se persistente no tempo, em diferentes condições de umidade do solo;

A uniformidade de aplicação de água sobre a superfície do solo promove pequenas alterações no padrão espacial de armazenamento de água no solo, as quais tendem a se dissipar com o passar do tempo, no processo de secagem, nas diferentes escalas de medidas.

O mecanismo de redistribuição de água no solo, após aplicação irregular de água, não se mostrou relevante para estabelecer um padrão de armazenamento de água mais uniforme no solo. Esta uniformidade mostrou-se ser, sobretudo, uma característica intrínseca ao solo, não sendo relevante a influencia da uniformidade de aplicação, em qualquer nível estudado.

A presença da cultura não promoveu modificação na estrutura de dependência espacial do armazenamento de água no solo, porém, foi verificado que a sua presença pode intensificar as variações inerentes ao padrão espacial destes valores, contribuindo para tornar mais evidente esta estrutura espacial.

O padrão espacial de armazenamento de água no solo está mais relacionado com a microestrutura e com fenômenos de adsorção e de drenagem deste que com a macro estrutura, uma vez que material oriundo de solo alterado, em diferentes escalas, demonstrou preservar uma estrutura de dependência espacial.

A estrutura de dependência espacial do armazenamento de água no solo mostrou ser presente em diferentes escalas espaciais, com o mesmo padrão de continuidade espacial, o qual pode ser unificado por meio de uma dimensão fractal, semelhante ao constatado em outros trabalhos.

Um modelo geral de semivariograma, dotado de dimensão fractal, pôde ser estabelecido para o Nitossolo vermelho. Este modelo é capaz de descrever a relação funcional entre a semivariância do armazenamento de água e a distância de separação entre pontos, para classes de distância entre centímetros e dezenas de

metros. Aplicações em campo que demandem conhecimento do armazenamento de água no solo, em escalas mais amplas, podem se beneficiar deste fato.

6 REFERÊNCIAS

- ABRISQUETA, J. M.; PLANA, V.; RUIZ-CANALES, A.; RUIZ-SÁNCHEZ, M. C. Unsaturated hydraulic conductivity of disturbed and undisturbed loam soil. *Spanish Journal of Agricultural Research*, v. 4, p. 91–96, 2006.
- AL MAJOU, H.; BRUAND, A.; DUVAL, O. The use of in situ volumetric water content at field capacity to improve the prediction of soil water retention properties. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 88, n. 4, p. 533–541, 2008.
- ALBUQUERQUE, ALVES WAGNER WALKER DE; AZEVEDO CARLOS ALBERTO VIEIRA DE; MATOS, N. J. DE A. DE; DA, S. S. S. Análise geoestatística da distribuição de água no solo, aplicada por sistema de irrigação por microaspersão. *Revista Caatinga*, v. 24, n. 2, p. 143–151, 2011.
- ALLETTO, L.; POT, V.; GIULIANO, S.; COSTES, M.; PERDRIEUX, F.; JUSTES, E. Temporal variation in soil physical properties improves the water dynamics modeling in a conventionally-tilled soil. *Geoderma*, v. 243-244, p. 18–28, 2015.
- AMER, A. M. Water flow and conductivity into capillary and non-capillary pores of soils. *Journal of soil science and plant nutrition*, v. 12, n. 1, p. 99–112, 2012.
- ANGERS, D. A.; CARON, J. plant-induced changes in soil structure: Processes and feedbacks. *Biogeochemistry*, v. 42, n. November, p. 55–72, 1998.
- ARYA, L. M.; LEIJ, F. J.; SHOUSE, P. J.; VAN GENUCHTEN, M. T. relationship between the hydraulic conductivity function and the particle size distribution. *Soil Sci Soc Am J*, v. 63, p. 1063–1070, 1999.
- BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. Geometria fractal em física do solo. *Sci. agric. (Piracicaba, Braz.)*, v. 50, n. 2, p. 321–325, 1993.
- BARTENS, J.; DAY, S. D.; HARRIS, J. R.; DOVE, J. E.; WYNN, T. M. Can Urban Tree Roots Improve Infiltration through Compacted Subsoils for Stormwater Management? *Journal of Environment Quality*, v. 37, n. 6, p. 2048, 2008.
- BATISTA, I. F.; ZIMBACK, C. R.; VETTORATO, J. A. Variabilidade Espacial Da Umidade Do Solo Em Irrigação Por Gotejamento Sob Cultivo Protegido. *Irriga Botucatu*, v. 7, n. 3, p. 201–213, 2002.
- BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resousces Reserch*, v.18, n. 5, p 1311-1325, 1982.

- BISWAS, A.; SI, B. C. Spatial relationship between soil hydraulic and soil physical properties in a farm field. *Canadian Journal Science*, p. 473-488, 2009.
- BLAINSKI, E. Utilização do intervalo hídrico ótimo do solo para manejo de área irrigada. Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2007, 41 p. Dissertação de mestrado em agronomia.
- BODNER, G.; LEITNER, D.; KAUL, H.-P. Coarse and fine root plants affect pore size distributions differently. *Plant and Soil*, v. 380, n. 1-2, p. 133–151, 2014.
- BOTHA, A. D. P.; EISENBERG, B. E. Estimation of soil water retention from clay content and cation exchange capacity values of soils. *South African Journal of Plant and Soil*, v. 10, n. 3, p. 141–143, 1993.
- BOUMA, J. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Science Society of America Journal*, v. 46, n. 2, p. 438–441, 1982.
- BRONICK, C. J.; LAL, R. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, v. 124, n. 1-2, p. 3–22, 2005.
- BURROUGH, P. A. Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature*, v. 294, p. 240–242, 1981.
- CALONEGO, J. C.; ROSOLEM, C. A. Soil water retention and s index after crop rotation and chiseling. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 35, n. 6, p. 1927–1937, 2011.
- CARDUCCI, C. E.; OLIVEIRA, G. C.; CURTI, N.; ROSSONI, D. F.; COSTA, A. L.; HECK, R. J. Spatial variability of pores in oxidic latosol under a conservation management system with different gypsum doses. *Ciência e Agrotecnologia*, v. 38, n. 5, p. 445–460, 2014.
- CARMINATI, A.; MORADI, A. B.; VETTERLEIN, D.; VONTOBEL, P.; LEHMANN, E.; WELLER, U.; VOGEL, H.-J.; OSWALD, S. E. Dynamics of soil water content in the rhizosphere. *Plant and Soil*, v. 332, n. 1-2, p. 163–176, 2010.
- CARVALHO, J. R. P.; DECHEN, S. C. F.; DUFRANC, G. Variabilidade espacial da agregação do solo avaliada pela geometria fractal e geoestatística. *R. Bras. Ci. Solo*, v. 28, n. 3, p. 1–9, 2004.
- COMEGNA, A.; COPPOLA, A.; COMEGNA, V.; SOMMELLA, A.; VITALE, C. D. Use of a Fractional Brownian Motion Model to Mimic Spatial Horizontal Variation of Soil Physical and Hydraulic Properties Displaying a Power-law Variogram. *Procedia Environmental Sciences*, v. 19, p. 416–425, 2013.

- CAMBARDELLA, C.A.; MOORMAN, T.B; NOVACK, J.M; PARKIN, T.B; KARLEN, D.L; TURCO R.F.; KNOPKA, A.E. Field-scale variability of soil proprieties in central Iowa soils. *Soil Science Society America Journal*, Medison, v.58, p.1240-1248, 1994.
- COSTA, P. C. DA. CÁLCULO DA DIMENSÃO FRACTAL UTILIZANDO O ÍNDICE DE DESENVOLVIMENTO HUMANO MUNICIPAL (IDHM). *Revista Mackenzie de Engenharia e Computação*, v. 14, n. 1, p. 71–90, 2014.
- CUNHA, F. F. da.; SOARES, A. A.; SEDIYAMA, G. C.; MANTOVANI, E. C.; PREIRA, O. G. Efeito de diferentes níveis de irrigação e turnos de rega na eficiência de uso da água pelo Capim-Tanzânia. *Engenharia na Agricultura*, v.16, n.4, 449-457, 2008.
- CZARNES, S.; HALLETT, P. D.; BENGOUGH, A. G.; YOUNG, I. M. Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *European Journal of Soil Science*, v. 51, n. 3, p. 435–443, 2000.
- DE ASSIS, R. L.; LANÇAS, K. P. Avaliação da compressibilidade de um nitossolo vermelho distroférico sob sistema plantio direto, preparo convencional e mata nativa. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, v. 29, n. 4, p. 507–514, 2005.
- EMBRAPA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2.ed. Rio de Janeiro, 2006. 306 p.
- FIDALSKI, J.; TORMENA, C. A.; ALVES, S. J.; AULER, P. A. M. Influência das frações de areia na retenção e disponibilidade de Água em solos das formações cauiá e paranavaí. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, v. 37, n. 3, p. 613–621, 2013.
- FIÈS, J.; LOUVIGNY, N.; CHANZY, A. The role of stones in soil water retention. *European Journal of Soil Science*, v. 53, p. 95–104, 2002.
- FUENTES, J. P.; FLURY, M.; BEZDICEK, D. F. Hydraulic Properties in a Silt Loam Soil under Natural Prairie, Conventional Till, and No-Till. *Soil Science Society of America Journal*, v. 68, n. 5, p. 1679, 2004.
- GAHOONIA, T. S.; NIELSEN, N. E. Control of pH at the soil-root interface. *Plant and Soil*, p. 49–54, 1992.
- GEBHARDT, S.; FLEIGE, H.; HORN, R. Effect of compaction on pore functions of soils in a saalean moraine landscape in North Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 172, n. 5, p. 688–695, 2009.
- GERKE, H.; KUCHENBUCH, R. Root effects on soil water and hydraulic properties. *Biologia*, v. 62, n. 5, p. 17–20, 2007.

- GHESTEM, M.; SIDLE, R. C.; STOKES, A. The Influence of Plant Root Systems on Subsurface Flow: Implications for Slope Stability. *BioScience*, v. 61, n. 11, p. 869–879, 2011.
- 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*, v. 23, n. 1, p. 155–164, 1999.
- GONÇALVES, A. C. A.; TRINTINALHA, M. A.; FOLEGATTI, M. V.; REZENDE, R.; TORMENA, C. A. Spatial variability and temporal stability of water storage in a cultivated tropical soil. *Bragantia*, v. 69, p. 153–162, 2010.
- GRIPP, A. H. Utilização de geoestatística para o tratamento de dados de prospecção geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, v.22, n. 2, p. 248-251, 1992.
- GUBER, A.; PACHEPSKY, Y.; SHEIN, E.; RAWLS, W. J. Soil aggregates and water retention. *Developments in soil science*, v. 30, n. 04, p. 143–151, 2004.
- GUIMARÃES, R. M. L. Distribuição espacial de variáveis físico-hídricas em um sistema agrícola e correlação com o desenvolvimento e produção vegetal. *maringá*, 2007. p.68, Dissertação - Universidade Estadual de Maringá, Maringá.
- GUIMARÃES, R. M. L.; GONÇALVES, A. C. A.; TORMENA, C. A.; FOLEGATTI, M. V.; BLAINSKI, E. Variabilidade espacial de propriedades físico-hídricas de um nitossolo sob a cultura do feijoeiro irrigado. *Engenharia Agrícola*, v. 30, n. 4, p. 657–669, 2015.
- HAINSWORTH, J. M.; AYLMORE, L. A. G. Non-uniform soil water extraction by plant roots. *Soil Science and Plant Nutrition*, v. 124, p. 121–124, 1989.
- HUCK, M. G.; KLEPPER, B.; TAYLOR, H. M. Diurnal variations in root diameter. *Plant physiology*, v. 45, n. 4, p. 529–30, 1970.
- IQBAL, J.; THOMASSON, J. A.; JENKINS, J. N.; OWENS, P. R.; WHISLER, F. D. Spatial Variability Analysis of Soil Physical Properties of Alluvial Soils. *Soil Science Society of America Journal*, v. 69, n. 4, p. 1338, 2005.
- ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. Na introdução to applied geostatistics. New York: Oxford University Press, 1989.
- JÁCOME, A. G. Distribuição espacial de variáveis de produção do feijoeiro e do armazenamento de água no solo. 2006. Tese de doutorado - Universidade Estadual de Maringá, Maringá.

- KUMAR, S.; SEKHAR, M.; REDDY, D. V.; MOHAN KUMAR, M. S. Estimation of soil hydraulic properties and their uncertainty: Comparison between laboratory and field experiment. *Hydrological Processes*, v. 24, n. 23, p. 3426–3435, 2010.
- LAMBOOY, A. M. Relationship between cation exchange capacity, clay content and water retention of Highveld soils. *South African Journal of Plant and Soil*, v. 1, n. 2, p. 33–38, 1984.
- LEBRON, I.; SCHAAP, M. G.; SUAREZ, D. L. Saturated hydraulic conductivity prediction from microscopic pore geometry measurements and neural network analysis. *Water Resources Research*, v. 35, n. 10, p. 3149–3158, 1999.
- LIAO, K.-H.; XU, S.-H.; WU, J.-C.; JI, S.-H.; LIN, Q. Assessing Soil Water Retention Characteristics and Their Spatial Variability Using Pedotransfer Functions. *Pedosphere*, v. 21, n. 4, p. 413–422, 2011.
- MACHADO, J. L.; TORMENA, C. A.; FIDALSKI, J.; SCAPIM, C. A. Inter-relações entre as propriedades físicas e os coeficientes da curva de retenção de água de um latossolo sob diferentes sistemas de uso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, n. 2, p. 495–502, 2008.
- MATHERON, G. Principles of Geostatistics. *Economic Geology*, v. 58, p. 1246–1266, 1963.
- MAVIMBELA, S. S. W.; VAN RENSBURG, L. D. Estimating hydraulic conductivity of internal drainage for layered soils in situ. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 11, p. 4349–4366, 2013.
- MCCULLY, M. E.; BOYER, J. S. The expansion of maize root-cap mucilage during hydration. 3. Changes in water potential and water content. *Physiologia Plantarum*, v. 99, n. 1, p. 169–177, 1997.
- MEEK, B. D.; RECHEL, E. R.; CARTER, L. M.; DETAR, W. R.; URIE, A. L. Infiltration Rate of a Sandy Loam Soil: Effects of Traffic, Tillage, and Plant Roots. *Soil Science Society of America Journal*, v. 56, n. 3, p. 908, 1992.
- MESQUITA, M. D. G. B. D. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, v. 34, n. 3, p. 963–969, 2004.
- MOHANTY, B. P.; MOUSLI, Z. Saturated hydraulic conductivity and soil water retention properties across a soil-slope transition. *Water Resources Research*, v. 36, n. 11, p. 3311, 2000.
- MORADI, A. B.; CARMINATI, A.; VETTERLEIN, D.; VONTOBEL, P.; LEHMANN, E.; WELLER, U.; HOPMANS, J. W.; VOGEL, H. J.; OSWALD, S. E. Three-dimensional

- visualization and quantification of water content in the rhizosphere. *New Phytologist*, v. 192, p. 653–663, 2011.
- MUBARAK, I.; MAILHOL, J. C.; ANGULO-JARAMILLO, R.; BOUARFA, S.; RUELLE, P. Effect of temporal variability in soil hydraulic properties on simulated water transfer under high-frequency drip irrigation. *Agricultural Water Management*, v. 96, n. 11, p. 1547–1559, 2009.
- MUDGAL, A.; ANDERSON, S. H.; BAFFAUT, C.; KITCHEN, N. R.; SADLER, E. J. Effects of long-term soil and crop management on soil hydraulic properties for claypan soils. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 65, n. 6, p. 393–403, 2010.
- NAVIDI, W. Probabilidade e estatística para ciências exatas. AMGH Editora. 2012. 2013-2015.
- NEMES, A.; PACHEPSKY, Y.; TIMLIN, D. J. Toward Improving Global Estimates of Field Soil Water Capacity. *Soil Science Society of America Journal*, v. 75, n. 3, p. 807–812, 2011.
- NIMMO, J.; AKSTIN, K. Hydraulic conductivity of a sandy soil at low water content after compaction by various methods. *Soil Science Society of America Journal*, v. 52, n. 2, p. 303–310, 1988.
- OLIVER, M. A.; KHAYRAT, A. L. A geostatistical investigation of the spatial variation of radon in soil. *Computer & Geosciences*, v.27, p. 939-957, 2001.
- OLIVER, M. A.; WEBSTER, R. Combining nested and linear sampling for determining the scale and form of the spatial variation of soil radon in the midlands area of England. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 22, n. 1-4, p. 267–272, 1993.
- OLIVEIRA, J. M. Fertirrigação na cultura da rúcula (*Eruca sativa* Miller) conduzida em ambiente protegido. 2013 Dissertação (Mestrado) Universidade Estadual de Maringá , Maringá.
- PACHEPSKY, Y.; RAWLS, W. Soil structure and pedotransfer functions. *European journal of soil science*, p. 443–451, 2003.
- PALMER, M. W. Fractal geometry: a tool for describing spatial patterns of plant communities. *Plant Ecology*, v. 75, p. 91–102, 1988.
- PANNATIER, Y. VarioWin: Software for Spatial Data Analysis in 2D. New York: Springer-Verlag, 1996.
- PANAYIOTOPOULOS, K. P.; SALONIKIOU, E.; SIAGA, K.; GERMANOPOULOU, V.; SKAPERDA, S. Effect of uniaxial compression on water retention , hydraulic conductivity and the penetration resistance of six Greek soils. p. 191–197, 2003.

- PIRES, L. F.; REICHARDT, K.; COOPER, M.; CÁSSARO, F. A. M.; DIAS, N. M. P.; BACCHI, O. O. S. Pore system changes of damaged Brazilian oxisols and nitosols induced by wet-dry cycles as seen in 2-D micromorphologic image analysis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, p. 151–161, 2009.
- RATLIFF, L. F.; RITCHIE, J. T.; CASSEL, D. K. Field measured limits of soil water availability as related to laboratory measured properties. *Soil Science Society of America Journal*, v. 47, p. 770–775, 1983.
- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L.; SAXTON, K. E. Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE.*, 1982
- READ, D. B.; BENGOUGH, A. G.; GREGORY, P. J.; CRAWFORD, J. W.; ROBINSON, D.; SCRIMGEOUR, C. M.; YOUNG, I. M.; ZHANG, K.; ZHANG, X. Plant roots release phospholipid surfactants that modify the physical and chemical properties of soil. *New Phytologist*, v. 157, p. 315–326, 2003.
- READ, D. B.; GREGORY, P. J. Surface tension and viscosity of axenic maize and lupin root mucilages. *New Phytologist*, v. 137, p. 623–628, 1997.
- REICHERT, J. M.; ALBUQUERQUE, J. A.; KAISER, D. R.; REINERT, D. J.; URACH, F. L.; CARLESSO, R. Estimation of water retention and availability in soils of Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, n. 6, p. 1547–1560, 2009.
- REZENDE, R. Efeito da qualidade da irrigação em variáveis de produção e de crescimento da cultura de feijoeiro (*Phaseolus vulgaris* L.). São Paulo, 2000.p.53. Tese de doutorado- Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- REZENDE, R.; GONÇALVES, A. C. A.; FREITAS, P. S. L. DE; FRIZZONE, J. A.; TORMENA, C. A.; BERTONHA, A. Influência da aplicação de água na uniformidade da umidade no perfil do solo. *Acta Scientiarum - Agronomy*, v. 24, n. 1978, p. 1553–1559, 2002.
- REZENDE, R.; GONÇALVES, A. C. A.; FRIZZONE, J. A.; FREITAS, P. S. L. DE; BERTONHA, A.; HELBEL JUNIOR, C. Uniformidade da lâmina de irrigação, da umidade do solo e da produção da cultura do feijoeiro, especialmente referenciadas. *Acta Scientiarum. Agronomy*, v. 25, n. 2, p. 425–437, 2003.
- RICHARD, G.; COUSIN, I.; SILLON, J. F.; BRUAND, A.; GUÉRIF, J. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: Influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, v. 52, n. 1, p. 49–58, 2001.

- RUBIO, C. M.; LLORENS, P.; GALLART, F. Uncertainty and efficiency of pedotransfer functions for estimating water retention characteristics of soils. *European Journal of Soil Science*, v. 59, n. 2, p. 339–347, 2008.
- SALVADOR, M. M. S.; LIBARDI, P. L.; BRITO, A. D. S.; MOREIRA, N. B. Estabilidade Temporal e Variabilidade espacial da distribuição da armazenagem de água no solo numa sucessão feijão/aveia-Preta. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 36, p. 1434–1447, 2012.
- SCHOLL, P.; LEITNER, D.; KAMMERER, G.; LOISKANDL, W.; KAUL, H.-P.; BODNER, G. Root induced changes of effective 1D hydraulic properties in a soil column. *Plant and Soil*, v. 381, n. 1-2, p. 193–213, 2014.
- SEGUEL, O.; BAGINSKY, C.; CONTRERAS, A.; COVARRUBIAS, J.; GONZÁLEZ, C.; SANDOVAL, M. Changes in physical properties of a typic Haplocambid by annual crop culture. *Journal of soil science and plant nutrition*, v. 11, n. 1, p. 1–15, 2011.
- SEGUEL, O.; HORN, R. Structure properties and pore dynamics in aggregate beds due to wetting-drying cycles. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 169, p. 221–232, 2006.
- SERAFIM ARAJO, G.; VANESSA BICALHO, K.; AVANCINI TRISTO, E. F. Análise De Imagens Na Determinação Da Forma E Textura De Areias. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, v. 39, n. 1, p. 94–99, 2015.
- SOUZA, J. RODRIGUES DE; QUEIROZ, J. E.; CHEYI, H. R. Variabilidade espacial de características físico-hídricas e de água disponível em um solo aluvial no semi-árido paraibano 1. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 3, n. 083, p. 140–144, 1999.
- STOOF, C. R.; WESSELING, J. G.; RITSEMA, C. J. Effects of fire and ash on soil water retention. *Geoderma*, v. 159, n. 3-4, p. 276–285, 2010.
- SUAREZ, D. L.; RHOADES, J. D.; LAVADO, R.; GRIEVE, C. M. Effect of pH on saturated hydraulic conductivity and soil dispersion. *Soil Science Society of America Journal*, v. 48, p. 50–55, 1984.
- TARDIEU, F. Analysis Of The Spatial Variability Of Maize Root Density. II. Distance Between Roots. *Plant Soil*, v. 107, p. 267–272, 1988.
- TEEPE, R.; DILLING, H.; BEESE, F. Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 166, n. 1, p. 111–119, 2003.

- TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G.; ROSSATO, L. Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. *Soil Science Society Of America Journal*, v. 64, n. 1, p. 327–338, 2000.
- TRINTINALHA, M.A. Avaliação da técnica de reflectometria no domínio do tempo (TDR) na determinação de umidade em nitossolo vermelho eutroférico. Maringá, 2001.p.67. Dissertação - Universidade Estadual de Maringá, Maringá.
- TRINTINALHA, M.A. Utilização da TDR para avaliação da distribuição espacial e estabilidade temporal do armazenamento de água em um nitossolo vermelho distroférico. 2005.p.20, 38. Tese de doutorado - Universidade Estadual de Maringá, Maringá.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A closed form for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, v.44, n.5, 1980.
- VERECKEN, H.; MAES, J.; FEYEN, J.; DARIUS, P. Estimating the Soil Moisture Retention Characteristic From Texture, Bulk Density, and Carbon Content. *Soil Science*, v. 148, n. 6, p. 389–403, 1989.
- VIANA, J. DE D.; GONÇALVES, A. C. A.; VIEIRA, S. R.; FOLEGATTI, M. V. Relação entre produtividade e resistência à penetração em área irrigada por pivô central , sob dois sistemas de preparo. *Acta Scientiarum*, v. 21, n. 3, p. 519–525, 1999.
- VIEIRA, P. V. D. Determinação do coeficiente cultural (Kc) do trigo (*Triticum aestivum*) e do coeficiente de evaporação da água do solo (Ke). Maringá. 2013 – Dissertação - Universidade Estadual de Maringá.
- VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: NOVAIS, R.F., ALVAREZ, V.H., SCHAEFER, G.R. (ed.) *Tópicos em Ciência do solo I*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p. 1-54, 2000.
- VIEIRA, S. R.; GARCIA, M. A. G.; GONZÁLEZ, A. P.; SIQUEIRA, G. M. Variabilidade espacial e temporal do teor de água do solo sob duas formas de uso. *Bragantia*, v. 69, n. 1, p. 181–190, 2010.
- WANG, C.; ZHAO, C. Y.; XU, Z. L.; WANG, Y.; PENG, H. H. Effect of vegetation on soil water retention and storage in a semi-arid alpine forest catchment. *Journal of Arid Land*, v. 5, n. 2, p. 207–219, 2013.
- WÖSTEN, J. H. M.; VAN GENUCHTEN, M. T. 0 Using Texture and Other Soil Properties to Predict the Unsaturated Soil Hydraulic Functions. *Soil Science Society of America Journal*, v. 52, n. i, p. 1762–1770, 1988.

YOUSSEF, R. A.; CHINO, M. Root-induced changes in the rhizosphere of plants. I. pH changes in relation to the bulk soil. *Soil Science and Plant Nutrition*, v. 35, n. 3, p. 461–468, 1989.

ZAREBANADKOUKI, M.; AHMED, M. A.; CARMINATI, A. Hydraulic conductivity of the root-soil interface of lupin in sandy soil after drying and rewetting. 2015.