

FERNANDA ZANGISKI

**RUGOSIDADE DO SOLO EXPRESSA POR ÍNDICES
ESTATÍSTICOS, GEOESTATÍSTICOS E FRACTAIS**

Trabalho de Conclusão apresentado ao
Curso de Pós-Graduação em Manejo
do Solo do Centro de Ciências
Agroveterinárias, da Universidade do
Estado de Santa Catarina, como
requisito parcial para a obtenção do
grau de Doutor em Ciência do Solo.

Orientador: David José Miquelluti

LAGES, SC

2015

Zangiski, Fernanda

Rugosidade do solo expressa por índices estatísticos, geoestatísticos e fractais / Fernanda Zangiski. - Lages, 2015.

82 p.; il. ; 21 cm

Orientador: David José Miquelluti

Inclui bibliografia

Tese (doutorado) - Universidade do Estado de Santa Catarina, Centro de Ciências

Agroveterinárias, Programa de Pós-Graduação em Manejo do Solo, Lages, 2015.

1. Microrrelevo. 2. Diferença limite. 3. Declividade limite. 4. Dimensão fractal. 5. Distância de intersecção. I. Zangiski, Fernanda. II. Miquelluti, David José. III. Universidade do Estado de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Manejo do Solo. IV. Rugosidade do solo expressa por índices estatísticos, geoestatísticos e fractais.

Ficha catalográfica elaborada pelo aluno.

FERNANDA ZANGISKI

**RUGOSIDADE DO SOLO EXPRESSA POR ÍNDICES
ESTATÍSTICOS, GEOESTATÍSTICOS E FRACTAIS**

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Manejo do Solo no curso de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC.

Banca Examinadora

Orientador:

Dr. David José Miquelluti
Universidade do Estado de Santa Catarina

Membro:

Dr. Milton da Veiga
Unoesc – Campos Novos/SC

Membro:

Dra. Luciane Costa de Oliveira
IFSC - Lages/SC

Membro:

Dr. Ildegardis Bertol
Universidade do Estado de Santa Catarina

Membro:

Dra. Letícia Sequinatto
Universidade do Estado de Santa Catarina

Lages (SC), 20/11/2015

Dedico a minha família, em especial aos meus pais Silvestre e Elba, e ao meu filho Flávio.

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Em especial ao meu filho Flávio ao qual amo muito, que sempre me incentivou com seu sorriso lindo em todos os momentos.

As irmãs que Deus colocou em minha vida e que escolhi para conviver: Dani e Flavinha. Amor incondicional, sempre. À distância não nos separa.

Dirijo um agradecimento especial aos meus pais, por serem modelos de coragem, pelo seu apoio incondicional, incentivo, amizade e paciência oferecendo ajuda na superação dos obstáculos que ao longo dessa caminhada foram surgindo.

Aos meus queridos irmãos Fabiano, Tiago e Cristiano que estiveram próximos, apesar da distância.

Aos amigos Rúbia, Júlio, Paola, Andreia, Romeu e Jéssica, entre outros que não menciono o nome, mas que sabem quem são, amigos que estiveram ao meu lado, durante esta fase, pelo companheirismo, força e apoio em momentos difíceis.

Ao Flávio Augusto, pelo estímulo, mesmo quando o cansaço parecia insuportável e, principalmente, pela confiança e pelo carinho de sempre.

Ao Prof. Dr. David José Miquelluti, pela sua orientação, pelo saber transmitido, pelas opiniões críticas e colaboração no solucionar dúvidas que foram surgindo na realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Ildegardis Bertol e ao Dr. Júlio Ramos pela disponibilização dos dados experimentais que permitiram a realização deste trabalho.

À UDESC pela formação profissional, a CAPES pela bolsa de estudos e aos professores do programa de Pós-graduação pelos ensinamentos e experiências transmitidas.

Aos demais amigos que de alguma forma contribuíram em minha vida.

MUITO OBRIGADA A TODOS!

RESUMO

ZANGISKI, Fernanda. **Rugosidade do solo expressa por índices estatísticos, geoestatísticos e fractais**. 2015. 82p. Tese (Doutorado em Manejo do Solo – Área de Manejo e Conservação do Solo). Centro de Ciências Agroveterinárias, CAV. Universidade do Estado de Santa Catarina, UDESC. Lages, SC, 2015.

O estudo da rugosidade da superfície do solo é importante porque ela está relacionada à geração do escoamento superficial, à erosão e à perda de fertilidade da superfície do solo. A rugosidade aleatória (RR) é o índice mais utilizado para representar a rugosidade do solo, entretanto, para a modelagem da mesma, é necessário levar em conta o efeito da posição espacial das microelevações e microdepressões. A condução deste trabalho teve por objetivo caracterizar a rugosidade do solo por índices estatísticos, geoestatísticos e fractais em diferentes condições experimentais e comparar estes índices com a perda de solo e de água. O estudo foi conduzido no Centro de Ciências Agroveterinárias (CAV/UDESC), em Lages, SC, no período de 2012 a 2015. O delineamento experimental foi o inteiramente casualizado com duas repetições e três tratamentos: T1 - escarificado após o cultivo de azevém (*Lolium multiflorum*) sem o resíduo cultural da parte aérea e mantendo-se as raízes da cultura; T2 - escarificado após o cultivo de ervilhaca (*Vicia sativa*) sem o resíduo cultural da parte aérea e mantendo-se as raízes da cultura; T3 - solo sem cultivo, sem cobertura e escarificado. A escarificação resultou em rugosidade alta nos três tratamentos. Foram calculados quatro índices estatísticos: $R1$, $R2$, $R3$ e $R4$; dois índices geoestatísticos: diferença limite, LD e declividade limite, LS ; e dois índices fractais: dimensão fractal, D e distância de intersecção, l . Dos índices calculados, $R2$ apresentou o maior valor médio e l a maior dispersão relativa. A maioria dos índices apresentou distribuição normal. Houve diferença no comportamento dos índices nos diferentes tratamentos. Na maioria das situações os índices apresentaram altos valores de correlação linear entre si. O índice D correlacionou com perda de água somente em T3, enquanto D e l correlacionaram com perda de solo em todos os tratamentos.

Palavras-chave: Microrrelevo. Diferença limite. Declividade limite. Dimensão fractal. Distância de intersecção.

ABSTRACT

ZANGISKI, Fernanda. **Roughness of soil expressed by statistical, geostatistical and fractals indexes.** 2015. 82p. Thesis (Doctorate in Soil Science – Area of Management and Soil Conservation). Centro de Ciências Agroveterinárias, CAV. Universidade do Estado de Santa Catarina, UDESC. Lages, SC, 2015.

The study of the soil roughness is important because it is related to the generation runoff, erosion and loss of fertility of the soil surface. A random roughness (RR) is the most widely used index to represent the soil roughness, however, to model the same, it is necessary to take into account the effect of the spatial position of the micro elevations and micro depressions. This study is aimed to characterize the soil roughness by statistical, geostatistical and fractals indexes in different experimental conditions and to compare with the loss of soil and water. The study was conducted in Agroveterinarian Science Center (CAV/UDESC), in Lages, SC, in the period from 2012 to 2015. The experimental design was completely randomized with two replications and three treatments: T1 - scarified after the ryegrass cultivation (*Lolium multiflorum*) without the cultural residue of shoot and keeping the roots of culture; T2 - scarified after vetch cultivation (*Vicia sativa*) without the cultural residue of shoot and keeping the roots of culture; T3 - bare soil without cover and scarified. Scarification resulted in high surface roughness in the three treatments. Four statistical indexes were calculated: $R1$, $R2$, $R3$ and $R4$; two geostatistical indexes: Limiting Difference, LD and Limiting Slope, LS ; and two fractal indexes: fractal dimension, D and crossover length, l . Of the calculated indexes, $R2$ had the highest average value and l the higher relative dispersion. The most of the indexes is normally distributed. There were differences in the behavior of indexes in different treatments. In the most of situations, indexes showed high linear correlation values with each other. D index correlated with loss of water only at T3, while D and l correlated with loss of soil in all treatments.

Keywords: Microrelief. Limiting difference. Limiting slope. Fractal dimension. Crossover length.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Tipos de modelos fractais para as superfícies do solo, Bm – movimento browniano; fBm – movimento fracionário browniano; MG – markov-gaussiano e completamente aleatório.	31
Figura 2 - Semivariogramas teóricos para o modelo fBm: A) diferentes valores de distância de intersecção l , e H constante; B) diferentes valores de H e l constante.	33
Figura 3 - Ilustração individual de cada tratamento estudado.	40
Figura 4 - Rugosímetro de varetas de alumínio posicionado sobre os suportes de madeira sobre a parcela experimental.....	45
Figura 5 - Variação no índice $R1$ nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	55
Figura 6 - Variação do índice $R2$ nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	56
Figura 7 - Variação do índice $R3$ nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	57
Figura 8 - Variação do índice $R4$ nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	59
Figura 9 - Relação entre os valores dos índices estatísticos $R2$ e $R4$	60
Figura 10 - Relação entre os valores dos índices estatísticos $R3$ e $R4$	61
Figura 11 - Variação do índice diferença limite (LD) nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	63
Figura 12 - Variação do índice declividade limite (LS) nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	64
Figura 13 - Variação no índice dimensão fractal (D) nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.....	66

Figura 14 - Variação do índice distância de intersecção (I) no três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.	67
---	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Intensidade e altura das chuvas simuladas e altura da chuva natural, bem como o EI das chuvas simuladas e o EI ₃₀ das chuvas naturais.....	41
Tabela 2 - Resumo estatístico dos índices <i>R1</i> , <i>R2</i> , <i>R3</i> e <i>R4</i> considerando os tratamentos e momentos de aplicação das chuvas.....	53
Tabela 3 - Resumo estatístico dos índices diferença limite, <i>LD</i> e declividade limite, <i>LS</i> considerando os tratamentos e momentos de aplicação das chuvas.	62
Tabela 4 - Resumo estatístico dos índices dimensão fractal, <i>D</i> e distância de intersecção, <i>l</i> considerando os tratamentos e momentos de aplicação das chuvas.	65
Tabela 5 - Coeficientes de correlação linear entre os diferentes índices de rugosidade nos diferentes tratamentos.	69
Tabela 6 - Coeficientes de correlação linear (<i>r</i>) entre os índices de rugosidade e os logaritmos naturais das perdas de solo e de água nos diferentes tratamentos.	71

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	20
2.1 ASPECTOS GERAIS DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO.....	20
2.2 RUGOSIDADE ALEATÓRIA	22
2.3 ÍNDICES GEOESTATÍSTICOS.....	24
2.3.1 Diferença Limite e Declividade Limite	24
2.4 ÍNDICES FRACTAIS	26
2.5 COMPORTAMENTO DA RUGOSIDADE DO SOLO EM DIFERENTES CONDIÇÕES EXPERIMENTAIS	35
3 HIPÓTESES	37
4 OBJETIVOS	37
4.1 GERAL.....	37
4.2 ESPECÍFICOS	37
5 MATERIAL E MÉTODOS.....	38
5.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL	38
5.2 TRATAMENTOS	39
5.3 ÍNDICES ESTATÍSTICOS.....	45
5.4 ÍNDICES GEOESTATÍSTICOS.....	48
5.5 ÍNDICES FRACTAIS	48
5.6 TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS RESULTADOS	51
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
6.1 ÍNDICES ESTATÍSTICOS.....	53
6.2 ÍNDICES GEOESTATÍSTICOS.....	61
6.3 ÍNDICES FRACTAIS	65
6.4 RELAÇÕES DOS ÍNDICES DE RUGOSIDADE ENTRE SI E COM AS PERDAS DE SOLO E ÁGUA	68
7 CONCLUSÕES	73
8 RECOMENDAÇÕES	74
REFERÊNCIAS	75

1 INTRODUÇÃO

As práticas de controle de erosão hídrica visam proteger a superfície do solo do impacto direto das gotas da chuva, sendo assim, a superfície do solo deve ser mantida coberta para protegê-la contra o impacto direto das gotas da chuva, evitando a desagregação. Além disso, é necessário melhorar as condições físicas da camada superficial do solo aumentando a infiltração de água no solo e diminuindo a enxurrada, evitando assim, a desagregação e o transporte do solo pelo fluxo concentrado nos sulcos.

A rugosidade superficial do solo é uma variável importante uma vez que aumenta a retenção superficial e a infiltração de água no solo, reduz a velocidade e o volume do escoamento superficial, retém os sedimentos e diminui a erosão hídrica. A rugosidade do solo representa, de forma geral, a microtopografia da superfície. De maneira empírica, quanto maiores os torrões da superfície do solo, maior será sua rugosidade. As forças erosivas resultantes do impacto das gotas da chuva, do escoamento superficial e do vento são dissipadas no microrrelevo.

O efeito do impacto das gotas da chuva varia em função da condição da superfície, em particular da amplitude e da profundidade das poças d'água já formadas e da inclinação do local, que modifica o ângulo de impacto. A microtopografia também controla a altura e a distribuição do fluxo laminar.

Os principais processos que intervêm na erosão hídrica, a infiltração de água no solo e a desagregação e transporte das partículas, bem como a deposição de sedimentos, podem ser modelados com maior eficácia descrevendo-se as condições de superfície do solo que depende, em particular, da rugosidade e da capacidade de armazenamento nas microdepressões.

A rugosidade da superfície é influenciada pelo tamanho dos torrões resultantes das operações do preparo do solo. Para caracterizar a microtopografia do solo utilizam-se rugosímetros

de agulha e a laser e scanner, com os quais se pode medir as elevações da rugosidade do solo.

A necessidade de se estudar e prever a geração e a quantidade de escoamento requer que se conheçam os fatores dos quais dependem a configuração da superfície do solo e sua variação, tanto espacial quanto temporal. O principal motivo porque foram desenvolvidos diferentes métodos de avaliação da rugosidade do solo reside na dificuldade de se quantificar a configuração do microrrelevo e sua evolução sob a chuva.

Alguns índices empíricos são utilizados para descrever as diferenças da rugosidade devido à natureza da superfície e às mudanças causadas pela chuva. Tais índices são simples e representam descrições sintéticas da complexa organização superficial do microrrelevo do solo. Tem-se utilizado parâmetros estatísticos para descrever o microrrelevo, como a rugosidade aleatória (RR), que utiliza as diferenças de elevação entre os dados de alturas do microrrelevo, sem levar em conta a estrutura espacial da superfície e a escala de observação utilizada. O seu principal inconveniente é que duas superfícies de solo com valores idênticos de RR podem apresentar microrrelevo diferentes.

Outra maneira de se estudar a rugosidade do solo é utilizando a geoestatística, que provê informações tanto sobre a dimensão vertical quanto a horizontal da rugosidade do solo, apresentando a vantagem de descrever em termos físicos do microrrelevo do solo.

O uso de índices para descrever a microtopografia sem levar em conta os efeitos da escala pode ser inadequado, porque a rugosidade da superfície parece aleatória em uma escala e perfeitamente ordenada em outra. Consequentemente, a rugosidade deve ser expressa como uma função dependente da escala e não apenas como um índice estatístico. Desse modo, dadas às características da rugosidade, modelos que levem em conta o efeito de posição (espaço) e de escala das medidas devem ser preferidos.

O uso de índices fractais traz vantagens na avaliação da rugosidade do solo porque, em condições ideais, proporcionam uma medida consistente da irregularidade do microrrelevo, independente da magnitude de seu valor numérico. A avaliação da configuração da superfície do microrrelevo a partir de dados de elevação, baseada em cálculos de variância ou de desvio padrão, é dependente da escala em que se efetuam as medições. A análise fractal é um meio para examinar a grade de organização espacial dos dados de elevação e pode ser utilizada para comparar os resultados da rugosidade medidos em diferentes escalas, ou mesmo para comparar os dados de rugosidade com outras propriedades observadas na mesma escala.

Com este trabalho objetivou-se analisar dados de rugosidade do solo obtidos experimentalmente em diferentes condições de tratamentos do solo em Lages, SC, com o intuito de comparar entre si os diversos índices utilizados para a descrição dessa rugosidade e correlacioná-los aos valores de perdas de solo e água.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 ASPECTOS GERAIS DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO

O microrrelevo do solo é definido como o conjunto de suas características microtopográficas (Huang, 1998). Em contraste aos elementos macroscópicos da topografia que se mantêm relativamente invariáveis, a microtopografia do solo muda abruptamente em um curto intervalo de tempo (Vivas Miranda, 2000) e é modificada por operações de preparo.

A rugosidade da superfície do solo é representada pela microtopografia do terreno, mais precisamente pelo conjunto das microelevações e microdepressões da superfície do solo, bem como pela sua distribuição espacial (Kuipers, 1957; Allmaras et al., 1966). Diferentes elementos, variando desde partículas de areia, silte e argila individualizadas, agregados, torrões, marcas de preparo e até mesmo padrões de relevo contribuem, em suas respectivas escalas, para a formação da rugosidade do solo.

Com o preparo do solo podem ser produzidos dois tipos de rugosidade, a orientada e a aleatória. A rugosidade orientada sofre influência das marcas de preparo e apresenta cristas (elevações) e sulcos (depressões) ordenados na superfície do terreno, independente do sentido do declive. A rugosidade ao acaso é caracterizada pela ocorrência de depressões e elevações aleatoriamente distribuídas na superfície do terreno, independente da direção das linhas de preparo.

A rugosidade superficial do solo afeta muitos processos, como a armazenagem superficial, a infiltração de água no solo e o transporte de sedimentos por meio do escoamento superficial (Kamphorst et al., 2000). É dependente do tipo de solo, teor de água do solo no momento do seu preparo (Allmaras et al., 1967), mas, principalmente, do tipo e intensidade de preparo.

Com o aumento da rugosidade superficial do solo, as perdas de solo e água diminuem (Allmaras et al., 1966; Bertol et al., 1989), devido à maior infiltração de água no solo e à retenção da água e dos sedimentos nas microdepressões da superfície (Dexter, 1977). A rugosidade reduz a velocidade do escoamento superficial e, portanto, sua capacidade de desagregar e transportar o solo (Eltz e Norton, 1997). A redução da velocidade do escoamento ocorre devido à resistência hidráulica imposta ao escoamento superficial e ao aumento da distância a ser percorrida pelo fluxo (Ramos et al., 2014).

A maior parte dos estudos sobre rugosidade superficial do solo e sua evolução tem sido motivada pela necessidade de dados para se calcular o volume de água retido nas microdepressões da superfície do solo (Linden, 1979; Onstad, 1984; Kamphorst et al., 2000).

O início do escoamento é condicionado pela degradação da estrutura da superfície do solo. Esta degradação é particularmente visível em solos susceptíveis à formação de selo superficial, em que há uma redução não só da capacidade de infiltração da água da chuva, mas também acarreta a diminuição do armazenamento nas microdepressões. Tanto a rugosidade do solo como o armazenamento temporário de água nas depressões exerce influência sobre a infiltração, escoamento e formação do selo superficial durante a precipitação.

As medidas de elevação da superfície do solo feitas com rugosímetro são utilizadas para calcular diferentes índices de rugosidade do solo. Inicialmente foram propostos índices de rugosidade estatísticos e, sucessivamente, desenvolveram-se índices com significado físico. Mais recentemente, mostrou-se a potencialidade do uso da teoria fractal para caracterizar a rugosidade do solo. Normalmente os índices de microrrelevo são calculados após correções que visam suprimir o efeito da declividade e do terreno do preparo do solo (Vázquez, 2002).

2.2 RUGOSIDADE ALEATÓRIA

Kuipers (1957) foi o primeiro a quantificar a rugosidade do solo determinada pela equação que segue:

$$R = \log_{10} S \quad [2]$$

Onde:

S = desvio padrão das medidas de elevação, em centímetros.

Candura et al. (1957) desenvolveram simultaneamente a mesma ideia de Kuipers (1957).

A expressão rugosidade aleatória, RR foi empregada por Burwell et al. (1963) para descrever as modificações de altura que se produzem aleatoriamente na superfície do solo, em contraste com as marcas de preparo que ocasionam uma rugosidade orientada.

O índice de rugosidade mais empregado é a rugosidade aleatória, RR , proposto por Allmaras et al. (1966), que caracteriza-se como o desvio padrão das medidas de elevação, de acordo com a seguinte expressão:

$$RR = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(Z_i - \bar{Z})^2}{n}} \quad [1]$$

Onde:

Z_i = altura de elevação em cada ponto (mm);

$\bar{Z}$ = média das alturas de elevação (mm);

n = número de pontos.

Apesar de Allmaras et al. (1966) não terem sido os pioneiros na utilização do conceito de rugosidade aleatória, seus estudos apresentam grande importância pois propuseram um método de cálculo desse índice. Segundo os autores, para avaliar o índice RR deve-se proceder da seguinte maneira:

- 1) Transforma-se todas as medidas de elevação para logaritmo natural, admitindo-se que as distribuições de frequência se ajustam melhor a uma distribuição log-normal do que a uma distribuição normal;
- 2) Excluem-se, concomitantemente, a contribuição da declividade e das marcas de preparo do solo na rugosidade devido ao preparo. Isto é feito mediante uma correção de cada medida de elevação em função de seu desvio com respeito à altura média da fila e da coluna a que pertence e a altura média do conjunto de pontos medido que definem uma superfície;
- 3) Eliminam-se 10% dos valores extremos das medidas de elevação, tanto máximos quanto mínimos, considerando que podem representar anomalias;
- 4) A rugosidade aleatória se obtém como o desvio padrão dos dados residuais, conforme a Equação [1].

Currence e Lovely (1970), estudando 30 parcelas em solo com cinco manejos diferentes, relataram que a RR é mais sensível às mudanças de rugosidade quando não se realiza a transformação logarítmica e, também, que as distribuições de frequências dos dados de elevação para calcular este índice se aproximam de uma normal. Linden e Van Doren (1986), considerando 76 superfícies, demonstraram que grande parte das transformações propostas por Allmaras et al. (1966) não assegura que os dados tenham uma distribuição normal.

A correção do efeito da declividade e das marcas de preparo no solo e na rugosidade pode ser procedida utilizando-se um método não-determinístico ou determinístico, relatando-se maiores vantagens do primeiro em relação ao segundo. Dentre os métodos não-determinísticos, os mais frequentemente utilizados são aqueles propostos por Currence e Lovely (1970) e Römken e Wang (1986).

A prática de descartar 10% dos valores extremos, como propuseram Allmaras et al. (1966), tem sido muito criticada por diversos autores, uma vez que as medidas são suficientemente precisas para se admitir 10% de dados

extremos. Em consequência, este procedimento entra em contradição com o conceito de rugosidade aleatória uma vez que, ao se eliminar os dados extremos, nunca se poderá caracterizar a categoria completa de variabilidade do microrrelevo.

O índice RR descreve somente a componente vertical da rugosidade, ou seja, a distribuição de alturas, mas não proporciona uma interpretação física da distribuição espacial das medidas de altura. Também não informa sobre a dimensão de torrões ou unidades estruturais da superfície do solo, de maneira que duas superfícies com o mesmo valor de RR podem ter torrões de dimensões diferentes e distintas capacidades de armazenagem de água (Huang e Bradford, 1992). Sua principal vantagem reside na facilidade do cálculo.

2.3 ÍNDICES GEOESTATÍSTICOS

2.3.1 Diferença Limite e Declividade Limite

Os índices diferença limite, *LD* e declividade limite, *LS* foram desenvolvidos por Linden e Van Doren (1986), partindo de uma aproximação geoestatística e levando em conta a organização espacial da rugosidade. Estes índices devem ser utilizados quando uma propriedade varia de um local para o outro com algum grau de organização ou continuidade, expresso pela dependência espacial. A dependência espacial é obtida por meio do semivariograma e, quando ocorre, permite que valores da propriedade em estudo sejam estimados para os locais não amostrados dentro do campo, sem tendenciosidade e com variância mínima, através da krigagem (Vieira, 2000).

Bertolani et al. (2000) estudaram a variabilidade espacial da rugosidade superficial do solo e enfatizaram a importância de parâmetros geoestatísticos para o entendimento de modelos matemáticos sobre esta característica do solo. A geoestatística também é útil para analisar a evolução da

retenção de água na superfície do solo durante eventos de chuva.

Os índices *LD* e *LS*, são obtidos a partir da diferença média de altura, dos dados de altura do microrrelevo em cada ponto (ΔZ_h) em função da distância (h) entre os referidos pontos, em valores absolutos, o que equivale a um semivariograma de primeira ordem em termos geoestatísticos.

A diferença média de altura calcula-se como:

$$\Delta Z_h = \sum_{i=1}^n \frac{|Z_i - Z_{i+h}|}{n} \quad [3]$$

Onde:

Z_i = altura do microrrelevo medida em cada ponto (mm);

Z_{i+h} = alturas do microrrelevo em pontos adjacentes, separados por h (mm);

n = número de pares de dados de altura do microrrelevo que se comparam entre si.

A obtenção de *LD* e *LS* consiste em ajustar ao semivariograma de primeira ordem uma função hiperbólica, de acordo com a seguinte expressão:

$$\frac{1}{\Delta Z_h} = a + \frac{b}{\Delta X_h} \quad [4]$$

Onde:

ΔZ_h = diferença média dos dados precisos de altura em valor absoluto (mm);

ΔX_h = espaço horizontal entre pontos em valor absoluto (mm);

a, b = parâmetros de ajuste.

A distância máxima entre os pontos de comparação dos valores do semivariograma de primeira ordem (ΔX_h) se limita a 20 cm, de acordo com Lado Liñares (1999). Os parâmetros a e b , resultantes do ajuste na análise de regressão, permitem

definir os índices diferença limite, LD e declividade limite, LS como:

$$LD = \frac{1}{a} \quad [5]$$

$$LS = \frac{1}{b} \quad [6]$$

O índice LD informa sobre as características do microrrelevo em grandes distâncias e indica a tendência central das diferenças de altura do microrrelevo entre pontos, enquanto o índice LS informa sobre a declividade da superfície em pequenos intervalos de distância (Linden e Van Doren, 1986). Kamphorst et al. (2000), consideram que LS não informa a declividade da superfície em pequenas distâncias, mas a declividade da função ajustada em pequenas distâncias.

2.4 ÍNDICES FRACTAIS

Modelos estatísticos e geoestatísticos não parecem suficientes para descrever a microtopografia do terreno, pois quando se descreve a rugosidade da superfície do solo mediante um modelo estacionário, assume-se que os valores médios da microtopografia se mantêm constantes em toda a área medida. Contudo, muitas superfícies resultantes do manejo do solo não são estacionárias, o que supõe que a rugosidade varie em função da posição e da escala de medida.

De acordo com Mandelbrot (1983), um fractal é uma figura criada, de alguma forma, em que as partes são similares ao todo. Esta definição está relacionada com a capacidade de obter a mesma figura, independente da escala, ao menos estatisticamente. A teoria fractal permite avaliar a geometria dos objetos, como os transectos ou superfícies microtopográficas, definida por dados individuais. A palavra fractal provém do latim *fractus*, que significa ‘irregular’. O

estudo fractal é o estudo topográfico das formas irregulares (Vivas Miranda, 2000). O termo fractal foi introduzido para definir objetos ou fenômenos espaciais e/ou temporais que são contínuos, mas não deriváveis, e que mostram correlações espaciais em diferentes escalas.

Os fractais apareceram em situações onde uma transformação de escala origina sistemas similares denominados autossemelhantes ou autossimilares. Estes fractais possuem isotropia, ou seja, são equivalentes em todas as direções. Existem, também, fractais anisotrópicos, nos quais, para se obter um objeto semelhante a partir de uma transformação de escala, é necessário que as escalas sejam diferentes para direções distintas, denominados fractais autoafins (Vivas Miranda, 2000).

O solo, sendo um meio poroso e fragmentado, apresentando característica irregular e heterogênea de seus constituintes e propriedades, tem sido descrito pela geometria fractal (Baveye e Boast, 1998; Porta et al., 1999; Pachepsky et al., 1999). A análise fractal pode ser aplicada a um grande número de propriedades do solo, como: estrutura, espaço poroso, distribuição de tamanho de partículas e agregados, fragmentação, retenção de água, condutividade hidráulica, constituintes do solo, argilominerais, matéria orgânica, enzimas, descrição de sistemas radiculares, microrganismos e variabilidade espacial de propriedades físicas e químicas (Vivas Miranda, 2000).

Huang e Bradford (1992) relatam que o uso de índices para descrever a rugosidade da superfície sem levar em conta os efeitos de escala poderia resultar em um erro, pois a rugosidade da superfície, em alguns casos, parece ser aleatória em uma escala e perfeitamente ordenada em outra. Conforme se aumenta a área de estudo ocorre maior variação nas características da topografia da superfície.

O parâmetro mais frequentemente utilizado para caracterizar superfícies autossimilares é a dimensão fractal representado pelo índice D .

Um dos trabalhos pioneiros sobre o índice D , para caracterizar as propriedades físicas do solo (Armstrong, 1986), contém dados de perfis microtopográficos individuais, calculados mediante um método variável como o do semivariograma. Também se pode destacar a contribuição de Burrough (1983 a; b), que estudou as características fractais de diversas propriedades físicas e químicas do solo, entre elas o microrrelevo, relatando que a superfície do solo não se comporta como um verdadeiro fractal e sim como um pseudofractal. Portanto, o comportamento fractal é válido unicamente para uma categoria determinada de escala. Ao mesmo tempo, Burrough (1983 a; b; 1989), utilizando o método do semivariograma, descreveu as características semivariográficas mediante dois índices, a dimensão fractal D , e a distância de intersecção, l .

Posteriormente, Huang e Bradford (1992) propuseram um modelo geral para avaliar o comportamento fractal do microrrelevo baseado no conceito de movimento Browniano, introduzido por Mandelbrot e Van Ness (1968) e já usado previamente por Burrough (1983 a; b). Estes autores propuseram, a partir de considerações teóricas, que a rugosidade poderia ser descrita combinando um modelo fractal do tipo Browniano com um modelo de Gauss-Markov. Huang e Bradford (1992) enfatizaram o aspecto da rugosidade não poder ser totalmente descrita mediante índices que não considerem as características ou conformação espacial da superfície do solo. Assim, é necessário quantificar, ao mesmo tempo, a estrutura espacial do microrrelevo e a escala utilizada para coleta de dados de elevação. Os autores propuseram utilizar dois índices: a dimensão fractal, D e a distância de intersecção, l .

Na literatura encontram-se outros índices fractais para caracterizar o microrrelevo do solo. Bertuzzi et al. (1990) calcularam a relação entre o logaritmo da tortuosidade, T , e o logaritmo do intervalo de medida do mesmo. Pardini e Gallart (1998) determinaram um índice que denominaram dimensão fractal a partir de perfis microtopográficos obtidos em um experimento onde se analisava os efeitos dos processos de gelo-degelo sobre o microrrelevo, utilizando o método da tortuosidade. Bertuzzi et al. (1990) e Pardini e Gallart (1998) admitem implicitamente que o microrrelevo do solo pode ser descrito mediante fractais autossimilares, quando na realidade as superfícies ou perfis microtopográficos experimentais são fractais autoafins. Portanto, estes índices podem causar certa confusão tanto no uso da terminologia como na interpretação de resultados, uma vez que não podem ser comparados com a dimensão fractal, D , avaliada mediante métodos variacionais (Vivas Miranda, 2000).

Armstrong (1986) foi pioneiro no uso de índices fractais a partir de análise geoestatística para caracterizar o microrrelevo do solo. Posteriormente, Huang e Bradford (1992), aprofundaram a análise do microrrelevo a partir da parte linear de um semivariograma, e desenvolveram um método para o caso bidimensional, ou seja, para superfícies de tamanho determinado.

A função estrutural mais utilizada para a avaliação da dependência espacial de uma variável é a semivariância ou semivariograma. O semivariograma apresenta uma relação direta entre a diferença de altura e a longitude entre pontos vizinhos (Viva Miranda 2000). Essa relação se obtém pela expressão:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n(h)} \frac{(Z_i - Z_{i+h})^2}{n(h)} \quad [7]$$

Onde:

$\gamma(h)$ = semivariância;

Z_i = altura medida em cada ponto do microrrelevo (mm);

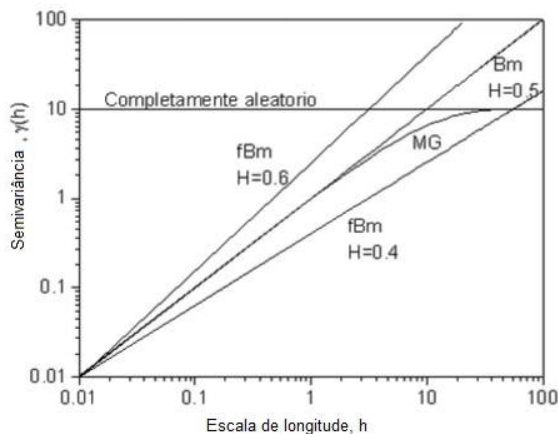
Z_{i+h} = alturas em pontos adjacentes do microrrelevo separados por h (mm);

$n(h)$ = número de pontos do microrrelevo considerados em cada intervalo.

O uso apropriado da função de semivariância não requer que se cumpra a hipótese da existência de uma variância finita. Huang e Bradford (1992) propõem que as superfícies microtopográficas podem responder a quatro modelos, quando se analisam a aleatoriedade dos dados de elevação que definem a configuração das mesmas, a saber: completamente aleatório, movimento browniano (Bm), movimento fracionário browniano (fBm) e Gauss-Markov (MG) (Figura 1).

Uma superfície completamente aleatória caracteriza-se pela variação dos dados de elevação sem apresentar nenhuma correlação espacial. O semivariograma experimental pode se aproximar por uma constante igual à variância σ^2 para todas as escalas. Este modelo completamente aleatório pode ser caracterizado por um único parâmetro σ (Vivas Miranda, 2000).

Figura 1 - Tipos de modelos fractais para as superfícies do solo. Bm – movimento browniano; fBm – movimento fracionário browniano; MG – markov-gaussiano e completamente aleatório.



Fonte: VIVAS MIRANDA, J. G. **Análisis fractal del microrrelieve del suelo**. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 313p. 2000.

O modelo Bm está caracterizado por um semivariograma do tipo linear:

$$\gamma(h) \propto h \quad [8]$$

Onde:

$\gamma(h)$ = semivariância;

h = distância (mm).

O modelo fBM resulta de uma extensão da concepção do movimento browniano. Definido por Mandelbrot e Van Ness (1968) este conceito induz a uma classe especial nos processos fractais. Para esse modelo a função de semivariograma assume a seguinte forma:

$$\gamma(h) \propto h^{2H} \quad [9]$$

Onde:

$\gamma(h)$ = semivariância;

h = distância (mm);

H = expoente de hurst.

A equação que descreve o fBm representa uma generalização da equação [8], do movimento browniano com $H=1/2$. Um fBm pode assumir valores de $1 > H > 0$.

Em um gráfico de dupla escala logarítmica, o semivariograma da equação [9] é representado por uma reta, com declividade de $2H$. Para um relevo topográfico de superfícies fractais autoafins, o expoente de H está relacionado com a dimensão fractal da superfície através da expressão $D=3-H$ (Vivas Miranda, 2000).

Segundo o modelo proposto por Huang e Bradford, (1992) ao aplicar o modelo fBm a microtopografia do solo é caracterizada por parâmetros que se podem deduzir do semivariograma: a dimensão fractal da superfície do solo, D , e um parâmetro que provê informações sobre a escala característica do sistema estudado, denominado distância de intersecção l . O semivariograma seria descrito em função da distância de intersecção, l , e a distância de origem, h , pela equação:

$$\gamma(h) = l^{2-2H} h^{2H} \quad [10]$$

Onde:

$\gamma(h)$ = semivariância;

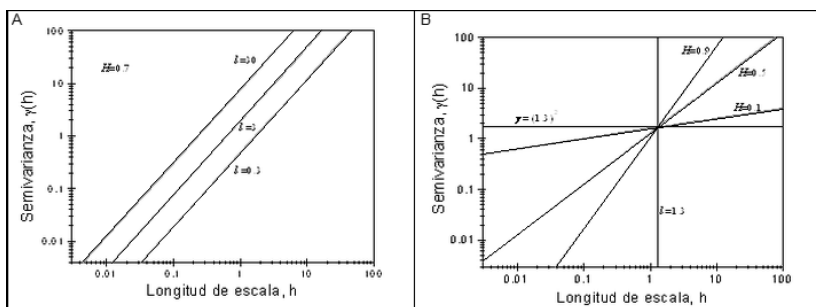
h = distância (mm);

H = expoente de Hurst;

l = distância de intersecção (mm).

A justificativa para o uso de um índice adicional na caracterização da rugosidade da superfície ocorre porque duas superfícies podem ter a mesma distribuição de alturas (igual dimensão fractal), mas escalas características (distância de intersecção) diferentes; em um gráfico log-log seus semivariogramas estariam representados por duas retas paralelas. Como exemplo, poderiam existir duas superfícies topográficas medidas em diferentes escalas (relevo e microrrelevo) com o mesmo valor de D , entretanto distintos valores de l (Figura 2).

Figura 2 - Semivariogramas teóricos para o modelo fBm:
A) diferentes valores de distância de intersecção l e H constante; B) diferentes valores de H e l constante.



Fonte: VIVAS MIRANDA, J. G. **Análisis fractal del microrrelieve del suelo**. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 313p. 2000.

Da equação [10] deduz-se que, quando a escala h é igual a l , a semivariância é $\gamma = l^2$. Como consequência, as dimensões de l equivalem a uma longitude que contrasta com D , que é adimensional. A interpretação do índice l seria equivalente a escalas em que a semivariância é igual ao quadrado da distância, de modo que superfície com o mesmo

valor de distância de interseção e distintos valores de H se cruzarão no ponto (l, l^2) .

O modelo MG é definido por uma estrutura de correlação do tipo exponencial e a sua variância é dada pela expressão:

$$\gamma(h) = \sigma^2 \left(1 - e^{-\frac{h}{L}}\right) \quad [11]$$

Onde:

$\gamma(h)$ = semivariância;

h = distância (mm);

σ^2 = variância;

L = escala de longitude de correlação.

Ambos os parâmetros estão associados à longitude de escalas características: σ^2 nas cotas e L no plano horizontal. Analisando o limite de grandes escalas, $h \gg L$, o termo $e^{-\frac{h}{L}} \rightarrow 0$ e a equação [11] poderá aproximar-se por $\gamma(h) \cong \sigma^2$, o que, em um gráfico log-log, seria representado como uma reta de declividade nula. No limite oposto, $h \ll L$, a equação [11] pode ser aproximada mediante uma expansão em série de Taylor pela equação:

$$\gamma(h) \approx \frac{\sigma^2}{L} h \quad [12]$$

Que em um gráfico log-log é representado por uma reta de declividade igual a um.

2.5 COMPORTAMENTO DA RUGOSIDADE DO SOLO EM DIFERENTES CONDIÇÕES EXPERIMENTAIS

Os solos sob condições naturais, geralmente, apresentam rugosidade superficial baixa, primordialmente resultante da suavização da superfície ocasionada pela desagregação das partículas pelas gotas de chuva, ou devido ao tráfego sobre a superfície (Ramos, 2013).

Conforme Allmaras et al. (1967) e Bertol et al. (1989) quanto menor for a intensidade de mobilização do solo, maior será sua rugosidade, exceção feita à da semeadura direta. Correa et al. (2012) observaram o aumento da rugosidade superficial do solo após uma escarificação, tanto em solo compactado quanto em não compactado.

Outro fator que pode afetar a rugosidade superficial é a umidade do solo no momento do preparo (Allmaras et al., 1967). Ela influencia a adesão e coesão das partículas que resultam na maior ou menor resistência do solo ao rompimento pelo implemento. O uso da terra e o manejo do solo anteriores também influenciam a rugosidade após o preparo (Zoldan Junior et al., 2008), conforme demonstrado por Allmaras et al. (1966), onde a rugosidade, após o preparo, foi menor no solo cultivado com alfafa comparativamente às outras culturas estudadas. Similarmente, Allmaras (1967) encontrou menor amplitude de rugosidade após o preparo de um solo recém-cultivado com milho, atribuindo esse comportamento à maior porosidade anterior do solo proporcionada pela cultura do milho.

A rugosidade da superfície do solo descoberto diminui com o passar do tempo, principalmente devido ao impacto das gotas de chuva sobre a superfície (Römkerns e Wang, 1986; Eltz e Norton, 1997; Bertol et al., 2006; Paz-Ferrero et al., 2008; Zoldan Junior et al., 2008; Ramos, 2013; Ramos, 2015). Dexter (1977) observou a diminuição linear da rugosidade com o acúmulo da energia da chuva. As gotas de chuva ocasionam a

quebra dos torrões, o assentamento do solo e a desagregação dos agregados, depositando os sedimentos nas microdepressões (Römken e Wang, 1986), resultando na redução da rugosidade superficial e, adicionalmente, no selamento da superfície e na diminuição da porosidade e da infiltração da água no solo. A velocidade com que a rugosidade é diminuída depende principalmente das propriedades do solo. Segundo Bertol et al. (2006), o decaimento máximo da rugosidade superficial do solo apresenta uma relação inversa com a estabilidade dos agregados do solo. Potter (1990) verificou que a estabilidade da rugosidade aumentou com o teor de matéria orgânica do solo e diminuiu com os teores de argila acima de 31%.

Ramos (2015), num experimento em Cambissolo húmico conduzido em Lages, SC, observou maiores perdas de solo no tratamento solo sem cultivo, sem cobertura e escarificado, relacionando isto à baixa resistência do solo à erosão como consequência da inexistência de cultivo e de cobertura do solo. Conforme Bertol et al. (2008), solos cultivados apresentam melhor agregação, pois o cultivo proporciona maior resistência e proteção ao solo contra a erosão. Nas situações em que há ausência de cultivo, ocorre diminuição do teor de matéria orgânica e da atividade biológica do solo e, em consequência, há menor estabilidade dos agregados e o solo torna-se mais suscetível à erosão.

3 HIPÓTESES

1. A dependência de escala do microrrelevo do solo condiciona sua modelagem e os métodos utilizados para seu estudo e caracterização;
2. A rugosidade do solo pode ser representada por funções dependentes de escala espacial, e não somente como uma variável aleatória independente;
3. Índices estatísticos, geoestatísticos e fractais se correlacionam entre si e apresentam comportamento diverso em diferentes condições experimentais;
4. Índices estatísticos, geoestatísticos e fractais se correlacionam com perdas de solo e água nos tratamentos em estudo.

4 OBJETIVOS

4.1 GERAL

Caracterizar a rugosidade do solo por índices estatísticos, geoestatísticos e fractais em diferentes tratamentos de manejo do solo e correlacioná-los entre si e com as perdas de solo e de água.

4.2 ESPECÍFICOS

1. Caracterizar a rugosidade do solo por meio de índices estatísticos, geoestatísticos e fractais em diferentes tratamentos;
2. Comparar o comportamento dos índices estatísticos, geoestatísticos e fractais nos diferentes tratamentos.
3. Relacionar os valores dos índices estatísticos, geoestatísticos e fractais entre si;
4. Relacionar os valores dos índices estatísticos, geoestatísticos e fractais com os de perdas de água e solo.

5 MATERIAL E MÉTODOS

Os dados primários utilizados neste trabalho são medidas de rugosidade e valores de perdas de solo e água por erosão, causadas por chuva simulada, oriundos da base de dados do Professor Ildegardis Bertol, do Departamento de Solos do CAV/UDESC, SC. Especificamente, eles são originários do experimento conduzido por Júlio César Ramos no Centro de Ciências Agroveterinárias da Universidade do Estado de Santa Catarina, em Lages, SC (Ramos, 2015).

A pesquisa foi desenvolvida no departamento de solos do Centro de Ciências Agroveterinárias – CAV na Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC, entre 2012 e 2015. Ela consistiu na modelagem e obtenção de índices estatísticos, geoestatísticos e fractais para caracterizar a rugosidade da superfície do solo nas diferentes condições experimentais e correlacioná-los entre si e com as perdas de solo e de água.

5.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL

O experimento foi conduzido no campus da Universidade do Estado de Santa Catarina, em Lages, SC, nas coordenadas 27° 47' latitude Sul e 50° 18' longitude Oeste de Greenwich. O clima da região é do tipo Cfb (subtropical úmido, chuvoso e com verões frescos) segundo a classificação de Köppen e, a precipitação pluvial média anual, segundo Schick et al. (2014) é 1.533 mm. O relevo da área experimental é suave-ondulado, com altitude aproximada de 900 metros e declividade média do experimento de 0,134 m m⁻¹ variando de 0,124 m m⁻¹ a 0,145 m m⁻¹.

O solo da área experimental é um Cambissolo Húmico Alumínico léptico (Inceptisol), com granulometria de 196 g kg⁻¹ de areia, 412 g kg⁻¹ de silte e 392 g kg⁻¹ de argila, classe textural franco-argilosiltosa (Ramos, 2015).

A área experimental era constituída por campo natural e passou a ser utilizada em trabalhos de erosão hídrica em 2006, conforme descrito em Barbosa et al. (2009). Quando se fez o primeiro trabalho, na safra de inverno em 2006, a área foi cultivada com ervilhaca (*Vicia sativa*) e aveia preta (*Avena strigosa*). Na continuação, mantida com culturas. Na safra de verão 2009/2010 a área foi cultivada com milho (*Zea mays*), soja (*Glycine max*), feijão (*Plaseolus vulgaris*) e consórcio de milho e feijão. Na safra de inverno de 2010 foi implantada a cultura do trigo (*Triticum aestivum*) e, no cultivo anterior a esse experimento (safra de verão 2010/2011), os cultivos de soja e milho, semeados perpendicularmente ao declive (Marioti et al., 2013). As parcelas descobertas foram conservadas sem cultura desde a safra de verão 2009/2010, não ocorrendo interferência de resíduos culturais ou sistemas radiculares.

Após o término do trabalho de Marioti (2012), Ramos (2015) implantou os tratamentos utilizados em seu estudo. Realizou a semeadura das culturas de forma manual e a lança e, concomitantemente, foi aplicada uma adubação de base com a formulação 7-30-15 (N-P₂O₅-K₂O), na dose de 300 kg ha⁻¹. Foram utilizados 40 kg ha⁻¹ de sementes na cultura do azevém e 60 kg ha⁻¹ na cultura da ervilhaca. Para promover melhor germinação, fez-se uma gradagem leve, no sentido transversal ao declive. Também foi procedida uma adubação nitrogenada para a cultura do azevém, na dose de 40 kg ha⁻¹ de N após 40 dias da semeadura. Adiou-se esta aplicação mais 30 dias para a ervilhaca, pois a cultura se desenvolveu mais lentamente do que o azevém, não tendo capacidade de aproveitar ou assimilar o N solúvel aplicado.

5.2 TRATAMENTOS

O delineamento experimental foi o inteiramente casualizado, com duas repetições e três tratamentos: T1 - escarificado após o cultivo de azevém (*Lolium multiflorum*)

sem o resíduo cultural da parte aérea e mantendo-se as raízes da cultura; T2 - escarificado após o cultivo de ervilhaca (*Vicia sativa*) sem o resíduo cultural da parte aérea e mantendo-se as raízes da cultura; T3 - solo sem cultivo e sem cobertura, assim mantido desde 2009 e preparado com uma escarificação idêntica a T1 e T2. A escarificação, feita perpendicularmente ao declive, resultou em rugosidade alta nos três tratamentos (Figura 3).

Figura 3 - Ilustração individual de cada tratamento estudado.



Fonte: RAMOS, J. C. **Cobertura e rugosidade da superfície na proposição de indicadores de qualidade de um Cambissolo Húmico relacionados ao controle da erosão hídrica**. Lages, UDESC, 200p. 2015 (Tese de doutorado).

Para a aplicação das chuvas simuladas, Ramos (2015) utilizou um aparelho simulador de chuva de braços rotativos tipo empuxo, no qual a movimentação dos braços se dá pela ação da água (Bertol et al., 2012), cobrindo simultaneamente duas parcelas experimentais de 3,5 m de largura e 11,0 m de comprimento, espaçadas entre si 3,5 m.

Em cada tratamento foram aplicadas oito chuvas simuladas com duração de 90 minutos cada uma e intensidade constante, planejada para 65 mm h^{-1} . A primeira chuva, realizada logo após o preparo das parcelas, foi aplicada no dia 17 de dezembro de 2011 e, as demais, aplicadas respectivamente em 10/01/2012, 07/02/2012, 10/03/2012,

11/05/2012, 18/08/2012, 02/11/2012 e 18/12/2012, totalizando um ano entre o teste 1 e o teste 8. Os intervalos foram de 24 dias entre o teste 1 e o teste 2 e de 28, 32, 62, 99, 76 e 46 dias entre cada dois dos demais testes de chuva simulada, respectivamente, correspondendo a 24, 52, 84, 146, 245, 321 e 367 dias após o teste 1 (tempo 0) (Ramos, 2015).

A intensidade e o volume das chuvas aplicadas (Tabela 1) foram determinados por Ramos (2015) com base no volume coletado de 20 pluviômetros lidos nas provetas após cada chuva simulada.

Calculou-se a erosividade (EI) das chuvas simuladas e das chuvas naturais que ocorreram entre cada teste de chuva simulada (Tabela 1) (Ramos, 2015).

Tabela 1- Intensidade e altura das chuvas simuladas e altura da chuva natural, bem como o EI das chuvas simuladas e o EI30 das chuvas naturais.

(continua)				
Teste de chuva	Tratamento	Chuva simulada		EI
	-	mm h ⁻¹	mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
1° chuva	Azevém	58	88	1.069
	Ervilhaca	61	92	1.166
	Sem cultivo	65	97	1.315
2° chuva	Azevém	74	111	1.697
	Ervilhaca	74	111	1.721
	Sem cultivo	71	106	1.57
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			36	55

Tabela 1 - Intensidade e altura das chuvas simuladas e altura da chuva natural, bem como o EI das chuvas simuladas e o EI₃₀ das chuvas naturais.

(continua)

Teste de chuva	Tratamento	Chuva simulada		EI
	-	mm h ⁻¹	mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
3° chuva	Azevém	60	91	1.144
	Ervilhaca	63	94	1.235
	Sem cultivo	58	87	1.042
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			203	784
4° chuva	Azevém	57	86	1.022
	Ervilhaca	59	89	1.102
	Sem cultivo	63	943	1.233
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			119	210
5° chuva	Azevém	60	89	1.111
	Ervilhaca	61	91	1.153
	Sem cultivo	62	93	1.193
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			76	98
6° chuva	Azevém	65	98	1.339
	Ervilhaca	65	98	1.323
	Sem cultivo	64	97	1.296
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			202	316

Tabela 1 - Intensidade e altura das chuvas simuladas e altura da chuva natural, bem como o EI das chuvas simuladas e o EI₃₀ das chuvas naturais.

(conclusão)				
Teste de chuva	Tratamento	Chuva simulada		EI
	-	mm h ⁻¹	mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
7º chuva	Azevém	68	102	1.436
	Ervilhaca	66	99	1.371
	Sem cultivo	68	101	1.428
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			184	790
8º chuva	Azevém	67	100	1.39
	Ervilhaca	65	98	1.334
	Sem cultivo	68	102	1.453
	Chuva natural		mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
			41	141

Fonte: RAMOS, J. C. **Cobertura e rugosidade da superfície na proposição de indicadores de qualidade de um Cambissolo Húmico relacionados ao controle da erosão hídrica**. Lages, UDESC, 200p. 2015 (Tese de doutorado).

As mensurações da rugosidade superficial foram efetuadas antes e após o preparo do solo, antes de cada chuva simulada e ao final da última chuva simulada. As leituras foram tomadas em um ponto intermediário da parcela, com o rugosímetro posicionado próximo da lateral, sobre suportes de madeira cravados no solo que serviam de base, permitindo que se obtivessem as medidas sempre no mesmo local, em nível, e à mesma altura em relação ao nível do terreno.

Para obtenção dos dados de altura da superfície do solo utilizou-se um rugosímetro de varetas com uma câmera fotográfica acoplada. Esta técnica se baseia na medida da maior ou menor distância existente entre o extremo de cada vareta do rugosímetro e uma linha de referência, a qual depende da altura do ponto no solo onde cada vareta faz o contato. O registro dos dados realiza-se mediante a tomada de fotografias dos diferentes perfis e posterior tratamento das mesmas mediante análise de imagem (Lado Liñares, 1999). O rugosímetro contém 20 varetas de alumínio distanciadas 30 mm uma das outras e delimitadas por uma linha de suporte (Figura 4). Nesta linha de suporte encontra-se fixada uma barra de alumínio de 1,8 m de comprimento, onde está a câmera fotográfica acoplada na outra extremidade. Atrás das varetas há uma chapa branca, para aumentar o contraste e melhorar a visualização das varetas na foto. O conjunto de varetas e o fundo branco são movidos manualmente sobre um suporte do aparelho que está fixado no terreno, em nível. Assim, fez-se 20 fotografias em 20 posições diferentes, distanciadas 30 mm uma das outras. Isso possibilitou a digitalização de 400 pontos de alturas de varetas em cada ponto de amostragem, correspondendo a uma área de amostragem de $0,36 \text{ m}^2$ ($0,6 \times 0,6 \text{ m}$).

Figura 4 - Rugosímetro de varetas de alumínio posicionado sobre os suportes de madeira sobre a parcela experimental.



Fonte: RAMOS, J. C. **Cobertura e rugosidade da superfície na proposição de indicadores de qualidade de um Cambissolo Húmico relacionados ao controle da erosão hídrica**. Lages, UDESC, 200p. 2015 (Tese de doutorado).

Para determinação de taxa instantânea de enxurrada e consequente perda de solo e de água Ramos (2015) seguiu a metodologia descrita em Cogo (1981).

5.3 ÍNDICES ESTATÍSTICOS

Foram calculados quatro índices estatísticos para avaliar a rugosidade do solo, $R1$, $R2$, $R3$ e $R4$.

O primeiro índice, $R1$, foi calculado pelo método desenvolvido por Allmaras et al. (1966), aplicando-se a transformação logarítmica às leituras de altura. Os efeitos da declividade e marcas de preparo foram removidos pela correção de cada leitura pela média de cada linha e coluna

contendo a leitura. Aritmeticamente, a leitura de altura corrigida foi expressa como:

$$z'_{ij} = lnz_{ij} - (\overline{lnz_{.j}} - \overline{lnz_{..}}) - (\overline{lnz_{i.}} - \overline{lnz_{..}}) \quad [18]$$

Onde:

z'_{ij} = leituras de alturas corrigidas na i^{th} linha e j^{th} coluna;

lnz_{ij} = leituras de alturas transformadas na i^{th} linha e j^{th} coluna;

$\overline{lnz_{.j}}$ = média das leituras transformadas na j^{th} coluna;

$\overline{lnz_{i.}}$ = média das leituras transformadas na i^{th} linha;

$\overline{lnz_{..}}$ = média de todas as leituras transformadas.

Foram eliminados 10% dos valores extremos superiores e inferiores, das leituras de elevação. O desvio padrão das leituras remanescentes corrigidas (z'_{ij}) foi estimado e usado como o índice $R1$.

$$R1 = \sqrt{\sum_{i,j=1}^n \frac{(z'_{ij} - \bar{z}')^2}{n}} \quad [19]$$

O segundo índice, $R2$, foi descrito como o desvio padrão das leituras de alturas não corrigidas, segundo (Currence e Lovely, 1970), expresso como:

$$R2 = \sqrt{\sum_{i,j=1}^n \frac{(z_{ij} - \bar{z})^2}{n}} \quad [20]$$

Onde:

$R2$ = índice de rugosidade;

z_{ij} = leitura de altura medida em cada ponto;

$\bar{z}$ = média das leituras de altura;

n = número de pontos.

O terceiro índice, *R3*, utilizado para descrever a rugosidade da superfície, baseou-se na correção de declividade por meio de regressão múltipla. O plano de melhor ajuste foi obtido usando-se as posições de linhas e colunas como variáveis independentes na regressão e as leituras de alturas representando a variável dependente (Currence e Lovely, 1970). Este índice é expresso como:

$$z'_{i,j} = b_0 + b_1 h_i + b_2 h_j + \varepsilon_{ij} \quad [21]$$

Onde:

$z'_{i,j}$ = variável dependente (leituras de alturas estimadas pelo plano ajustado);

b_0, b_1 e b_2 = coeficientes da equação do plano;

h_i = variável independente (posições de linhas);

h_j = variável independente (posições de colunas);

ε_{ij} = perturbação aleatória na função.

As diferenças entre as leituras de alturas e o plano foram determinadas de modo que o desvio padrão das leituras residuais resultou no índice *R3*.

O quarto índice, *R4*, foi obtido removendo-se a declividade do terreno e as marcas do preparo do solo, e corrigindo-se cada leitura de altura pelo efeito de linha e coluna, conforme Currence e Lovely, (1970). Este índice foi expresso como:

$$z'_{ij} = z_{ij} - (\bar{z}_{.j} - \bar{z}_{..}) - (\bar{z}_{i.} - \bar{z}_{..}) - (\bar{z}_{..}) \quad [22]$$

Onde:

z'_{ij} = leitura de altura corrigida na i^{th} linha e j^{th} coluna;

z_{ij} = leitura de altura original na i^{th} linha e j^{th} coluna;

$\bar{z}_{.j}$ = média das leituras na j^{th} coluna;

$\bar{z}_{i.}$ = média das leituras na i^{th} linha;

$\bar{z}_{..}$ = média de todas as leituras.

O desvio padrão dos valores de z'_{ij} resultou no índice *R4*.

5.4 ÍNDICES GEOESTATÍSTICOS

As diferenças médias de altura para sucessivas distâncias, em valores absolutos, calcularam-se conforme a equação [3].

O semivariograma de primeira ordem se ajustou a uma função hiperbólica, conforme a equação [4].

Segundo Linden e Van Doren (1986), a distância máxima de comparação dos valores do semivariograma de primeira ordem, ΔX_h , se limita a 20 cm. Os parâmetros *a* e *b*, obtidos mediante análise de regressão, permitem definir os índices diferença limite (*LD*) e declive limite (*LS*) conforme equações [5] e [6].

5.5 ÍNDICES FRACTAIS

O cálculo dos índices fractais foi baseado na dependência espacial, mediante estimação de semivariância em diferentes escalas de medida. A semivariância em função da distância proporciona um semivariograma, termo que também se utiliza para designar este método.

Por definição, a equação do semivariograma para uma função contínua $Z(x)$ se expressa como:

$$\gamma^* = \frac{1}{2} \langle [Z_{(x)} - Z_{(x+h)}]^2 \rangle \quad [23]$$

Onde:

h = distância a partir da origem ou escala;

$\langle \rangle$ = integral sobre todo o domínio da função *Z*.

A análise fractal foi realizada utilizando-se um método variacional, assumindo um modelo autoafim para descrição do microrrelevo. Este método é baseado no modelo de movimento fracionário browniano (fBm) para calcular o expoente de Hurst, onde os parâmetros fractais D e l são obtidos.

A função de semivariância ou semivariograma, $\gamma(h)$, foi selecionado como estrutural ou função dependente de escala, devido à forma retangular da amostragem em grade (Vivas Miranda, 2000). A semivariância foi estimada de acordo com a equação [7].

Para o movimento fracionário Browniano, o semivariograma de perfis ou superfícies fractais autoafins apresentam a relação conforme equação [8].

Huang e Bradford (1992) propuseram um modelo mais genérico para o ajuste do semivariograma de superfícies fractais. Este modelo adiciona um parâmetro à equação anterior, denominado distância de intersecção, l . O modelo de Huang e Bradford (1992) é descrito mediante conforme a equação [10].

A distância de intersecção apresenta dimensões de longitude e representa a escala característica do sistema. Desta forma, ajustando o semivariograma a equação [10], obtém-se informação sobre a organização (H) e da magnitude (l) da rugosidade da superfície.

Aplicando-se o logaritmo em ambos os termos da equação [10], obtém-se:

$$\ln \gamma = (2 - 2H) \ln(l) + 2H \ln(h) \quad [24]$$

Que é uma equação de uma reta com declividade $a=2H$ e ponto de intersecção $b = (2 - 2H) \ln(l)$. Ao ajustar o semivariograma, em escala logarítmica, por uma reta, a dimensão fractal e a distancia de intersecção são respectivamente:

$$D = 3 - \frac{a}{2} \quad [25]$$

$$l = \exp\left(\frac{b}{2-2H}\right) \quad [26]$$

Onde:

a = declividade da reta ajustada;

b = ponto de intersecção.

Os valores de a e b foram calculados pelo método de mínimos quadrados, definidos como:

$$a = \frac{N \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{N \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \quad [27]$$

$$b = \frac{\sum y_i - a \sum x_i}{N} \quad [28]$$

O erro esperado, calculado mediante o desvio padrão dos parâmetros a e b , para as equações [34] e [35] é dado por:

$$\Delta a = \left[\frac{N.S}{N \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad [29]$$

$$\Delta b = \left[\frac{S \cdot \sum x_i^2}{N \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad [30]$$

Onde S está definido por:

$$S = \frac{\sum y_i^2 + N.b^2 + a^2 \sum x_i^2 - 2.(b \sum y_i - a.b \sum x_i + a \sum x_i y_i)}{N-1} \quad [31]$$

De acordo com as equações [25] e [26], a propagação do erro calculado para D e l é:

$$\Delta D = \frac{\Delta a}{2} \quad [32]$$

$$\Delta l = \frac{l[(2-2H)\Delta b + b \Delta a]}{(2-2H)^2} \quad [33]$$

Analisando-se a expressão [33] para o erro da dimensão fractal, observa-se que ele equivale à metade do erro no cálculo do parâmetro que define a ; assim, o erro da dimensão fractal é estimada como no cálculo da declividade a , ou seja, como o desvio padrão de a .

Destaca-se que as equações para o cálculo da distância de intersecção e de seu correspondente erro de ajuste apresentam uma singularidade. Para $H=1$, ou seja, para superfícies planas, não fractais ($H=1, \Leftrightarrow D=2$) o método de cálculo apresenta uma divergência onde o valor obtido da distância de intersecção é igual a infinito, que não tem qualquer sentido físico.

5.6 TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS RESULTADOS

Os resultados foram submetidos, inicialmente, a uma análise estatística exploratória com a obtenção das seguintes medidas descritivas: média, coeficiente de variação, quantis (primeiro quartil, mediana e terceiro quartil – valores correspondentes a 25, 50 e 75% da área da função de distribuição empírica da variável em análise), mínimo, máximo e coeficientes de assimetria e curtose. Estes dois últimos foram obtidos com base nos momentos centrados na média, de segunda, terceira e quarta ordens. Foi ainda analisada a presença de relação linear entre os diferentes índices calculados e destes com as perdas de solo e água determinadas nos mesmos testes, utilizando-se o coeficiente de correlação momento-produto de Pearson. Para efeito de análise, as variáveis perdas de solo e perdas de água foram tomadas em escala logarítmica (logaritmo natural). Em todos os testes inferenciais foi adotado o nível mínimo de significância de 5%.

Todos os ajustes foram efetuados com o uso dos softwares SAS® (Statistical Analysis System, 2003) e R (R Development Core Team, 2013).

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 ÍNDICES ESTATÍSTICOS

Na Tabela 2 é apresentado o resumo estatístico global dos resultados dos índices *R1*, *R2*, *R3* e *R4*, calculados a partir dos dados de elevação das superfícies estudadas. Quase todos eles apresentaram distribuição de frequência unimodal simétrica (Assimetria = 0; $p > 0,05$). Somente a distribuição de *R2* foi classificada como platicúrtica (Curtose < 3; $p < 0,05$), enquanto, em *R1*, *R3* e *R4* a distribuição foi mesocúrtica (Curtose = 3; $p > 0,05$). A classificação unimodal simétrica mesocúrtica é compatível com a hipótese de normalidade.

Tabela 2 - Resumo estatístico dos índices *R1*, *R2*, *R3* e *R4* considerando os tratamentos e momentos de aplicação das chuvas.

	Índices estatísticos de rugosidade (mm)			
	<i>R1</i>	<i>R2</i>	<i>R3</i>	<i>R4</i>
Média	0,149	24,246	14,810	10,607
CV (%)	59,732	21,422	42,890	37,249
Mediana	0,152	23,070	13,904	9,997
1º quartil	0,100	19,872	11,581	8,458
3º quartil	0,202	29,663	17,707	13,069
Mínimo	0,003	15,127	3,906	2,921
Máximo	0,348	34,289	31,487	20,916
Assimetria	0,037	0,203	0,683	0,467
Curtose	2,311	1,751	3,428	3,319

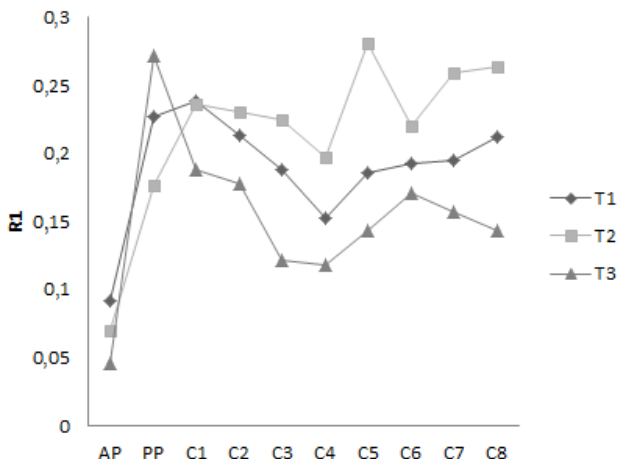
Fonte: produção do próprio autor, 2015.

O valor de *R1* variou de 0,003 a 0,348 com média igual a 0,149 (Tabela 2), sendo aquele que apresentou os menores valores dentre os índices estatísticos. Isto é resultante da aplicação de uma transformação logarítmica aos dados

verticais das microdepressões e microelevações, da remoção dos efeitos de declividade e marcas de preparo e à exclusão de 10% de valores inferiores e superiores (Allmaras et al., 1966; Kamphorst et al., 2000). A aplicação da transformação aos dados originais no cálculo do índice o torna menos sensível às mudanças de rugosidade (Currence e Lovely, 1970). Além disso, não assegura, de acordo com Linden e Van Doren (1986), que os dados tenham uma distribuição normal. Isto pode ser verificado através da comparação entre os coeficientes de assimetria e curtose dos diferentes índices (Tabela 2). Outro fato a considerar é que não é aconselhável a retirada de 10% dos valores extremos, como propuseram Allmaras et al. (1966), uma vez que as medidas são suficientemente precisas para se admitir 10% de dados anômalos e implica diretamente na impossibilidade de se caracterizar a amplitude real de variabilidade do microrrelevo. Houve também um aumento no coeficiente de variação (Tabela 2) concordando com o resultado observado por Currence e Lovely (1970).

Quando se analisa o comportamento dos três tratamentos ao longo do tempo (Figura 5), verifica-se um aumento significativo da rugosidade após o preparo nos três tratamentos, com um decaimento mais rápido no tratamento solo descoberto e escarificado (T3). Nos tratamentos solo escarificado com raízes de azevém (T1) e solo escarificado com raízes de ervilhaca (T2) o decaimento do índice de rugosidade foi bem mais tênue. Este comportamento deve-se à maior estabilidade da rugosidade em T1 e T2 devido à presença de raízes de azevém e ervilhaca no solo. Os resultados concordam com os obtidos por Römkerns e Wang (1986), Eltz e Norton (1997), Bertol et al. (2006), Paz-Ferrero et al. (2008), Zoldan Junior et al. (2008), Ramos (2013) e Ramos (2015).

Figura 5 - Variação no índice *R1* nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



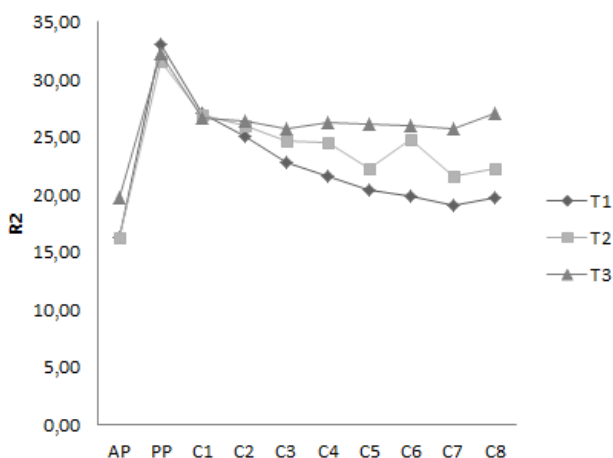
AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1º chuva simulada; C2 – 2º chuva simulada; C3 – 3º chuva simulada; C4 – 4º chuva simulada; C5 – 5º chuva simulada; C6 – 6º chuva simulada; C7 – 7º chuva simulada; C8 – 8º chuva simulada.

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

O maior valor médio de *R2* (24,246 mm) comparativamente aos demais índices (Tabela 2), deve-se ao fato de serem utilizados os valores originais sem a remoção das marcas de preparo e correção da declividade. Este resultado concorda com aquele obtido por Currence e Lovely (1970). É importante relembrar que o experimento que originou os dados utilizados nesta pesquisa, apresentava a mesma declividade e foi utilizado o mesmo implemento em todos os tratamentos, no caso o escarificador. A obtenção do índice *R2* foi procedida com o objetivo de se verificar se a ausência de correção da declividade e das marcas de preparo modificaria o comportamento da rugosidade aleatória quando comparada aos índices aonde esses efeitos foram removidos. Pode-se verificar

que $R2$ teve um comportamento levemente diferenciado (Figura 6) em relação aos índices $R3$ e $R4$ (Figuras 7 e 8), nos quais foram removidos os efeitos de declividade ($R3$) e os efeitos de declividade e de marcas de preparo ($R4$). Na média, $R2$ foi 64% e 128% superior a $R3$ e $R4$, respectivamente.

Figura 6 - Variação do índice $R2$ nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1ª chuva simulada; C2 – 2ª chuva simulada; C3 – 3ª chuva simulada; C4 – 4ª chuva simulada; C5 – 5ª chuva simulada; C6 – 6ª chuva simulada; C7 – 7ª chuva simulada; C8 – 8ª chuva simulada.

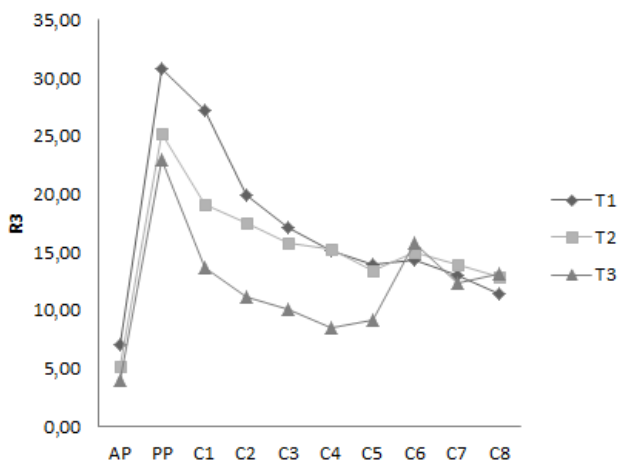
Fonte: produção do próprio autor, 2015.

Os maiores valores de $R2$ após a segunda chuva, observados em T3, podem ser devidos à menor resistência do solo à desagregação e ao transporte das partículas mais finas pela enxurrada, dando origem ao afloramento de fragmentos rochosos, o que poderia estar mantendo o índice de rugosidade mais alto. De acordo com Bertol et al. (2006) e Bertol et al. (2008). Solos mantidos descobertos tendem a diminuir o seu

teor de matéria orgânica e a atividade biológica comparativamente a solos com cultivo, conferindo ao solo uma menor resistência dos agregados à ação erosiva da chuva e enxurrada.

O valor médio do índice $R3$ foi de 14,810 mm, oscilando entre 3,906 e 31,487 mm (Tabela 2) em média 40% superior a $R4$. Em $R3$ há apenas correção de declividade efetuada por meio de um plano linear obtido por regressão múltipla, o que explica o seu maior valor relativamente a $R4$, conforme também observaram Currence e Lovely (1970).

Figura 7 - Variação do índice $R3$ nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1ª chuva simulada; C2 – 2ª chuva simulada; C3 – 3ª chuva simulada; C4 – 4ª chuva simulada; C5 – 5ª chuva simulada; C6 – 6ª chuva simulada; C7 – 7ª chuva simulada; C8 – 8ª chuva simulada.

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

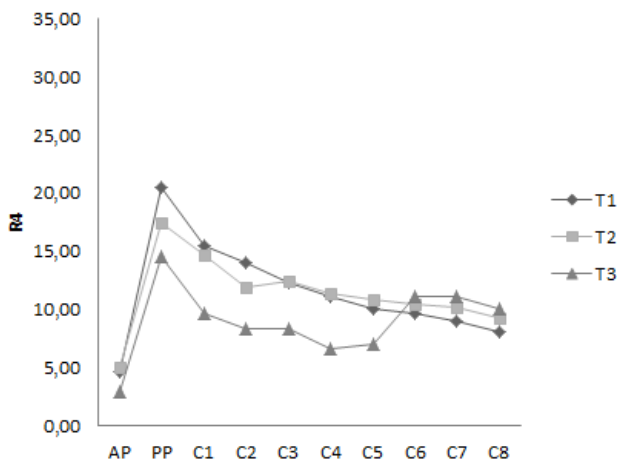
O comportamento de $R3$ é bastante similar em T1 e T2 (Figura 7), com um aumento nos valores logo após o preparo

do solo e com um decaimento até a última chuva aplicada, corroborando os resultados observados por Römker e Wang (1986), Eltz e Norton (1997), Bertol et al. (2006), Paz-Ferrero et al. (2008), Zoldan Junior et al. (2008), Ramos (2013) e Ramos (2015). No entanto, em T3 (Figura 7), ocorre um decaimento até a quinta chuva, seguido pelo aumento da rugosidade na sexta chuva. Este comportamento, provavelmente pode ser devido à formação de sulcos na superfície (Bertol et al., 2006), como também encontrado por Huang e Bradford (1992).

O valor médio do índice $R4$ foi de 10,607 mm (Tabela 2). Embora apresente valores mais baixos comparativamente a $R3$, o comportamento de $R4$ (Figura 8) é análogo. Como o preparo do solo foi o mesmo nos três tratamentos, isto era esperado, uma vez que a diferença é que no cálculo de $R4$, além da correção de declividade, também se remove o efeito das marcas de preparo do solo. Vidal Vásquez (2002) obteve um valor médio de $R4$ igual a 9,69 mm em parcelas sob sucessão pousio/cultura do milho preparadas com escarificador, num Latossolo Vermelho Eutroférico típico.

Bertol et al. (2006) encontrou num Cambissolo Húmico valores de $R4$ de 6,63 mm em parcelas cultivadas com milho e 5,63 mm em parcelas com aveia, preparadas com escarificador seguido por uma gradagem, similar ao utilizado neste estudo.

Figura 8 - Variação do índice *R4* nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



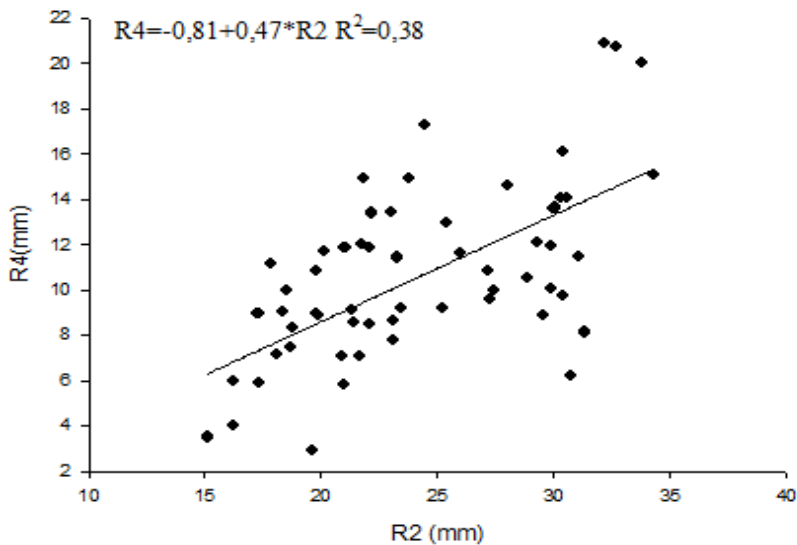
AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1ª chuva simulada; C2 – 2ª chuva simulada; C3 – 3ª chuva simulada; C4 – 4ª chuva simulada; C5 – 5ª chuva simulada; C6 – 6ª chuva simulada; C7 – 7ª chuva simulada; C8 – 8ª chuva simulada.

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

Nas figuras 9 e 10 são apresentados os gráficos e os respectivos modelos de equações de regressão significativos ($p < 0,05$) para a média dos tratamentos, considerando-se como padrão de comparação o índice *R4*. Observa-se o melhor ajuste quando se removeu o efeito da declividade (Figura 10).

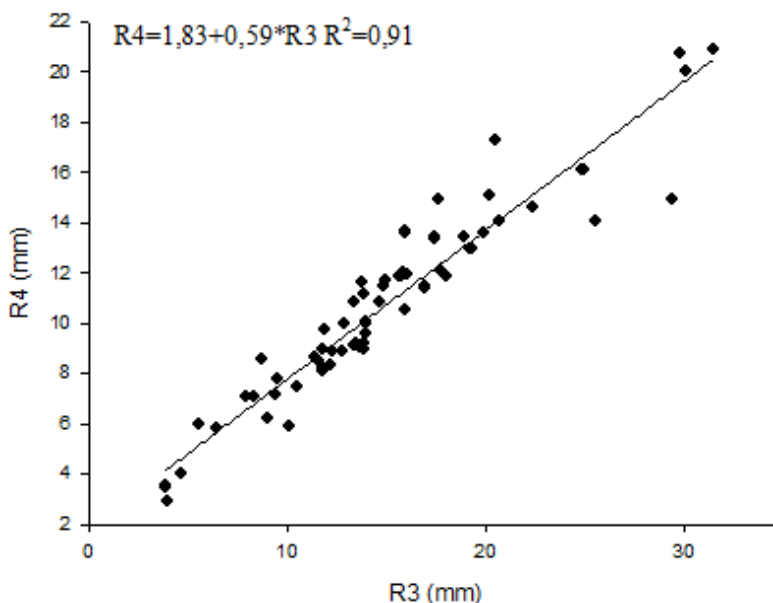
As retas de regressão (Figuras 9 e 10) apresentam uma declividade sempre inferior a 1. Demonstra a importância de se corrigir o efeito da declividade e das marcas de preparo aumenta à medida que os elementos estruturais do microrrelevo adquirem maiores dimensões. Preparos que produzem sulcos e outras marcas lineares de maiores dimensões originam torrões e agregados maiores.

Figura 9 - Relação entre os valores dos índices estatísticos $R2$ e $R4$.



Fonte: produção do próprio autor, 2015.

Figura 10 - Relação entre os valores dos índices estatísticos $R3$ e $R4$.



Fonte: produção do próprio autor, 2015.

6.2 ÍNDICES GEOESTATÍSTICOS

Na Tabela 3 apresenta-se o resumo estatístico referente aos índices de rugosidade diferença limite, LD e declividade limite, LS . LD e $R4$ apresentam similaridades estatísticas e correlações importantes (Linden e Van Doren, 1986; Lado Liñares, 1999; Kamphorst et al., 2000), embora não sejam idênticos, pois, enquanto LD estima a tendência média das diferenças absolutas de altura entre pontos vizinhos, $R4$ estima a tendência média das diferenças de altura dos pontos em relação à média (Linden e Van Doren, 1986). Por sua vez, o

índice *LS*, contrariamente a *LD*, não está relacionado com *R4* (Linden e Van Doren, 1986). Apesar da divergência apontada, no presente trabalho, foram obtidos valores do coeficiente de correlação linear iguais a 0,96 ($p < 0,05$) e 0,68 ($p < 0,05$) entre *LD* e *R4* e entre *LS* e *R4*, respectivamente, na média dos tratamentos estudados.

Tabela 3 - Resumo estatístico dos índices diferença limite, *LD* e declividade limite, *LS* considerando os tratamentos e momentos de aplicação das chuvas.

	Índices de rugosidade	
	<i>LD</i> (mm)	<i>LS</i>
Média	13,329	0,047
CV (%)	37,272	59,574
Mediana	12,529	0,040
1º quartil	10,656	0,027
3º quartil	16,264	0,061
Mínimo	3,174	0,013
Máximo	27,152	0,136
Assimetria	0,402	1,186
Curtose	3,294	3,982

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

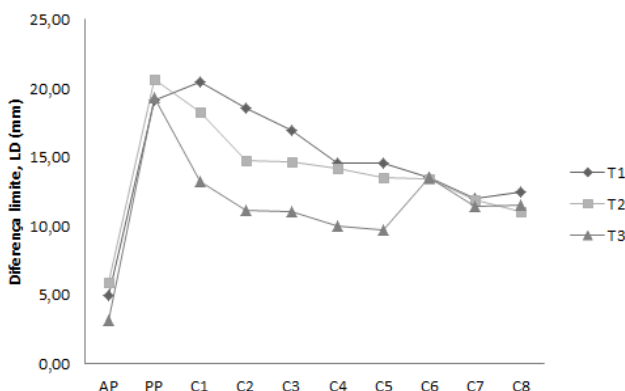
Os valores médios dos índices *LD* e *LS* foram de 13,329 mm e 0,047, respectivamente (Tabela 2). Vidal Vásquez (2002) encontrou valores médios de *LD* e de *LS* iguais a 10,920 mm e 0,078 mm, respectivamente, em parcelas sob sucessão pousio/cultura do milho preparadas com escarificador, num Latossolo Vermelho Eutroférico típico. Bertol et al. (2006) encontrou valores de *LD* de 8,97 mm em parcelas cultivadas com milho e 6,34 mm em parcelas com aveia, preparadas com escarificador seguido por uma gradagem, num Cambissolo Húmico.

O índice *LD* apresentou distribuição de frequência com assimetria próxima de zero ($p > 0,05$) e curtose próxima de três ($p > 0,05$) sendo classificada como unimodal simétrica mesocúrtica, o que é consistente com a hipótese de normalidade.

O índice *LS*, por sua vez, com assimetria maior que zero ($p < 0,05$) e curtose maior que três ($p < 0,05$), está mais próxima de uma distribuição lognormal.

Embora os valores de *LD* (Figura 10) tenham sido levemente mais altos que *R4* (Figura 11), os dois índices apresentaram comportamento similar, em acordo com o observado por Vidal Vázques (2002) e Paz-Ferreiro et al. (2008).

Figura 11 - Variação do índice diferença limite, *LD* nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.

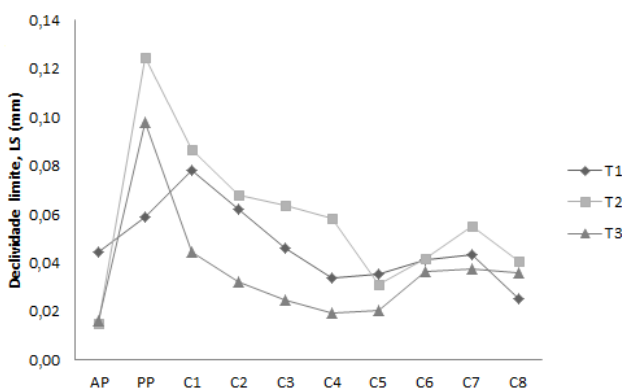


AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1ª chuva simulada; C2 – 2ª chuva simulada; C3 – 3ª chuva simulada; C4 – 4ª chuva simulada; C5 – 5ª chuva simulada; C6 – 6ª chuva simulada; C7 – 7ª chuva simulada; C8 – 8ª chuva simulada.

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

O comportamento do índice *LS* em relação ao efeito das chuvas nos três tratamentos é mostrado na Figura 12. Verifica-se um aumento significativo do índice após o preparo, seguido por um decaimento apenas nos tratamentos T2 e T3. Salienta-se que este resultado é similar ao observado nos demais índices em quase todos os tratamentos, estando em acordo com a literatura, exceção feita ao índice *R1* no tratamento T2. No entanto, em T1 esse padrão não foi seguido, verificando-se o decaimento somente após a primeira chuva. Provavelmente, este comportamento está relacionado à forma de obtenção de *LS*, já que este índice informa a declividade da função ajustada em pequenas distâncias.

Figura 12 - Variação no índice declividade limite, *LS* nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1ª chuva simulada; C2 – 2ª chuva simulada; C3 – 3ª chuva simulada; C4 – 4ª chuva simulada; C5 – 5ª chuva simulada; C6 – 6ª chuva simulada; C7 – 7ª chuva simulada; C8 – 8ª chuva simulada.

Fonte: Produção do próprio autor, 2015.

6.3 ÍNDICES FRACTAIS

Nas 30 superfícies analisadas a dimensão fractal, D oscilou entre um valor mínimo de 2,470 e um máximo de 2,838, sendo o valor médio 2,699 (Tabela 4). Vidal Vásquez (2002), em experimento descrito anteriormente, encontrou valores de D em solo preparado com escarificador de 2,782. Lado Liñares (1999) e Vivas Miranda (2000), caracterizando o microrrelevo com rugosímetro, encontraram valores de $D > 2,5$. O valor da distância de intersecção, l oscilou entre um mínimo de 0,468 mm e um máximo de 12,464 mm, sendo o valor médio 3,653 mm (Tabela 4).

Tabela 4 - Resumo estatístico dos índices dimensão fractal, D e distância de intersecção, l considerando os tratamentos e momentos de aplicação das chuvas.

	Índices fractais	
	D	L (mm)
Média	2,699	3,653
CV (%)	3,186	75,855
Mediana	2,720	2,970
1º quartil	2,645	1,591
3º quartil	2,757	4,918
Mínimo	2,470	0,468
Máximo	2,838	12,464
Assimetria	-0,658	1,111
Curtose	2,833	3,479

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

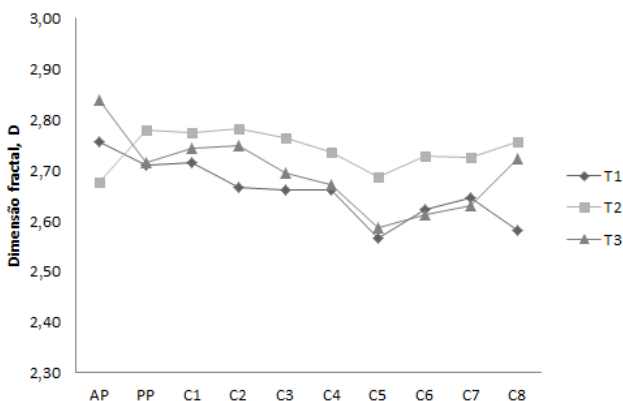
Vidal Vásquez (2002), encontrou valor médio de l de 4,56 mm em solo sob preparo com escarificador na sucessão

pousio/milho. A variabilidade do índice l é sempre maior que para o índice D .

O índice D apresentou uma distribuição de frequência unimodal simétrica mesocúrtica e o índice l uma distribuição unimodal assimétrica mesocúrtica.

O comportamento do índice D (Figura 13) difere do índice l (Figura 14), pois l apresenta um decaimento mais rápido nas fases iniciais, similar ao índice $R4$. Esse mesmo comportamento foi observado por Eltz e Norton (1997) e Vidal Vásquez et al. (2007).

Figura 13 - Variação no índice dimensão fractal, D nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



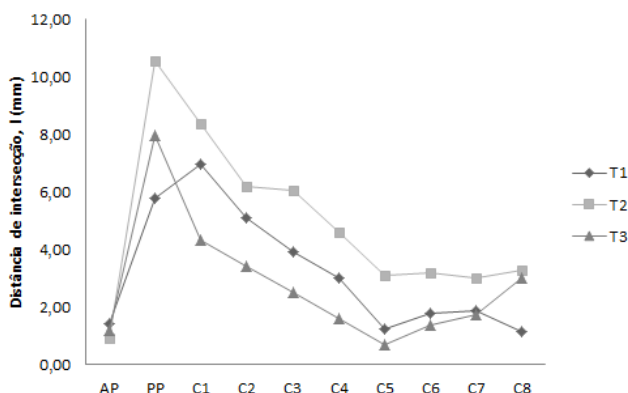
AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1º chuva simulada; C2 – 2º chuva simulada; C3 – 3º chuva simulada; C4 – 4º chuva simulada; C5 – 5º chuva simulada; C6 – 6º chuva simulada; C7 – 7º chuva simulada; C8 – 8º chuva simulada.

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

A sequência observada dos valores de l , da maior para a menor média de tratamento, foi $T2 > T1 > T3$. Há diferença quanto aos valores de $R4$, cuja sequência foi a seguinte: $T1 >$

$T2 > T3$. Estes resultados sugerem que a distância de intersecção depende de alguma propriedade do microrrelevo diferente daquelas caracterizadas por $R4$.

Figura 14 - Variação no índice distância de intersecção, I nos três tratamentos para os diferentes momentos de aplicação das chuvas.



AP – Antes do preparo; PP – após preparo; C1 – 1° chuva simulada; C2 – 2° chuva simulada; C3 – 3° chuva simulada; C4 – 4° chuva simulada; C5 – 5° chuva simulada; C6 – 6° chuva simulada; C7 – 7° chuva simulada; C8 – 8° chuva simulada.

Fonte: produção do próprio autor, 2015.

6.4 RELAÇÕES DOS ÍNDICES DE RUGOSIDADE ENTRE SI E COM AS PERDAS DE SOLO E ÁGUA

Os valores dos coeficientes de correlação linear entre todos os índices de rugosidade determinados para os diferentes tratamentos são apresentados na Tabela 5. O índice dimensão fractal correlaciona-se significativamente somente com *LD* em T1, com quase todos em T2, exceto *R1*, e não teve nenhuma correlação significativa em T3. Isso demonstra que este índice contém informações que não estão presentes nos demais índices, mas que essa característica não é constante em diferentes condições experimentais. Ele representa uma medida da organização do microrrelevo do solo, ou seja, a distribuição relativa dos elementos estruturais de diferentes tamanhos sobre a superfície do solo.

Tabela 5 - Coeficientes de correlação linear entre os diferentes índices de rugosidade nos diferentes tratamentos.

Escarificado com raízes de Azevém (T1)							
	<i>D</i>	<i>l</i>	<i>LS</i>	<i>LD</i>	<i>R1</i>	<i>R2</i>	<i>R3</i>
<i>l</i>	0,53 ^{NS}						
<i>LS</i>	-0,04 ^{NS}	0,82*					
<i>LD</i>	0,63*	0,89*	0,61*				
<i>R1</i>	-0,28 ^{NS}	0,72*	0,84*	0,44 ^{NS}			
<i>R2</i>	0,29 ^{NS}	0,86*	0,84*	0,66*	0,69*		
<i>R3</i>	0,31 ^{NS}	0,91*	0,88*	0,75*	0,73*	0,98*	
<i>R4</i>	0,23 ^{NS}	0,86*	0,89*	0,65*	0,71*	0,99*	0,98*
Escarificado com raízes de Ervilhaca (T2)							
	<i>D</i>	<i>l</i>	<i>LS</i>	<i>LD</i>	<i>R1</i>	<i>R2</i>	<i>R3</i>
<i>l</i>	0,82*						
<i>LS</i>	0,74*	0,94*					
<i>LD</i>	0,80*	0,97*	0,91*				
<i>R1</i>	0,30 ^{NS}	0,11 ^{NS}	0,35 ^{NS}	0,10 ^{NS}			
<i>R2</i>	0,80*	0,92*	0,97*	0,92*	0,29 ^{NS}		
<i>R3</i>	0,80*	0,93*	0,98*	0,95*	0,33 ^{NS}	0,99*	
<i>R4</i>	0,75*	0,95*	0,99*	0,94*	0,33 ^{NS}	0,96*	0,98*
Escarificado sem cultivo (T3)							
	<i>D</i>	<i>l</i>	<i>LS</i>	<i>LD</i>	<i>R1</i>	<i>R2</i>	<i>R3</i>
<i>l</i>	0,31 ^{NS}						
<i>LS</i>	-0,33 ^{NS}	0,77*					
<i>LD</i>	0,04 ^{NS}	0,92*	0,86*				
<i>R1</i>	-0,26 ^{NS}	0,80*	0,96*	0,88*			
<i>R2</i>	-0,35 ^{NS}	0,76*	0,95*	0,81*	0,92*		
<i>R3</i>	-0,23 ^{NS}	0,79*	0,97*	0,92*	0,94*	0,89*	
<i>R4</i>	-0,36 ^{NS}	0,68*	0,95*	0,84*	0,90*	0,87*	0,96*

NS – Não significativo ($p > 0,05$); * - Significativo ($p < 0,05$); *D* – Dimensão fractal; *l* – Distância de intersecção; *LS* – Declividade limite; *LD* – Distância limite; *R1*, *R2*, *R3* e *R4* – Índices estatísticos de rugosidade do solo.

Fonte: Produção do próprio autor (2015).

Vivas Miranda (2000) obteve correlações significativas entre o índice *D* com *LD* e *R1* apenas em superfícies construídas em laboratório. Apesar das baixas correlações observadas a campo, elas foram maiores com *LS* do que com *LD* e *R1*, situação inversa à verificado no presente trabalho. Paz-Ferrero et al. (2008) encontrou correlações entre *D* e *LD* com *l* variando entre 0,5 e 0,7 em superfícies cultivadas com milho e com aveia em Cambissolo Húmico. Vidal Vásquez (2002), em Latossolo Vermelho Escuro eutroférico, obteve correlação significativa somente do índice *D* com *LS*.

Os altos valores de correlação observados entre os índices *R2*, *R3* e *R4* mostra que os três índices estatísticos medem as mesmas características do microrrelevo, apresentando uma evolução similar com a quantidade de chuva aplicada e natural. A transformação de escala aplicada no cálculo de *R1* pode ter comprometido a sua sensibilidade, conforme apontado por Currence e Lovely (1970) e, provavelmente, foi a responsável pelos baixos valores dos coeficientes de correlação linear observados no tratamento com raízes de ervilhaca.

As correlações entre *LD* e *LS* com os índices estatísticos e com a distância de intersecção foram altas, denotando que, a princípio, eles medem as mesmas características. No entanto, a proporcionalidade entre *R4* e *LD* muda de acordo com a conformação do microrrelevo. Isto ocorre devido às diferenças absolutas dos dados de elevação caracterizadas por *LD* crescerem mais rápido do que as diferenças de alturas médias caracterizadas por *R4* (Vidal Vásquez, 2002), o que pode explicar os menores valores de correlação entre esses dois índices.

Os coeficientes de correlação linear entre os índices de rugosidade e a perda de solo e de água são apresentados na Tabela 6. Com exceção de *R1*, nos demais índices os coeficientes de correlação apresentam sinal negativo em relação às perdas de solo, indicando um decaimento exponencial com o aumento da rugosidade superficial do solo.

Na realidade, esta relação é indireta, pois há um decaimento exponencial da rugosidade superficial com o acúmulo das chuvas, de acordo com o observado por Eltz e Norton (1997), Bertol et al. (2006), Zoldan Junior et al. (2008), Ramos (2013) e Ramos (2015), em razão do selamento superficial. Com isso há diminuição da taxa de infiltração e aumento da velocidade da enxurrada, que culmina em maiores perdas de solo.

Tabela 6 - Coeficientes de correlação linear (r) entre os índices de rugosidade e os logaritmos naturais das perdas de solo e de água nos diferentes tratamentos.

	<i>R1</i>	<i>R2</i>	<i>R3</i>	<i>R4</i>	<i>LS</i>	<i>LD</i>	<i>D</i>	<i>l</i>
Perda de solo	Cultivado com azevém, escarificado, com raízes							
	-0,39	-0,69	-0,70	-0,73	-0,64	-0,89	-0,73	-0,86
	Cultivado com ervilhaca, escarificado, com raízes							
	0,47	-0,84	-0,87	-0,91	-0,86	-0,94	-0,78	-0,95
Perda de água	Não cultivado, escarificado, descoberto							
	-0,68	-0,54	-0,55	-0,41	-0,61	-0,62	-0,84	-0,81
	Cultivado com azevém, escarificado, com raízes							
	0,18	0,02	0,05	-0,01	-0,01	-0,36	0,07	-0,18
Perda de água	Cultivado com ervilhaca, escarificado, com raízes							
	0,11	-0,16	-0,07	-0,26	-0,06	-0,28	-0,23	-0,31
	Não cultivado, escarificado, descoberto							
	-0,45	-0,42	-0,28	-0,10	-0,39	-0,38	-0,91	-0,70

Valores de $r > 0,72$ são considerados significativos ($p < 0,05$)

Fonte: Produção do próprio autor (2015).

Os maiores valores de correlação no tratamento solo cultivado com ervilhaca e naquele onde o solo foi cultivado com azevém são um indicativo de que os índices apresentava diferença no comportamento em relação à variação nas

condições experimentais, conforme constatarem Lado Liñares (1999) e Vidal Vásquez (2002).

A dimensão fractal e a distância de intersecção apresentaram correlação com a perda de solo em todos os tratamentos estudados. Este resultado indica que D e l não representam as mesmas propriedades do microrrelevo que os demais índices calculados e, também, sugerem que eles têm propriedades teóricas que descrevem melhor o comportamento do microrrelevo. Ferreiro et al. (2008) e Vidal Vázquez (2002) relatam que l parece ser um descritor importante da rugosidade do solo.

A diferença limite e o índice $R4$ apresentaram um comportamento semelhante. Conforme apontado por Linden e Van Doren (1986), Lado Liñares (1999), Kamphorst et al. (2000), estes dois índices apresentam similaridades estatísticas e correlações importantes.

Com relação à perda de água, apenas a dimensão fractal apresentou correlação significativa e somente no tratamento solo sem cultivo, descoberto, escarificado. Esse resultado está indiretamente, em contradição com Kamphorst et al. (2000) e Vidal Vásquez (2002), que obtiveram associações lineares significativas entre o armazenamento de água nas microdepressões do solo e os índices LD e $R4$.

7 CONCLUSÕES

1. Os índices estatísticos, geoestatísticos e fractais caracterizam adequadamente a rugosidade superficial do solo. As distribuições de frequência de $R1$, $R3$, $R4$, LD e D apresentam coeficientes de assimetria e/ou curtose, cujos valores são compatíveis com a hipótese de normalidade.
2. Os índices estatísticos, geoestatísticos e fractais comportam-se diversamente nas diferentes condições experimentais, tanto devido à característica própria de cada tratamento quanto à natureza do próprio índice, que contém informações sobre aspectos diferentes da rugosidade superficial do solo.
3. Os índices estatísticos, geoestatísticos e fractais, de modo geral, apresentam altos valores de correlação linear entre si, com exceção do índice $R1$ em algumas situações e do índice D na maioria das situações.
4. Os índices estatísticos, geoestatísticos e fractais apresentam comportamento diferenciado em relação às perdas de água e solo nos diferentes tratamentos; há correlação linear significativa da perda de água somente com o índice D , apenas no tratamento solo não cultivado, escarificado, descoberto; $R1$ não correlaciona com nenhuma das perdas, tanto de água quanto de solo; l e D correlacionam com perda de solo em todos os tratamentos; quase todos os índices, exceto $R1$ correlacionam com perda de solo, no tratamento cultivado com ervilhaca, escarificado, mantido com as raízes da cultura.

8 RECOMENDAÇÕES

Dado o comportamento diferenciado dos índices nas diferentes situações experimentais, é importante que se aprofundem os estudos visando caracterizar de forma mais teórica esses índices, além de serem estudadas outras condições experimentais, como:

- 1) Realizar o experimento para avaliação dos índices em diferentes tipos de solo.
- 2) Realizar o experimento em diferentes condições de manejo do solo.
- 3) Utilizar um rugosímetro a laser e aumentar a grade amostral dos dados de elevação.
- 4) Avaliar a rugosidade original e orientada, além da rugosidade aleatória, com os mesmos índices.
- 5) Utilizar diferentes métodos de cálculos para os índices fractais, como o método RMS e tortuosidade.

REFERÊNCIAS

- ALLMARAS, R. R.; BURWELL, R. E.; LARSON, W. E. **Total porosity and roughness of the interrow zone as influenced by tillage.** [s. l.]: ARS: USDA, 22p. (Cons. Res. Report, 7), 1966.
- ALLMARAS, R. R.; BURWELL, R. E.; HOLT, R. F. Plow-layer porosity and surface roughness from tillage as affected by initial porosity and soil moisture at tillage time. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.** 31: 550-556, 1967.
- ARMSTRONG, A. C. On the fractal dimensions of some transiente soil properties. **J. of Soil Sc.**, 37: 641 – 652, 1986.
- BARBOSA, F. T. et al. Teor de nitrogênio solúvel na água de erosão hídrica em cultura de aveia e ervilhaca em três formas de semeadura. **R. Bras. Ci. Solo**, 33: 439-446, 2009.
- BAVEYE, P; BOAST, C. W. Fractal Geometry, Fragmentation Processes and the Physics of Scale-Invariance: An Introduction, in Fractal in **Soil Sci**, editado por P. Baveye, J.-Y Parlange y B. A. Stewart, 377 p. 1998.
- BERTOLANI, F.C. et al. Variabilidade espacial da rugosidade superficial do solo calculada a partir de diferentes métodos. **Bragantia**, 59:227- 234, 2000.

BERTOL, I.; COGO, N.P.; LEVIEN, R. Cobertura morta e métodos de preparo do solo na erosão hídrica em solo com crosta. **R. Bras. Ci. Solo**, 13: 373-379, 1989.

BERTOL, I. et al. Relações da rugosidade superficial do solo com o volume de chuva e com a estabilidade de agregados em água. **R. Bras. Ci. Solo**, 30: 543-553, 2006.

BERTOL, I. et al. Efeito de escarificação e da erosividade de chuvas sobre algumas variáveis de valores de erosão hídrica em sistemas de manejo de um Nitossolo Háplico. **R. Bras. Ci. Solo**, 32: 747-757, 2008.

BERTOL, I.; BERTOL, C.; BARBOSA, F.T. Simulador de chuva tipo empuxo com braços movidos hidráulicamente: fabricação e calibração. **R. Bras. Ci. Solo**, 36: 6. 1.905-1.910, 2012.

BERTUZZI, P.; RAUWS, G.; COURAULT, D. Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall. **Soil and Til. Res.**, 17: 89-99, 1990.

BURROUGH, P. A. Multiscale sources of spatial variation in soil. I. The application of fractal concepts to nested levels of soil variation. **J. of Soil Sc.**, 34: 577 – 597, 1983 a.

BURROUGH, P. A. Multiscale sources of spatial variation in soil. II. A non-Brownian fractal model and application in soil survey. **J. of Soil Sc.**, 34: 599 - 620, 1983 b.

BURROUGH, P.A. Fractals and Geochemistry. 383 – 406. In **D. Avnir** (ed) The fractal approach to heterogeneous chemistry, John Wiley and Sons Ltd., Chichester, UK, 1989.

BURWELL, R. E.; ALLMARAS, R. R.; AMEMIYA, M. A. Field measurement of total porosity and surface microrelief of soils. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, 27: 697-700, 1963.

CANDURA, G.; CASELLA, A.; SARCINELLI, S. Prove di lavrazione meccanica del terrano a profondità variabile. Vol. 1. **Parte seconda Annata 1955 – 1956**, Atti del Centro Nazionale Meccanico Agricolo, Torino, 107-131, 1957.

COGO, N.P. **Effect of residue cover, tillage-induced roughness and slope length on erosion and related parameters**. Tese de Doutorado. Indiana. Purdue University, West Lafayette, 1981. 346p.

CORREA, I. M. C. et al. Rugosidade da superfície de um Cambissolo húmico relacionada com o preparo e compactação do solo sob chuva natural. **R. Bras. Ci. Solo**, 36: 567-576, 2012.

CURRENCE, H. D.; LOVELY, W. G. The analysis of soil surface roughness. **Trans. Am. Soc. Agric. Eng.**, 13: 710-714, 1970.

DEXTER, A. R. Effect of rainfall on de surface micro-relief of tilled soil. **J. of Terramech.**, 14: 1.11-22, 1977.

ELTZ, F. L. F.; NORTON, L. D. Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage, and canopy cover. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 61: 1. 746-1.755, 1997.

HUANG, C.; BRADFORD, J. M. Application of a laser scanner to quantify soil microtopography. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 56: 14-21, 1992.

HUANG, C.: Quantification of soil microtopography and surface roughness, in: **Fractals in Soil**, edited by: Baveye, P., Parlange, J. Y. and Stewart, B. A., Science, 377 pp., 1998.

KAMPHORST, E. C. et al. Predicting depressionnal storage from soil roughness. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 64: 1.749-1.758, 2000.

KUIPERS, H. A relief meter of soil cultivation studies. **Neth. J. Agr.l Sc.**, 5: 255-262, 1957.

LADO LIÑARES, M. **Cuantificación de la rugosidad orientada y aleatoria mediante índices y su relación com la degradación del microrrelieve del suelo el almacenamiento temporal de agua.** Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 265 p., 1999.

LINDEN, D. R. **A model to predict soil water storage as affected by tillage practices**. Ph.D. Dissertation. Soil Dept., University of Minesota (unpublished). 278 p. 1979.

LINDEN, D. R.; VAN DOREN Jr., D. M. Parameters for characterizing-induced soil surface roughness. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 50: 1550 – 1565, 1986.

MANDELBROT, B. B. **The fractal geometry of nature**, Freeman, San Francisco, 1983.

MANDELBROT, B. B.; VAN NESS, J. W. Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. **J. SIAM.** 10: 422 – 437, 1968.

MARIOTI, J. **Erosão hídrica em cambissolo húmico cultivado com milho e soja sem preparo do solo, nas direções da pendente e em contorno ao declive, comparada ao solo sem cultivo**. Dissertação de Mestrado. Lages, Universidade do Estado de Santa Catarina, 74p. 2012.

MARIOTI, J. et al. Erosão hídrica em semeadura direta de milho e soja nas direções da pendente e em contorno ao declive, comparada ao solo sem cultivo e descoberto. **R. Bras. Ci. Solo**, 37: 1.361-1.371, 2013.

ONSTAD, C. A. Depressional storage on tilled soil surfaces. **Trans. Am. Soc. Agric. Eng.**, 27: 729-732, 1984.

PACHEPSKY, YA A.; CRAWFORD, J. W.; RAWLS, W. J. **Fractal in soil science**. Geoderma 88, 364p. 1999.

PARDINI, G.; GALLART, F. A. Combination of laser technology and fractals to an soil surface roughness. **Eur.J. of Soil Sci.**, 49: 197 – 202, 1998.

PAZ-FERREIRO, J.; BERTOL, I.; VIDAL VÁZQUEZ, E. Quantification of tillage, plant cover, and cumulative rainfall effects on soil surface microrelief by statistical, geostatistical and fractal indices. **Nonlinear Processes in Geophysics** 15: 575-590, 2008.

POTTER, K.N. Soil properties on random roughness decay by rainfall. **Transactions of the ASAE**, 33: 6.1889-1892, 1990.

PORTA, J.; LÓPEZ-ACEVEDO, M.; ROQUERO, C. **Edafología para agricultura y el medio ambiente**. Ediciones Multi-Prensa, Bilbao. 847 p. 1999.

RAMOS, J. C. et al. Influência das condições de superfície e do cultivo do solo na erosão hídrica em um Cambissolo Húmico. **R. Bras. Ci. Solo**, 38: 1.587-1.600, 2014.

RAMOS, J. C. **Cobertura e rugosidade da superfície na proposição de indicadores de qualidade de um Cambissolo Húmico relacionados ao controle da erosão hídrica**. Tese de Doutorado. Lages, Universidade do Estado de Santa Catarina, 200p. 2015

RAMOS, J. C. **Erosão hídrica influenciada pelo cultivo, cobertura do solo por resíduos culturais e rugosidade superficial, em um Cambissolo Húmico.** Dissertação de Mestrado. Lages, Universidade do Estado de Santa Catarina, 84p. 2013

R Core Team R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org/>. 2013.

RÖMKENS, M. J. M.; WANG, J. Y. Effect of tillage on soil roughness. **Trans. Am. Soc. Agric. Eng.**, 29: 429-433, 1986.

SAS Institute Inc® SAS Ver. 9.1 . 3 SAS Institute Inc.: Cary, NC, USA. Lic. UDESC. 2003.

SCHICK, J. et al. Erosividade das chuvas de lages, santa catarina. **R. Bras. Ci. Solo**, 38: 1890-1905, 2014.

VIDAL VÁZQUEZ, E. **Influencia de la precipitación y el laboreo en la rugosidad del suelo y la retención de agua em microdepresiones.** Thesis Ph.D. Coruña: Universidade da Coruña, 2002. 430p.

VIDAL VÁZQUEZ, E.; MIRANDA, J. G. V.; PAZ GONZÁLEZ, A. Describing soil surface microrelief by

crossover length and fractal dimension. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v.14, p.223-235, 2007.

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: NOVAIS, R.F.; ÁLVAREZ, V.H.; SCHAEFER, G.R. (Ed.). **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p. 1-54, 2000.

VIVAS MIRANDA, J. G. **Análisis fractal del microrrelieve del suelo**. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 313p. 2000.

ZOLDAN JUNIOR, W. A. et al. Rugosidade superficial do solo formada por escarificação e afetada pela erosividade da chuva. **R. Bras. Ci. Solo**, 32:353-362, 2008.