

Estudo da rugosidade superficial do solo para diferentes tipos de coberturas e sistemas de manejo do solo

Autor: Douglas Henrique Bandeira

Tesis doctoral UDC/ Año 2019

Directores: Marcos Lado Liñares

Ildegardis Bertol

Tutor: Marcos Lado Liñares

Programa De Doctorado En Investigación Agraria Y Forestal



Programa De Doctorado En Investigación Agraria Y Forestal

Tesis Doctoral

Estudo da rugosidade superficial do solo para diferentes tipos de
coberturas e sistemas de manejo do solo

Douglas Henrique Bandeira

Septiembre 2019

D. Marcos Lado Liñares, Profesor da Universidade da Coruña, A Coruña, España y
D. Ildegardis Bertol, Profesor Titular del Departamento de Solos, de la facultad de
Agronomía, del Centro de Ciências Agroveterinárias de la Universidade do Estado de Santa
Catarina (UDESC), Brasil

CERTIFICAN

Que la presente memoria titulada: “**Estudo da rugosidade superficial do solo para diferentes tipos de coberturas e sistemas de manejo do solo**”, que para optar al grado de Doctor por la Universidade da Coruña presenta **D. Douglas Henrique Bandeira**, ha sido realizada bajo nuestra dirección y supervisión dentro del Programa Oficial de Doctorado en Investigación Agraria y Forestal.

Considerando que constituye trabajo de Tesis Doctoral, autorizamos su presentación.

Y para que así conste, firmamos el presente certificado en A Coruña, ee 06 de septiembre de 2019.

Fdo.: Marcos Lado Liñares

Fdo.: Ildegardis Bertol

DEDICO

À minha família, principalmente ao meu pai Vivaldino Bandeira e minha mãe Sandra Aparecida de Moraes Prudêncio, meus irmãos e sobrinhos.

ÍNDICE

ÍNDICE	I
ÍNDICE DE TABELAS	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VII
AGRADECIMENTOS	IX
RESUMO	XII
ABSTRACT	XV
RESUMEN	XVIII
RESUMO	XXI
RESUMEN EXTENDIDO	XXIV
1. - ANTECEDENTES E JUSTIFICATIVA	XXIV
2.- OBJETIVOS	5
2.1.- GERAL	5
2.2.- ESPECÍFICOS	5
3.- CAPÍTULO I – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1.- EROÇÃO DO SOLO	7
3.2.- EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLO – EUPS	12
3.3.- ASPECTOS GERAIS DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO	18
3.4.- COMPORTAMENTO DA RUGOSIDADE DO SOLO EM DIFERENTES CONDIÇÕES EXPERIMENTAIS	22
3.5.- MÉTODOS DE OBTENÇÃO DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO	25
3.5.1.- Perfilômetro ou rugosímetro de hastes	25
3.5.2.- Técnicas acústicas	28
3.5.3.- Métodos telemétricos	29
3.5.4.- Fotogrametria	32
3.6.- QUANTIFICAÇÃO DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO	36
3.6.1.- Rugosidade aleatória (RR)	37
3.6.2.- Índices Geoestatísticos	40
3.6.2.1.- Diferença Limite e Declividade Limite	40

3.6.2.2.- Índices baseados nos parâmetros dos semivariogramas _____	42
3.6.3.- Fractais e multifractais _____	46
3.6.3.1.- Índices monofractais _____	52
3.6.3.2.- Índices multifractais _____	56
3.7.- CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO MICRORRELEVO NO SOLO _____	64
3.7.1.- Métodos de cálculo _____	66
3.7.2.- Estimativa mediante índices de rugosidade _____	66
3.8.- SISTEMAS DE PREPARO DO SOLO _____	75
4.- CAPÍTULO II – Estudo 1: Comparação em laboratório e campo de dois métodos de obtenção da rugosidade superficial e sua relação com a erosão hídrica _____	77
4.1.- INTRODUÇÃO _____	77
4.2.- MATERIAL E MÉTODOS _____	80
4.2.1.- Ensaio em laboratório _____	80
4.2.1.1.- Caracterização do solo utilizado _____	80
4.2.1.2.- Disposição do ensaio laboratorial _____	81
4.2.1.3.- Determinação da rugosidade superficial _____	82
4.2.1.3.1.- Rugosímetro a laser _____	82
4.2.1.3.2.- Método fotogramétrico _____	83
4.2.1.4.- Simulador de chuva _____	84
4.2.1.5.- Índices de rugosidade e capacidade de armazenamento de água _____	86
4.2.2.- Ensaio de campo _____	87
4.2.2.1.- Localização e caracterização dos solos utilizados _____	87
4.2.2.2.- Disposição do ensaio no campo _____	89
4.2.2.3.- Determinação da rugosidade superficial _____	90
4.2.2.4.- Simulações de chuvas _____	91
4.2.2.5.- Cálculo das perdas de solo e água _____	92
4.2.2.6.- Determinação dos índices de rugosidade e capacidade de armazenamento de água _____	94
4.3.- RESULTADOS E DISCUSSÃO _____	95
4.3.1.- Comparação de métodos em laboratório _____	95
4.3.1.1.- Rugosidade aleatória (RR) _____	97
4.3.1.2.- Índices baseados na geoestatística _____	100

4.3.1.3.- Índices multifractais_____	105
4.3.1.4.- Armazenamento em microdepressões_____	113
4.3.2.- Resultados em campo_____	116
4.3.2.1.- Rugosidade aleatória (RR)_____	116
4.3.2.2.- Índices baseados na geoestatística_____	118
4.3.2.3.- Índices multifractais_____	124
4.3.2.4.- Armazenamento em microdepressões_____	129
4.3.2.5.- Comparação entre índices e a capacidade de armazenamento __	131
4.3.2.6.- Comparação entre solos no controle da erosão hídrica _____	133
4.4.- CONCLUSÕES _____	141
5.- CAPÍTULO III – Estudo 2: Estudo da erosão hídrica, da rugosidade superficial e de atributos do solo em função de seu preparo com diferentes trações e implementos _____	142
5.1.- INTRODUÇÃO _____	142
5.2.- MATERIAL E MÉTODOS _____	144
5.2.1.- Localização e caracterização da área experimental _____	144
5.2.2.- Descrição das unidades experimentais e tratamentos _____	145
5.2.2.1.- Construção das parcelas de erosão _____	145
5.2.2.2.- Condições de preparo _____	145
5.2.2.3.- Condições de cobertura _____	146
5.2.3.- Aplicação das chuvas simuladas _____	147
5.2.4.- Determinação dos atributos físicos do solo _____	150
5.2.4.1.- Permeabilidade, porosidade, densidade aparente e teor de umidade _____	150
5.2.4.2.- Rugosidade superficial e armazenamento em microdepressões _	153
5.2.5.- Determinações da taxa de enxurrada e perdas de solo _____	154
5.2.6.- Análise estatística dos dados _____	155
5.3.- RESULTADOS E DISCUSSÃO _____	156
5.3.1.- Permeabilidade, porosidade, densidade e teor de umidade _____	156
5.3.2.- Rugosidade superficial_____	161
5.3.2.1.- RR _____	161
5.3.2.2.- Índices baseados na geoestatística_____	163
5.3.2.3.- Índices multifractais_____	169

5.3.2.4. Armazenamento em microdepressões _____	179
5.3.3.- Comparação entre índices e a erosão hídrica _____	182
5.3.4.- Perdas de solo e taxa de escoamento _____	184
5.4.- Conclusões _____	189
6.- CONCLUSÕES FINAIS _____	190
7.- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____	196
8.- ANEXOS _____	220

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.- Propriedades gerais do solo utilizado na etapa de laboratório _____	81
Tabela 2.- Propriedades gerais do solo utilizado na etapa de campo _____	89
Tabela 3.- Parâmetros de precisão e densidade de pontos dos modelos de elevação digital, obtidos com diferentes métodos de medida. _____	96
Tabela 4.- Número de pontos de leitura da rugosidade superficial do solo e tempo de obtenção para cada método _____	97
Tabela 5.- Índice de rugosidade aleatória nos dois métodos estudados para superfícies com diferentes rugosidades, antes e após o evento de precipitação. _____	99
Tabela 6.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois da simulação de precipitação. _____	103
Tabela 7.- Capacidade de armazenamento de água nas microdepressões obtidas através de dois métodos, antes e depois de um evento de precipitação _____	114
Tabela 8.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois de quatro simulação de precipitação _____	123
Tabela 9.- Estimativas dos coeficientes de correlação de Pearson entre as 10 superfícies estudadas (antes e depois da simulação de chuva) para os dois métodos estudados _	132
Tabela 10.- Tempo de início da enxurrada (TIE), taxa de perda de solo (PS) e perda de água (PA), concentração de sedimentos na enxurrada (Cs) e taxa constante de infiltração (TCI) _____	136
Tabela 11.- Comparação e classificação dos tratamentos da condutividade hidráulica saturada (Ks), antes e após as simulações de chuva, a 0-0,05 m de profundidade do solo (média das repetições) _____	157
Tabela 12. Macroporosidade, microporosidade e porosidade total na camada de 0,0 - 5,0 cm, antes da instalação do experimento e após o término do experimento (média de três repetições). _____	159
Tabela 13.- Densidade aparente do solo antes da instalação do experimento e após o término do experimento (média de três repetições) _____	161
Tabela 14.- Rugosidade aleatória em diferentes sistemas de preparo do solo e condição de superfície, antes depois de uma série de três chuvas simuladas (média das repetições) _____	162

Tabela 15.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois da simulação de precipitação (média das repetições) _____	167
Tabela 16.- Parâmetros da dimensão generalizada D_q para os momentos $q = -30$, $q = 0$, $q = 1$ e $q = 2$ e $q = 30$, para os diferentes sistemas de manejo e condições de cobertura _____	176
Tabela 17.- Parâmetros fractais do espectro de singularidade para os diferentes sistemas de manejo e condições de cobertura _____	179
Tabela 18.- Capacidade de armazenamento de água nas microdepressões da superfície do solo nos diferentes sistemas de preparo do solo e condições de superfície (média das repetições) _____	181
Tabela 19.- Coeficiente de correlação linear (Pearson) entre as perdas de solo, água e capacidade de armazenamento no microrrelevo do solo, nos três sistemas de manejo do solo (ESC;AR+GR;AR) e três condições de superfície (SC, TA, CC) com os parâmetros de rugosidade estudados _____	183
Tabela 20.- Parâmetros relacionados com a erosão hídrica em diferentes sistemas de preparo do solo e condições de superfície do solo (média das repetições) _____	187

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Morfologia dos processos de sulco, ravinas e voçorocas_____	8
Figura 2 A) Imagens de um rugosímetro de hastes em operação no campo e, B) o rugosímetro com uma câmera fotográfica acoplada. Fonte: Bertol et al. (2008). _	27
Figura 3.- A) Exemplo de disposição do suporte para sustentação do alto-falante e, B) driver e medidor de nível de pressão sonora da onda incidente e refletida. Fonte: Freire et al., 2014._____	29
Figura 4.- Imagem do rugosímetro a laser em campo e laboratório. _____	30
Figura 5.- Imagem de uma nuvem de pontos formada a partir do algoritmo SFM.	34
Figura 6.- Esquema de um semivariograma e os parâmetros que o definem. ____	44
Figura 7.- Função De Partição _____	58
Figura 8.- Função do expoente de massa _____	59
Figura 9.- Função do espectro de singularidade _____	60
Figura 10.- Função da dimensão generalizada _____	61
Figura 11.- Diagrama esquemático ilustrando duas formas diferentes de partição de um espacio bidimensional (“box counting” y “gliding box”) _____	62
Figura 12.- Diagrama esquemático ilustrando duas formas diferentes de partição de um espacio bidimensional (“box counting” y “gliding box”). _____	62
Figura 13.- Descrição da superfície das microdepressões mediante triangulação (Mitchell & Jones, 1976). Fonte: Vidal-Vázquez, (2002). _____	68
Figura 14.- Representação de uma depressão simples (a) e, de uma depressão complexa de segunda ordem (b). x: ponto mais baixo das depressões; PD: ponto de transborde; PDC: ponto de drenagem compartilhada. (Ullah e Dickinson, 1979a). Fonte: Vidal-Vázquez, (2002). _____	72
Figura 15.- (a) Codificação utilizada para distinguir as 8 direções de fluxo possíveis; (b) atribuição de direção de fluxo pela regra de maior declividade ____	73
Figura 16.- Representação de duas bandejas e de uma parcela de campo submetidas a leitura do rugosímetro a laser _____	83
Figura 17.- Representação de uma bandeja de baixa rugosidade submetidas a captação de imagem para uso da fotogrametria. _____	84
Figura 18.- A) Sistema de aspersor gerador de chuva e, B) Simulador de chuva sobre uma bandeja de rugosidade. _____	85

Figura 19.- Localização da área de estudo em campo na cidade de La Coruña, Espanha. Fonte: Google Maps. _____	88
Figura 20.- Modelo das parcelas construídas no campo _____	90
Figura 21.- Semivariogramas experimentais e modelos ajustados para as cinco superfícies com distintas rugosidades superficiais obtidas através de dois métodos distintos (antes e depois de um evento de chuva simulada) _____	101
Figura 22.- Relação entre o patamar e a rugosidade aleatória, RR, das superfícies estudadas. _____	104
Figura 23. Parâmetros da dimensão generalizada Dq para os momentos $q = -30$, $q = 0$, $q = 1$, $q = 2$ e $q = 30$, das cinco superfícies em laboratório. _____	108
Figura 24.- Semivariogramas ajustados de rugosidade superficial para os três tratamentos, antes e depois da série de chuvas. Leitura com rugosímetro a laser (A) e fotogrametria (B). _____	120
Figura 25.- Espectro multifractal da rugosidade superficial do solo antes e depois da série de chuvas. Leitura com fotogrametria (A) e rugosímetro a laser (B) ____	125
Figura 26.- Parâmetros da dimensão generalizada Dq para os três tratamentos de campo _____	127
Figura 27.- Capacidade de armazenamento de água no microrrelevo do solo nas superfícies estudadas no campo _____	130
Figura 28.- Comportamento das taxas de perdas de solo para os três tratamentos estudado, em relação ao tempo de cada uma das quatro chuvas. _____	137
Figura 29.- Comportamento das taxas de perdas de água para os três tratamentos estudado, em relação ao tempo de cada uma das quatro chuvas. _____	139
Figura 30.- Localização da área de estudo na cidade de Bragança, Portugal. ____	144
Figura 31.- Modelo da unidade experimental. B) Estrutura implantada durante os testes de chuva simulada. _____	145
Figura 32.- Simulador de chuva e sua calibração no laboratório (A) e no campo (B). _____	148
Figura 33.- Imagens do ensaio de permeabilidade no permeâmetro utilizado ____	151
Figura 34.- Semivariogramas ajustados de rugosidade superficial para os tratamentos, condições de superfície e repetições, antes e depois da série de chuvas. _____	164

Figura 35.- Relação entre o patamar e a rugosidade aleatória, RR, das superfícies estudadas. _____	169
Figura 36.- Espectros de singularidade do tratamento 1 (escarificação) para as três condições de superfície. Antes e Depois da aplicação dos testes de chuva simulada. _____	171
Figura 37.- Espectros de singularidade do tratamento 2 (arado + grade) para as três condições de superfície. Antes e Depois da aplicação dos testes de chuva simulada. _____	172
Figura 38.- Espectros de singularidade do tratamento 3 (arado) para as três condições de superfície. Antes e Depois da aplicação dos testes de chuva simulada. _____	173

AGRADECIMENTOS

Durante o período de realização desta tese de doutorado recebi a ajuda, o apoio e a motivação de muitas pessoas que, de alguma forma, contribuíram para a concretização deste trabalho. É impossível nomear a todos que participaram dessa conquista. No entanto, também é impossível não mencionar alguns que tanto contribuíram para o meu crescimento profissional e pessoal.

Primeiramente agradeço a Deus pelo dom da vida.

Aos meus pais, Vivaldino Bandeira e Sandra Aparecida de Moraes Prudêncio, pela educação que recebi, que recebo e que ainda receberei, pelo apoio, exemplo, e demonstrações de superação, principalmente pelo incentivo à continuidade dos estudos, permitindo-me chegar ao título de Doutor.

Aos meus irmãos, Mayki, Fabiana e Francielly, pelo amor e compreensão dispendidos nos momentos em que não pude estar junto a eles.

Ao Dr. Antonio Paz González, pela disponibilidade, aceitação e atenção constante no período em que estive ingresso no grupo de investigação *Aquasol*.

Aos diretores desta tese, Dr. Marcos Lado Liñares e Dr. Ildegardis Bertol, pela oportunidade de realizar esse trabalho, pela inspiração e pelos ensinamentos que levarei para a vida. Pela eficaz e segura orientação que contribuíram para o meu crescimento profissional.

Ao professor Dr. Tomás De Aquino Figueiredo, pelo apoio, amizade e pelos tantos conhecimentos compartilhados, uma pessoa inspiradora que tive o prazer de conhecer.

Aos meus sobrinhos, Bianca, Guilherme, Beatriz, Kaio e Sofia, por promover, ainda que a distância, a renovação das minhas forças, através das suas purezas e por sempre me fazer recordar dos valores que realmente importam na vida.

Aos meus demais parentes, que de alguma forma contribuíram e me ajudaram nessa jornada até aqui, em especial ao meu cunhado, Everson Neckel, recebam os meus mais sinceros agradecimentos.

Aos amigos, em especial a Luis Edgar Cajal Quiñones, um irmão que a vida me presenteou. Carlos Cuesta Espiñeira, que nunca mediu esforços para me ajudar quando no meu período de adaptação, outro irmão que levarei para a vida toda. Edidalber Alves dos Santos, quem compartilhei casa no meu período em La Coruña.

Aos amigos da república Arapuca, que mesmo à distância, sempre manifestaram apoio e carinho por mim.

Aos colegas do grupo de investigação *Aquasol*, em especial a Rosane e Aitor, por compartilhar seus conhecimentos, pela amizade e pela atenção comigo durante todo o período em que estive em La Coruña.

Por fim, deixo aqui meus agradecimentos à instituição que financiou meus estudos doutorais, Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, fundação vinculada ao Ministério da Educação do Brasil, à Universidade da Coruña, Espanha, ao Instituto Politécnico de Bragança, Portugal, e ao Centro de Investigación Científica Avanzada, pela estrutura disponibilizada para a realização deste estudo.

A todos, muito obrigado!

RESUMO

A rugosidade superficial do solo possui importância nos processos erosivos, principalmente em áreas agrícolas, pois está diretamente relacionado com a geração ou redução do escoamento superficial o que, por sua vez, pode ocasionar o transporte dos sedimentos e a redução da fertilidade do solo na camada superficial. Existem vários métodos utilizados para a medição da rugosidade superficial do microrrelevo do solo. Além disso, os componentes verticais e horizontais da microtopografia do solo têm sido caracterizados por diferentes metodologias. Assim, o índice de rugosidade aleatória, RR, é o índice mais utilizado para representar a componente vertical da microtopografia do solo, no entanto, para efeitos de modelagem do microrrelevo, é importante levar em consideração o efeito da posição espacial desse microrrelevo. Por essa razão, a geoestatística e a análise multifractal também foram aplicadas. O objetivo geral desse trabalho foi determinar valores de rugosidade, por meio de dois métodos distintos, e de outros atributos da superfície do solo, em sistemas de preparo de solo e condições de superfície e relacioná-los à capacidade de armazenamento de água no microrrelevo e à erosão hídrica. O trabalho foi separado por etapas. A primeira etapa foi dedicada à comparação de métodos, em bandejas de laboratório e em parcelas de campo, de dois métodos não invasivos do solo, considerando a sua precisão, erros na estimativa dos valores, número de leituras por unidade de área e tempo de obtenção das medidas. Ainda, para promover a alteração do microrrelevo e a capacidade de cada método em detectar essas alterações, foram aplicados testes de chuva simulada, de intensidade de 63 mm h^{-1} , nas parcelas de estudo, com dimensões de 1 m^2 . Em laboratório utilizou-se um único tipo de solo. Em campo, além do monitoramento da rugosidade superficial, a erosão hídrica também foi quantificada, utilizando solos com texturas distintas, comuns na região da

Galícia, Espanha, local da pesquisa. Os valores de RR variaram entre 14,23 e 38,02 mm, similares aos encontrados na literatura para a mesma condição de preparo do solo. A rugosidade superficial apresentou alta dependência espacial, tanto em superfícies preparadas em laboratório, como no campo. Em laboratório, o efeito da chuva simulada foi mais nítido em superfícies com alta rugosidade. A técnica da fotogrametria se demonstrou mais efetiva em todos os critérios considerados, em relação ao rugosímetro a laser, sendo mais indicado para descrever o efeito acumulativo da chuva sobre o microrrelevo.

Na segunda etapa da pesquisa foi avaliada a rugosidade superficial do solo deixada por diferentes sistemas de preparo agrícola, e sua relação com a erosão hídrica em três condições de superfície do solo, sendo com cobertura por resíduos vegetais, sem cobertura por resíduos vegetais e a rugosidade superficial deixada pelo uso da tração animal, em parcelas de 1 m² com três repetições cada. A erosão hídrica foi quantificada pela aplicação de uma série de três chuvas simuladas em cada parcela, também de intensidade de 63 mm h⁻¹. Os valores de RR variaram entre 1,02 e 1,43, onde, em geral, ficaram abaixo dos valores encontrados na literatura para as mesmas condições de preparo. Os preparos do solo e as condições de cobertura estudados influenciaram nos atributos físicos do solo e nas perdas de solo e água. Em geral, a escarificação apresentou maiores valores de porosidade total, menor densidade aparente e, conseqüentemente, menores perdas de solo, ainda que em relação a rugosidade do solo, esse preparo tenha apresentado menor valor do que as superfícies preparadas com uma aração somente. Entre as condições de superfície, a cobertura superficial por resíduos vegetais apresentou valores expressivamente menores de perda de solo e água, em relação aos demais, confirmando a importância da proteção do solo na redução dos processos erosivos e manutenção das condições físicas do solo. Ao analisar a relação linear entre os diferentes

índices de rugosidade, com a capacidade de armazenamento de água no solo, os índices multifractais Dq_{-30} e α_{max} , relacionados com agregados de menores dimensões, o parâmetro de ajuste do semivariograma patamar e o RR apresentaram maiores valores, sendo que ambos podem ser utilizados para representar a rugosidade superficial, podendo ser aplicados em modelos de predição da erosão hídrica.

RESUMEN

La rugosidad de la superficie del suelo es un factor importante para los procesos erosivos, especialmente en las áreas agrícolas, ya que está directamente relacionada con la generación y la intensidad de la escorrentía, lo que a su vez puede ocasionar el transporte de sedimentos y reducir la fertilidad del horizonte superficial del suelo. Se dispone de varios métodos para medir la rugosidad superficial del microrelieve del suelo. Además, para caracterizar los componentes vertical y horizontal de la microtopografía del suelo se emplean diferentes metodologías. En general, el índice de rugosidad aleatorio, RR, es el índice más utilizado para representar la componente vertical de la microtopografía, sin embargo, para modelar el microrrelieve, es importante tener en cuenta el efecto de la componente espacial del mismo. Por esta razón, también se calcularon índices basados en la geoestadística y el análisis multifractal. El objetivo general de esta tesis doctoral consistió en medir la rugosidad del suelo mediante dos métodos distintos, al tiempo que se determinaban otros atributos de la superficie del suelo en diferentes sistemas de labranza y condiciones de la superficie, relacionándolos con la capacidad de almacenamiento de agua en microdepresiones y con la erosión hídrica. El trabajo fue llevado a cabo en dos etapas. En la primera etapa se compararon dos métodos no invasivos de obtención de la microtopografía (fotogrametría y rugosímetro laser), en laboratorio y campo, considerando su precisión, errores en la estimación de valores, número de lecturas por unidad de área y tiempo empleado para obtención de las medidas. Además, para inducir la degradación del microrelieve y evaluar la capacidad de cada método para detectar la atenuación de las diferencias topográficas, se aplicaron sucesivos eventos de lluvia simulada con 63 mm h^{-1} de intensidad a parcelas de 1 m^2 de superficie. En el laboratorio se estudió un solo tipo de suelo. En campo se utilizaron suelos con texturas distintas, comunes en la región de Galicia, España, para determinar no solo la

rugosidad de la superficie, sino también la erosión hídrica. Los valores de RR medidos durante esta etapa oscilaron entre 14,23 y 38,02 mm, siendo similares a los encontrados en la literatura para condiciones de labranza del suelo similares. La rugosidad superficial presentó una gran dependencia espacial, tanto en las superficies preparadas en laboratorio como en campo. En el laboratorio, el efecto de la lluvia simulada fue más importante en superficies con alta rugosidad. La técnica de fotogrametría fue más efectiva en todos los criterios considerados en relación al rugosímetro laser, siendo más indicada para describir el efecto acumulativo de la lluvia en el microrelieve.

En la segunda etapa se evaluó la rugosidad de la superficie resultante del empleo de diferentes sistemas de labranza, y su relación con la erosión hídrica en tres condiciones de labranza y cubierta del suelo, tracción mecánica y residuos vegetales, tracción mecánica sin residuos vegetales y tracción animal, usando parcelas de 1 m², y tres repeticiones en cada una de ellas. La erosión hídrica se cuantificó aplicando una secuencia de tres lluvias simuladas sucesivas en cada parcela, con una intensidad de 63 mm h⁻¹. Los valores de RR variaron de 1.02 a 1.43 mm, de modo que están por debajo de los valores generalmente obtenidos en la literatura para condiciones similares de labranza. Las condiciones de labranza y cobertura de los suelos estudiados influyeron en los atributos físicos del mismo y en las pérdidas de suelo y agua. En general, la escarificación con tracción mecánica presentó valores más altos de porosidad total, menor densidad aparente y, en consecuencia, menores pérdidas de suelo, aunque en relación con la rugosidad del suelo, este tratamiento tuvo un valor más bajo que las superficies preparadas con un solo pase de arado. La cubierta de la superficie por residuos vegetales presentó valores sustancialmente más bajos de pérdida de suelo y agua que la ausencia de cubierta lo que confirma la importancia de la protección del suelo para reducir los procesos de erosión y mantener las condiciones físicas del mismo. Al analizar la relación lineal entre los

diferentes índices de rugosidad, la capacidad de almacenamiento de agua del suelo, los índices multifractales D_{q-30} y α_{max} , asociados a los agregados de menor tamaño, el parámetro meseta del semivariograma y la rugosidad aleatoria, RR, presentaron valores de correlación más altos: por tanto estos índice pueden ser usados para representar la rugosidad de la superficie y también como datos de entrada en modelos de predicción de erosión hídrica.

ABSTRACT

Soil surface roughness is an important factor in erosive processes, especially in agricultural areas, as it is directly related to runoff generation and intensity, which in turn can lead to sediment transport and reduction of soil surface horizon fertility. Several methods are available to measure the roughness of the soil surface microrelief. In addition, different methodologies are needed to characterize the vertical and horizontal components of soil microtopography. In general, the random roughness index, RR, is the most widely used index to represent the vertical component of soil microtopography. However, for modeling the effects of microrelief, it is important also to take into account the effect of the horizontal geometry. For this reason, indices based on geostatistics and multifractal analysis also have been calculated. The main objective of Ph. D. thesis was to determine soil surface roughness using two different methods, while other soil surface attributes were recorded, in different soil tillage systems and surface conditions to reveal relationships between these attributes and microdepression water storage capacity as well as ~~and to~~ water erosion. The experimental work was performed in two different phases. The first step was devoted to the comparison of two non-invasive methods of soil microtopography (photogrammetry and laser diffraction), both under laboratory and field conditions, for assessing their accuracy, errors of value, estimation, number of readings per unit area and time needed to perform measurements. Also, successive simulated rainfall tests with an intensity of 63 mm h^{-1} were applied to the study plots, with dimensions of 1 m^2 for promoting decline of soil microrelief, in order to test the ability of each method to detect decreasing topographical difference of the studied plots. In the laboratory samples from only soil type were studied. Under field conditions, soils with different textures, which are common in the region of Galicia, Spain, were tested to monitor not only surface roughness, but also water erosion. Values of RR ranged from

14.23 to 38.02 mm, and were of the same order of magnitude than those found in the literature for similar soil tillage condition. Soil surface roughness exhibited a strong spatial dependence, in the surfaces prepared both, at the laboratory and at the field. Under laboratory conditions, the effect of simulated rain was higher for surfaces with high initial surface roughness. The photogrammetry technique was more efficient following all the considered criteria than the laser roughness meter, so that it was more reliable to describe the cumulative effect of rainfall on soil microrelief.

In the second step these research, the soil surface roughness left by different tillage systems and the relationship between roughness and water erosion were evaluated; three different soil surface conditions were studied, mechanical traction on soil covered by vegetal residues, mechanical traction on bare soil without vegetal residues and animal traction; plots of in 1 m^2 with three repetitions each were used. Water erosion was quantified by applying a series of three successive simulated rainsfall on each plot, also with an intensity of 63 mm h^{-1} . Values of RR ranged from 1.02 to 1.43, so that they were below the values most commonly found in the literature for similar conditions. Soil tillage and soil cover conditions influenced the soil physical attributes studied and also of soil and water losses. In general, the chisel plowing resulted in higher values of total porosity, lower bulk density and, subsequently, lower soil losses, although the soil surface roughness of this treatment was lower than that of the surfaces obtained with a single plowing. Surface cover by crop residues resulted in significantly lower values of soil and water loss than treatments without soil cover, corroborating the importance of soil protection in reducing erosion processes and maintaining soil physical conditions. The linear relationship between different roughness indices and soil water storage capacity, showed that RR, the sill parameter of the semivariogram an multifractal indices Dq_{-30} and α_{-30} exhibited higher correlations; therefore, these indices may be used to evaluate soil

surface roughness and they also can be used as input data in water erosion prediction models.

RESUMO

A rugosidade superficial do solo resulta de gran importancia nos procesos erosivos, principalmente nas áreas agrícolas, xa que está directamente relacionada coa xeración ou redución do escoamento superficial que pode ocasionar o transporte dos sedimentos e a diminución da fertilidade do solo na camada superficial. Existen varios métodos para a medida da rugosidade superficial do microrrelevo do solo e os compoñentes verticais e horizontais da microtopografía do solo poden ser caracterizados utilizando diferentes metodoloxías. O índice de rugosidade aleatoria, RR, é o índice máis utilizado para representar a compoñente vertical da microtopografía do solo, emporiso, para o modelado do microrrelevo, é importante considerar o efecto da posición espacial dese microrrelevo mediante o uso de ferramentas xeostatísticas e a análise multifractal. O obxectivo xeral deste traballo foi determinar os valores de rugosidade, mediante dous métodos distintos, e doutras propiedades da superficie do solo, con diferentes sistemas de preparación e condicións da superficie do solo e relacionalos coa capacidade de almacenamento de auga no microrrelevo e a erosión hídrica. O traballo foi realizado por etapas. A primeira etapa incluíu a comparación, en bandexas de laboratorio e en parcelas de campo, de dous métodos non invasivos do solo, considerando a súa precisión, os erros na estimativa dos valores, o número de lecturas por unidade de área e o tempo de obtención das medidas. Posteriormente, para favorecer a alteración do microrrelevo e a capacidade de cada método para detectar esas alteracións, aplicáronse varios tests de chuvia simulada cunha intensidade de 63 mm h^{-1} , nas parcelas de estudo, con dimensión de 1 m^2 . No laboratorio utilizouse un único tipo de solo. No campo, ademais de estudar a rugosidade superficial, avaliouuse a erosión hídrica en solos con diferentes texturas, comúns na rexión de Galicia, España, lugar do estudo. Os valores de RR variaron entre 14,23 e 38,02 mm, e foron similares aos atopados na bibliografía para a mesma condición de preparación do solo. A

rugosidade superficial presentou unha gran dependencia espacial, tanto nas superficies preparadas no laboratorio, como no campo. No laboratorio, o efecto da chuvia simulada foi máis evidente nas superficies con alta rugosidade. Para todas as variables consideradas, a técnica da fotogrametría foi máis efectiva que o rugosímetro láser, resultando este máis indicado para describir o efecto acumulativo da chuvia sobre o microrrelevo.

Na segunda etapa da investigación foi avaliada a rugosidade superficial do solo debida aos diferentes sistemas de preparación agrícola e a súa relación coa erosión hídrica para tres condicións de superficie do solo: con cobertura de residuos vexetais, sen cobertura de residuos vexetais e a rugosidade superficial resultado do uso de tracción animal, en parcelas de 1 m² con tres repeticións. A erosión hídrica foi cuantificada tras cada unha das tres chuvias simuladas por parcela, cunha intensidade de 63 mm h⁻¹. Os valores de RR variaron entre 1,02 e 1,43, sendo, de xeito xeral, menores aos valores encontrados na bibliografía para as mesmas condicións de preparación do solo. Os diferentes tipos de preparación e as condicións de cobertura estudados tiveron influencia nas propiedades físicas do solo e nas perdas de solo e auga. De xeito xeral, a escarificación presentou os maiores valores de porosidade total, menor densidade aparente e, consecuentemente, menores perdas de solo; ademais presentou menor valor de rugosidade que as superficies preparadas unicamente con arado. Tendo en conta as condicións da superficie, a cobertura por residuos vexetais presentou valores menores de perda de solo e auga en relación aos demais, confirmando a importancia da protección do solo na redución dos procesos erosivos e no mantemento das condicións físicas do solo. Ao analizar a relación linear entre os diferentes índices de rugosidade, coa capacidade de almacenamento de auga no solo, os índices multifractais D_{q-30} e α_{max} , o parámetro de axuste do semivariograma meseta e o RR presentaron os maiores valores, polo que poden

ser utilizados para representar a rugosidade superficial, podendo ser aplicados em modelos de predição da erosión hídrica.

ESTUDIO DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL BAJO DIFERENTES COBERTURAS Y SISTEMAS DE MANEJO DEL SUELO

(Estudio da rugosidade superficial do solo para diferentes tipos de coberturas e sistemas de manejo do solo)

RESUMEN EXTENDIDO

1. Introducción

La rugosidad superficial del suelo es un término que se emplea para designar la microtopografía mismo, es decir las irregularidades que definen el microrelieve observado en parcelas de pequeñas dimensiones. El parámetro más frecuentemente usado para caracterizar la rugosidad superficial se denomina rugosidad aleatoria. En contraste con los elementos macroscópicos que permanecen relativamente invariables durante un corto período de tiempo, la microtopografía del suelo puede variar abruptamente en períodos de tiempo corto, como por ejemplo durante las operaciones de laboreo o a favor de eventos importantes de precipitación. La rugosidad superficial depende del tipo de suelo, el contenido de agua del mismo a lo largo del período estudiado, factores climáticos, en particular la altura, frecuencia e intensidad de la precipitación, pero viene afectada sobre todo por el tipo y la magnitud de las operaciones de laboreo.

La rugosidad aleatoria permite caracterizar únicamente la componente vertical del microrrelieve. Sin embargo, la distribución espacial de las microelevaciones y microdepresiones que definen la microtopografía del terreno también es de suma importancia para la caracterización del mismo. Diferentes elementos, de tamaño variable que van desde partículas individuales de arcilla y limo, partículas de arena, agregados, terrones, huellas de laboreo, motivos que definen el relieve y otras variables, contribuyen, en sus respectivas escalas, a la formación de la rugosidad de la superficie del suelo.

La rugosidad de la superficie del suelo afecta a muchas propiedades y procesos, y en particular al almacenamiento de agua en microdepresiones, a la intensidad de infiltración a través del suelo, a la formación de excedente de agua, previo a la erosión, a la intensidad de la escorrentía y al transporte de sedimentos durante eventos erosivos.

La erosión del suelo es un fenómeno caracterizado por el desplazamiento del suelo o las rocas, y puede ser causada por acciones antrópicas o por procesos naturales. En condiciones naturales, la erosión se asocia a agentes como el viento, el agua, la presencia de seres vivos, las variaciones de los suelos y la presencia de otros materiales. En este proceso, las partículas que forman los agregados o terrones del suelo son extraídas y

arrastradas a distancias variables fuera de su lugar de origen. Como resultado de los procesos erosivos, se produce una degradación progresiva del suelo. Los procesos de erosión natural se caracterizan por ser relativamente lentos e intermitentes, aunque recurrentes a lo largo del tiempo (Vidal-Vásquez, 2002). Además, la degradación del suelo se considera progresiva e irreversible porque en parte la masa de suelo que se pierde resulta irrecuperable, dado que el tiempo requerido para volver a formar el suelo perdido es extremadamente largo.

La mayor parte de los estudios sobre la rugosidad superficial del suelo y su evolución han sido motivados por la necesidad de datos para calcular el volumen de agua retenido en las microdepresiones de la superficie del suelo (Linden, 1979; Onstad, 1984; Kamphorst et al., 2000). La evolución de la rugosidad durante la precipitación está condicionada por la degradación de la estructura de la superficie del suelo. Esta degradación es particularmente visible en suelos susceptibles al sellado de la superficie, donde ocurre una reducción no solo de la capacidad de infiltración del agua de lluvia, sino también una disminución en el almacenamiento en microdepresiones

Los suelos en condiciones naturales generalmente tienen una rugosidad superficial baja, principalmente como resultado del alisamiento de la superficie causado por la descomposición de las partículas por las gotas de lluvia o debido al tráfico en la superficie. De acuerdo con Allmaras et al. (1967) y Bertol et al. (1989) cuanto mayor es la intensidad de la movilización del suelo, mayor es su rugosidad, a excepción de la siembra directa.

Por lo tanto, las operaciones de laboreo a través de los diferentes implementos agrícolas existentes juegan un papel importante en el potencial de erosión del suelo en áreas cultivadas, alterando el microrelieve y la cobertura del suelo por residuos de los cultivos en la capa superficial del suelo, a menudo promoviendo su exposición total o parcial a la acción de agentes erosivos.

En los últimos años, las áreas agrícolas han tendido a reemplazar el laboreo o el sistema de labranza combinado con arado y grada, llamado preparación convencional, por sistemas de laboreo conservacionista, ya sean por sistemas de mínima movilización (escarificación) o sistemas sin ninguna movilización (siembra directa). Sin embargo, los estudios sobre la erosión del suelo a nivel local aún son raros, especialmente con respecto a los cambios en las propiedades de la superficie del suelo, como la rugosidad y los atributos físicos, la cantidad y el tipo de residuos de plantas dispuestos en su superficie y acción de los eventos de precipitación.

Existen varios métodos para obtener valores de rugosidad superficial del suelo. En la agricultura, el equipo más antiguo y, por lo tanto, el más utilizado se llama perfilómetro de aguja. Las mediciones del microrelieve usando este método tienen la ventaja de que, además de ser un equipo fácil de construir y transportar, también requiere una operación simple y representa costos mucho más bajos que otras tecnologías. Sin embargo, el principal inconveniente de este tipo de dispositivo es que su funcionamiento requiere un contacto directo y mecánico entre el sistema de medición (aguja) y el suelo, lo que promueve un riesgo sistemático de deformación del microrelieve, como la interrupción de las crestas de los terrones (microelevación) o la penetración de las agujas en el suelo cuando tiene un alto contenido de arcilla y alta humedad, o cuando tiene un alto contenido de arena y poca humedad (microdepresiones).

Para evitar la deformación de la superficie del suelo promovida por los dispositivos de contacto, se han desarrollado dispositivos basados principalmente en sensores ópticos, que permiten realizar mediciones puntuales a lo largo de un transecto mediante emisión de energía electromagnética. Entre estos métodos, los más empleados son aquellos que usan luz infrarroja controlada por computadora y rayos láser, lo que permite mejores evaluaciones de resolución que los métodos de contacto.

Otro método no invasivo, derivado de la técnica de fotogrametría, facilitó la obtención de información con mayor precisión y velocidad a través del procesamiento computacional. Dicho método consiste en la reconstrucción en 3D del modelo real de la superficie del suelo para luego obtener índices de rugosidad. El principal atributo de la técnica de fotogrametría es poder obtener con información tridimensional, a través de la restitución de varias fotografías superpuestas.

Las variaciones en el microrelieve de la superficie como resultado de diferentes operaciones de laboreo y el efecto de la lluvia a lo largo del tiempo se caracterizan comúnmente por índices calculados a partir de medidas de altura de la superficie del suelo. El uso de estos índices proporciona una caracterización objetiva de la superficie del suelo, contribuyendo a la información que facilita la elección de las prácticas de preparo del suelo más adecuadas para cada condición agrícola.

Los diversos índices de rugosidad se obtienen en base a los datos de altura medidos con la ayuda de los equipos mencionados anteriormente, y buscan caracterizar la capacidad de almacenamiento de agua en microdepresiones del suelo. Conocer un índice que se relacione mejor con este atributo de capacidad de almacenamiento de agua en

microrelieve es de fundamental importancia para los estudios de erosión hídrica y aplicación en modelos hidrológicos.

2.- Objetivos e hipótesis.

2.1.- General

Determinar los valores de rugosidad mediante dos métodos y otros atributos de la superficie del suelo en los sistemas de laboreo y las condiciones de superficie y relacionarlos con la capacidad de almacenamiento de agua en el microrelieve y la erosión hídrica, con el objetivo de modelar las pérdidas de suelo en tierras de cultivo y apoyar la planificación del uso de la tierra en bases de conservación para minimizar la erosión.

2.2.- Específicos

- a) Evaluar cuantitativamente la rugosidad superficial del suelo en los sistemas de laboreo y su alteración temporal debido a la aplicación de lluvia simulada.
- b) Establecer relaciones entre los sistemas de laboreo y los atributos del suelo inmediatamente después del preparo y al final de la lluvia simulada.
- c) Establecer relaciones cuantitativas entre la rugosidad superficial del suelo y las pérdidas de suelo y agua causadas por la erosión hídrica en los sistemas de laboreo sometidos a lluvia simulada.
- d) Establecer relaciones cuantitativas entre los atributos de la superficie del suelo y la rugosidad superficial en sistemas de laboreo sometidos a lluvia simulada.
- e) Calcular el volumen de agua retenida en las microdepresiones de la superficie del suelo para los diferentes métodos utilizados.
- e) Sugerir parámetros de rugosidad y otros atributos de la superficie del suelo que puedan servir como indicadores de la calidad física del suelo para una mínima ocurrencia de erosión hídrica en tierras cultivadas.
- f) Aplicar a los datos obtenidos otra forma de interpretación, siendo el uso de la geometría fractal, una de las ramas más recientes de las matemáticas, que difiere de las demás porque no se parece a la forma geométrica convencional.

2.3 Hipótesis de trabajo

- La obtención de valores de rugosidad superficial del suelo está influenciada por el método utilizado, siendo la fotogrametría más eficiente que el rugosímetro láser.

- El efecto de las gotas de lluvia sobre la alteración de la rugosidad superficial es más evidente en superficies con alta rugosidad que en baja, pero en ambas hay una reducción en su valor absoluto.
- La rugosidad de la superficie del suelo está influenciada por los implementos agrícolas utilizados en el preparo de suelos agrícolas.
- El efecto de la cubierta del suelo por los residuos vegetales es beneficioso para mantener la rugosidad de la superficie y reducir los procesos de erosión.
- La tracción animal puede afectar de modo similar a la tracción mecanizada, considerando los cambios de magnitud de los atributos físicos del suelo y las pérdidas de suelo y agua.
- Los índices geoestadísticos y multifractales están más correlacionados con la capacidad de almacenamiento de agua en el microrelieve cuando comparado con el índice de rugosidad aleatorio, RR.

3. Material y métodos.

El trabajo fue separado por etapas. El primer paso se dedicó a la comparación de métodos, en bandejas de laboratorio y parcelas de campo, de dos métodos (fotogrametría y rugosímetro láser), considerando su precisión, errores en la estimación de valores, número de lecturas por unidad de área y tiempo necesario para medir. Además, para promover la alteración del microrelieve y la capacidad de cada método en detectar estas alteraciones, se aplicaron test de lluvia simulada, de intensidad de 63 mm h^{-1} y duración de 60 minutos, en las parcelas de estudio.

En el laboratorio se utilizó un solo tipo de suelo. Las superficies se construyeron en bandejas de 1 m^2 , con diferentes rugosidades, como sigue: i) alta rugosidad, que representa una labranza con el suelo; ii) baja rugosidad, que representa un suelo sin labranza por implementos agrícolas, y; iii) rugosidad media, que representa el intermedio entre los dos anteriores. La rugosidad de la superficie se midió en cada superficie utilizando los dos métodos estudiados antes y después de la aplicación de un test de lluvia simulada.

En el campo, además de monitorear la rugosidad superficial antes y después de la aplicación de una serie de lluvias simuladas, la erosión hídrica también se cuantificó utilizando suelos con texturas distintas, comunes en la región de Galicia, España, el sitio de investigación.

En la segunda etapa de la investigación se evaluó la rugosidad de la superficie del suelo dejada por diferentes sistemas de laboreo agrícola. Se estudiaron tres tipos de implementos: escarificador (T1), arado (T2) y arado + grada (T3) y tres condiciones de superficie: tracción mecanizada y ausencia de cubierta vegetal (SC); tracción mecanizada bajo cubierta vegetal de avena (*Avena strigosa*), (CC) y tracción animal sin cubierta vegetal (TA). Por lo tanto, el estudio consistió en nueve tratamientos y cada uno con três replicas, totalizando 27 parcelas. En cada parcela se aplicaron tres simulaciones sucesivas, con un intervalo de dos horas entre cada una.

Como unidades experimentales, se utilizaron pequeñas parcelas de 1m^2 , instaladas en una área con pendiente media de $0,09\text{ m}^{-1}$. Las pérdidas de suelo y agua bajo lluvia simulada se cuantificaron utilizando un dispositivo similar al descrito por Wilcox et al. (1986). Este simulador fue calibrado para su aplicación en parcelas de lluvia con una intensidad de 63 mm h^{-1} y una duración de 60 minutos, como en el paso anterior.

Las muestras no deformadas de los primeros 5 cm de suelo se recogieron mediante anillos de 5 cm de diámetro y 5 cm de altura para determinar la permeabilidad del suelo, la macroporosidad, la microporosidad, la porosidad total y la densidad aparente. La determinación se realizó mediante una prueba de permeabilidad de laboratorio utilizando un permeámetro de carga constante de circuito cerrado (Hillel, 1998).

Los datos se sometieron a un análisis de varianza y, cuando el tratamiento aplicado tuvo un efecto significativo sobre la variable medida, la prueba de Tukey se utilizó al nivel de significancia de 0.05 para comparar los valores medios. Para analizar las diferencias entre tratamientos, se utilizó el programa estadístico SISVAR 5.6 (Ferreira, 2014).

4. Resultados y discusión

La precisión del método de fotogrametría fue 3,3 veces mayor que el rugosímetro láser, lo que demuestra ser un método más confiable para la adquisición de datos. El error calculado se refiere a la subestimación o sobreestimación del área medida y refleja la sensibilidad de los métodos. En este caso, el error calculado para la fotogrametría fue 2,3 veces menor que las mediciones con el medidor de rugosidad láser. En general, la densidad de puntos promedio de las superficies estudiadas, obtenida por la técnica fotogramétrica, fue 5.6 veces mayor que el rugosímetro láser, que representa un modelo de elevación digital con más detalles y una mayor representación de las condiciones de rugosidad de la superficie real.

Teniendo en cuenta las superficies estudiadas y los dos momentos de lectura, la rugosidad aleatoria, RR, del método de fotogrametría tuvo variación de 14.23 a 38.02 mm, siendo 8% mayor que la variación obtenida del rugosímetro láser, 15.42 y 37.22 mm, como valores mínimo y máximo, respectivamente. Para todas las superficies, el valor de RR medido por fotogrametría antes del evento de precipitación fue mayor que el medidor de rugosidad láser. Lo contrario se verificó después del evento de precipitación, donde para todas las superficies estudiadas el valor de RR con fotogrametría fue menor que el medidor de rugosidad láser. Además, el efecto de la precipitación en las superficies se verificó reduciendo los valores de RR, expresados en%. En general, el método de fotogrametría detectó una reducción de RR de 12,64% mayor que el rugosímetro láser en la media de las superficies. Estos valores revelan que el método de fotogrametría presenta una mayor sensibilidad a los cambios de microrelieve promovidos por un evento de precipitación. Tal sensibilidad se puede atribuir al hecho de que con el método de fotogrametría fue posible construir un modelo de elevación digital desde una precisión 3,3 veces mayor que con el rugosímetro láser.

La rugosidad de la superficie presentó una gran dependencia espacial, tanto en superficies preparadas en laboratorio como en el campo. El parámetro meseta del ajuste de semivariograma se relacionó positivamente con el índice de rugosidad aleatorio, RR, con un R^2 de 0,94 para superficies de laboratorio y de campo.

Además, al analizar los datos a través de la teoría fractal, por los espectros de singularidad y dimensión generalizada, las superficies estudiadas presentaron una tendencia multifractal, y sus valores presentaron una distribución heterogénea más grande para los valores pequeños de altura. En general, entre los índices estudiados, los índices D_{q-30} y α_{\max} fueron mejor relacionados con la capacidad de almacenamiento de agua en el microrelieve, lo que demuestra que la mayor contribución de la capacidad de almacenamiento de agua en microdepressiones está relacionada con los valores más bajos de altura.

Los datos de la segunda etapa presentaron valores RR que oscilaron entre 1.02 y 1.43, donde, en general, estaban por debajo de los valores encontrados en la literatura para las mismas condiciones de preparo. Las condiciones de laboreo y cobertura del suelo estudiadas influyeron en los atributos físicos del suelo y las pérdidas de suelo y agua. En general, la escarificación presentó valores más altos de porosidad total, menor densidad aparente y, en consecuencia, menores pérdidas de suelo, aunque en relación con la rugosidad del suelo, esta preparación tuvo un valor más bajo que las superficies

preparadas con arado. Entre las condiciones de la superficie, la cubierta de la superficie por residuos vegetales presentó valores sustancialmente más bajos de pérdida de suelo y agua que los demás, lo que confirma la importancia de la protección del suelo para reducir los procesos de erosión y mantener las condiciones físicas del suelo. Al analizar la relación lineal entre los diferentes índices de rugosidad con la capacidad de almacenamiento de agua en el microrrelieve, los índices multifractales Dq_{-30} y α_{max} , el parámetro de ajuste del semivariograma de meseta y el RR presentaron valores más altos, los cuales pueden usarse para representar la rugosidad de la superficie y puede aplicarse en modelos de predicción de erosión hídrica.

5. Conclusiones

1. El método de obtención de valores de la rugosidad superficial del suelo mediante técnicas fotogramétricas presenta una mayor precisión en la representación del microrrelieve de la superficie del suelo, una mayor sensibilidad en la detección de cambios y un menor error de medición en comparación con el rugosímetro láser, ambos en escalas milimétricas.
2. Los cambios en el microrrelieve del suelo causados por la serie de precipitaciones simuladas son más pronunciados en superficies con mayor rugosidad de la superficie, reduciéndolos a medida que la rugosidad de la superficie también disminuye.
3. Las pérdidas de suelo y agua están más influenciadas por el tipo y la estructura del suelo que por la rugosidad superficial. Las pérdidas de agua varían en magnitud menos que las pérdidas de suelo entre diferentes tipos de suelo.
4. La aplicación del análisis multifractal para los estudios de rugosidad superficial fue satisfactoria, ayudó a comprender los procesos erosivos y la capacidad de almacenamiento de agua en el microrelieve.
5. Los atributos físicos del suelo están influenciados por los sistemas de laboreo y los tipos de tracción utilizados. Entre los sistemas de laboreo, la escarificación promovió una mayor permeabilidad del suelo, una mayor porosidad total y una menor densidad aparente en relación con la otros preparos. Entre las condiciones de la superficie, el suelo descubierto presentó valores más altos para los mismos atributos.
6. Los sistemas de laboreo con diferentes implementos agrícolas influyen en la rugosidad de la superficie. La preparación del suelo con arado promovió una mayor rugosidad en relación al preparo con escarificador, y este, una mayor rugosidad en relación al preparo

con arado + grada. Para las condiciones de superficie, el suelo descubierto presentó una mayor rugosidad, en relación con los demás, en la media de los sistemas de laboreo.

7. La condición de la superficie del suelo cubierto con residuos de avena negra (Avena strigosa) promovió menores pérdidas de suelo y agua para los diferentes sistemas de labranza en comparación con el suelo desnudo y la tracción animal. Entre los dos tipos de tracción, las preparaciones de tracción animal tuvieron pérdidas de suelo del 28% y pérdidas de agua un 35% más bajas que la tracción mecanizada.

8. Los índices obtenidos del análisis multifractal, $Dq-30$ y α max tuvieron una mejor relación con la capacidad de almacenamiento de agua de microrelieve del suelo, entre todos los índices evaluados, y la proporción no explicada por esta relación fue 20 y 21 %, respectivamente, concluyendo así que la capacidad de almacenamiento de agua está más estrechamente relacionada con los valores más pequeños de altura de microrelieve.

1. - ANTECEDENTES E JUSTIFICATIVA

Hoje, no mundo, cerca de 30% das terras têm alto ou médio grau de degradação, segundo a Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura (FAO, 2015), devido a erosão, salinização, impermeabilização e poluição química. Estima-se que 24 bilhões de toneladas de solo fértil são perdidos por ano, e um quarto da superfície da terra já foi degradado. Uma análise global da erosão estima que, dependendo da região e do clima, a perda de solo da camada superficial é de 16 a 300 vezes mais rápida do que o poder da sua substituição, necessitando de 200 a 1000 anos para formar 2,5 cm de solo, e isso sob condições agrícolas normais (Kendall & Pimentel, 1994).

A quantidade de solo fértil per capita caiu pela metade nos últimos 50 anos, e a projeção é que caia novamente pela metade até 2050. Os dados são do grupo alemão Global Soil Forum e reforçam algo de que poucos se dão conta: o solo é finito, e sua degradação traz impactos para a produção de alimentos e o balanço climático. A tamanha degradação dos solos se deve à falta de um plano de manejo. Outros biomas e cidades são afetados pelo mau uso dos solos. Mesmo assim, trata-se de um dos recursos naturais mais esquecidos da agenda global, limitado apenas às rodas científicas.

Isso começou a mudar recentemente, com o lançamento da Iniciativa 20x20, durante a Conferência da ONU sobre Mudanças Climáticas (COP 20), no Peru. Ela prevê a restauração, até 2020, de 20 milhões de hectares de sete países latino-americanos, com investimentos de US\$ 365 milhões. A ONU ainda definiu 2015 como o Ano Internacional do Solo, quando houve uma série de encontros internacionais.

A principal causa de degradação dos solos do planeta terra é a erosão. Esse problema acompanha o homem há muito tempo. A erosão foi um dos principais fatores que causaram a ruína das primeiras civilizações humanas e a queda de importantes

impérios, na antiguidade. Cidades inteiras foram arruinadas, após terem sido construídas com recursos obtidos a partir da produção agrícola em terras naturalmente férteis. Os desertos do Norte da China, Pérsia, Mesopotâmia e Norte da África, tem a mesma origem, ou seja, o gradual esgotamento do solo pela excessiva exploração e, ao mesmo tempo, degradação pela erosão. A decadência do Império Romano e outro exemplo que a história apresenta, basicamente causada pela degradação química e erosão hídrica do solo (Greeland et al., 1975).

Dentre as características físicas importantes na redução da erosão hídrica, este estudo destaca a rugosidade superficial do solo, pois, admite-se que ela aumenta a retenção e infiltração de água, reduz a velocidade e volume de enxurrada e aumenta a deposição de sedimentos na superfície do solo (Magunda et al., 1997; Castro et al., 2006). Assim, apesar de efêmera, devido à ação da chuva, a rugosidade da superfície do solo induzida pelo preparo é importante inclusive nos sistemas de manejo conservacionistas.

Na maior parte das vezes, as chuvas não são uniformemente distribuídas no tempo, ocorrendo períodos com concentração de chuvas erosivas coincidentes com épocas em que os solos estão relativamente lisos (com baixa rugosidade) e/ou desprotegidos de cobertura vegetal, tanto pelas plantas quanto pelos seus resíduos. Esta situação normalmente concorre para elevar as perdas de solo e água, principalmente se os solos apresentarem elevada susceptibilidade à erosão e, ainda, se a rugosidade apresentar baixa resistência à chuva e se os resíduos culturais forem escassos, com consequências ambientais e financeiras danosas.

A quantidade de erosão hídrica num dado local depende da combinação do poder da chuva em causar erosão e da habilidade do solo em resistir à erosão (Hudson, 1995). Como não se pode alterar o poder das chuvas e interferir na sua distribuição temporal, nem alterar a habilidade do solo em resistir à erosão, pois isso é determinado pelas suas

características intrínsecas (tipo de solo), resta a alternativa de ajustar os sistemas de manejo do solo às condições de clima e solo do local, de modo que, durante a ocorrência de chuvas erosivas, as terras cultivadas estejam suficientemente protegidas das chuvas e das suas enxurradas associadas. Isto pode ser conseguido por meio de sistemas de manejo adequadamente planejados e executados, os quais criam condições físicas de superfície e subsuperfície favoráveis à retenção e infiltração superficial de água e à retenção superficial de sedimentos da erosão. Tais condições são altas rugosidades e porosidade superficial do solo induzidas pelos métodos de preparo e estabilidade de sua estrutura, bem como elevada cobertura da sua superfície.

No entanto, para que se possa efetuar tal planejamento, é necessário que se disponha de dados básicos, de pesquisas, para servirem de referência às estimativas de perda de solo num dado local, para um dado sistema de manejo do solo e da cultura empregados.

Ainda, é indiscutível que um dos motivos de que a modelagem da erosão hídrica ainda não é satisfatória, é a falta de dados de entrada que captura a heterogeneidade da área de interesse (Kværnø, 2011; Sheikh et al., 2010; De Vente et al., 2013). Portanto, uma forma de melhorar o desempenho dos modelos de predição da erosão é melhorar a exatidão e precisão dos dados de entrada dos modelos, usando distintos métodos de medição, e para testar a sensibilidade do método e a variação dos dados de entrada. Estes métodos diferem na precisão e na resolução em que podem ser obtidos, bem como nos aspectos práticos, tais como custos e viabilidade no campo.

Diante do exposto acima, o presente trabalho se propõe a testar, através de distintos métodos, índices de rugosidade superficial e valores de outros atributos da superfície do solo, em sistemas de preparo agrícola do solo e relacioná-los à erosão hídrica. Para melhor entendimento, o estudo será dividido em capítulos, sendo que o

capítulo 1 consiste numa revisão bibliográfica; a primeira parte do capítulo 2 aconteceu em laboratório com o objetivo de confrontar os métodos (rugosímetro a laser e emprego da fotogrametria); a segunda parte do capítulo 2 avaliou os dois métodos a nível de campo sob a influência de chuva simulada; o capítulo 3 avaliou diferentes sistemas de preparo do solo e condições de superfície, também em campo experimental e também relacionando com os processos erosivos, sob chuva simulada, levando a campo somente o emprego da fotogrametria para determinação da rugosidade superficial do solo.

2.- OBJETIVOS

2.1.- GERAL

Determinar valores de rugosidade, por meio de dois métodos, e de outros atributos da superfície do solo, em sistemas de preparo de solo e condições de superfície e relacioná-los à capacidade de armazenamento de água no microrrelevo e à erosão hídrica, com o objetivo final de modelar as perdas de solo nas terras cultivadas e subsidiar o planejamento de uso do solo em bases conservacionistas para minimizar a erosão hídrica.

2.2.- ESPECÍFICOS

a) Avaliar quantitativamente a rugosidade da superfície do solo em sistemas de preparo e sua alteração temporal decorrente da aplicação de chuvas simuladas.

b) Estabelecer relações entre sistemas de preparo do solo e atributos da sua superfície, imediatamente após a aplicação dos preparos e ao final da aplicação de chuvas simuladas.

c) Estabelecer relações quantitativas entre a rugosidade da superfície do solo e as perdas de solo e água causadas pela erosão hídrica, em sistemas de preparo submetidos a chuvas simuladas.

d) Estabelecer relações quantitativas entre atributos da superfície do solo e a rugosidade superficial, em sistemas de preparo submetidos a chuvas simuladas.

e) Calcular o volume de água retido nas microdepressões da superfície do solo para os distintos métodos utilizados.

e) Sugerir parâmetros de rugosidade e de outros atributos da superfície do solo que possam servir de indicadores de qualidade física do solo para ocorrência mínima de erosão hídrica nas terras cultivadas.

f) Aplicar aos dados obtidos outra forma de interpretação, sendo ela o uso da geometria fractal, um dos mais recentes ramos da matemática, que se difere dos demais por não se assemelhar as forma geométrica convencionais.

3.- CAPÍTULO I – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1.- EROSÃO DO SOLO

A erosão do solo é um fenômeno caracterizado pelo deslocamento de terra ou de rochas, podendo ser provocada por ações antrópicas (atividade humana) ou por processos de ocorrência natural. Quando a ocorrência é natural, a erosão está associada aos agentes como o vento, as águas, a presença de seres vivos e variações no clima, que modificam os solos e os demais materiais presentes nele (IPT, 1986). Em outras palavras, a erosão consiste na perda gradual dos materiais que constituem o solo (Römken et al., 2001). Nesse processo, as partículas que constituem os agregados ou torrões do solo são arrancados e arrastados para fora do seu local de origem (Foster & Meyer, 1977; Julian, 1998; Lima et al., 2000). Como resultado dos processos erosivos ocorre a degradação progressiva do solo. Esses processos se caracterizam por ser relativamente lentos e intermitentes, apesar de recorrente com o passar do tempo (Vidal-Vásquez, 2002). Além disso, a degradação do solo é considerada como progressiva e irreversível pelo fato de que, em parte, a massa de solo perdida torna-se irrecuperável e, o tempo requerido para que se forme novamente a quantidade de solo perdido é extremamente longo.

Quando o agente erosivo é a água diz-se que a erosão é hídrica. Nesse caso, é possível separar os tipos de erosão de acordo com a sua intensidade, esfera de influência, localização geográfica e forma de ação, podendo ser erosão por salpico, erosão laminar, erosão em sulcos, erosão em ravinas e erosão em voçorocas (Oliveira, 1995). A erosão por salpico se deve pelo impacto das gotas de chuva sobre os agregados instáveis do solo desprotegido. Também conhecido como efeito “*splash*”, seus danos causados constituem a primeira etapa do processo erosivo, independentemente da topografia (Bertoni & Lombardi Neto, 1990; Silva & Schulz, 2002).

A erosão laminar consiste nas perdas da camada superficial, mais ou menos uniforme do solo em um terreno com presença de declividade, o qual afeta sobretudo as partículas já liberadas pelo salpico (Guerra, 1995). A erosão em sulcos ocorre quando o escoamento da água sobre o solo intensifica o seu desgaste a ponto de formar pequenas “linhas” ou cortes no terreno (Cantalice, 2002; Polyakov & Nearing, 2003). Geralmente, esse é o princípio para a formação de erosões mais graves em áreas de declividade. A erosão em ravinas ocorre quando a água das chuvas, com o tempo, vai abrindo cavidades maiores ao longo da declividade do terreno (Lafayette et al., 2011). A erosão em voçoroca geralmente pode ser resultante da combinação dos vários tipos de erosão (Salomão & Iwasa, 1995), formando grandes crateras. Para Guerra (2007) as voçorocas possuem paredes laterais íngremes e em geral fundo chato, com fluxo de água em seu interior por ocasião do período chuvoso, ou dependendo da profundidade, por atingir o lençol freático. Na figura 01, Karmann (2000) apresenta a morfologia dos processos erosivos em forma de sulcos, ravinas e voçorocas.

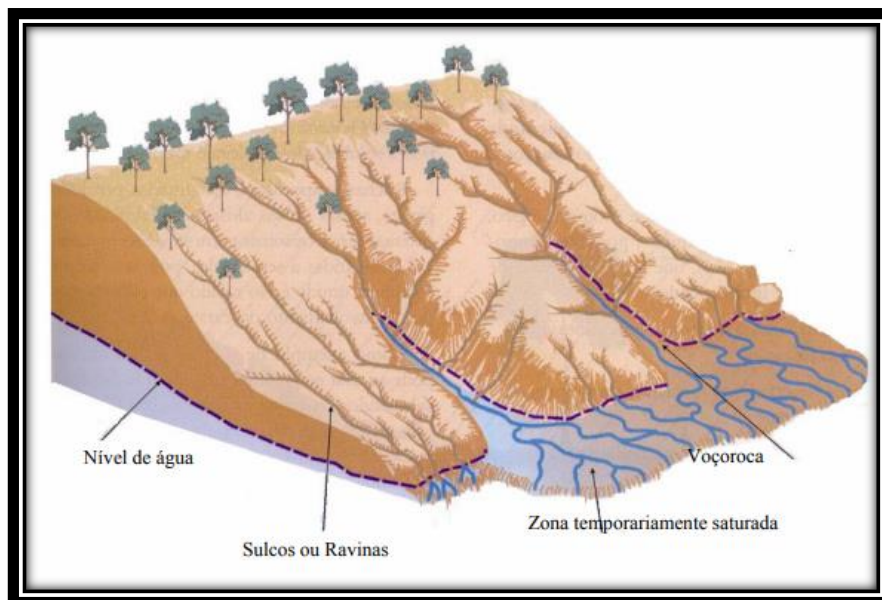


Figura 1.- Morfologia dos processos de sulco, ravinas e voçorocas
Fonte: Karmann (2000).

De acordo com Vidal-Vásquez (2002), os sulcos são de tamanho pequeno (centímetros) e podem desaparecer com o preparo do solo. As ravinas são de tamanho decamétricos e geralmente não são possíveis eliminar com o preparo do solo (Morgan, 1997). As dimensões das voçorocas são variáveis, podendo atingir em alguns casos comprimentos de centenas de metros e profundidades em geral de 15 a 30 m, conforme relatado por Picher (1953). Porém, o caráter dimensional, quando se trata de pequenas incisões, tem causado algumas dúvidas para distinguir o que seria uma ravina ou voçoroca.

Para melhor compreensão dos fatores que provocam a erosão, admite-se que os estudos devem ser conduzidos principalmente em duas escalas: parcelas, e bacias hidrográficas agrícolas (Ludwig et al., 1995; Dafonte-Dafonte, 1999; Valcárcel-Armesto et al., 1999; Taboada-Castro, 2001). Em parcelas individuais a erosão pode provocar a degradação da fertilidade e perdas de solo associadas ao fluxo laminar. Ainda, é importante distinguir entre erosão concentrada, cujo o efeito direto é a perda de solo e a formação de sulcos de escoamento, e erosão difusa, que pode afetar uma área mais extensa e geralmente ocasiona perdas de solo menos importante, mas provoca uma lavagem de nutrientes e agroquímicos proporcionalmente mais elevado.

Em uma bacia hidrográfica que abrange zonas agrícolas, os materiais e agroquímicos que são incorporados no escoamento superficial são transportados para fora da mesma, aumentando assim o risco de contaminação das águas adjacentes. Além disso, o transporte dos materiais sólidos para fora da bacia hidrográfica pode provocar um bloqueio dos sistemas naturais de drenagem devido ao acúmulo de sedimentos arrastados por essa água, como assoreamento de nascentes.

Fundamentalmente, a ocorrência de erosão hídrica do solo é condicionada pela combinação de fatores físicos e de manejo do solo, tais como: clima, tipo de solo,

topografia, cobertura e manejo do solo e práticas conservacionistas de suporte (Hudson, 1977). A chuva é o agente ativo no processo erosivo, e sua capacidade de causar erosão é chamada de erosividade (Wischmeier, 1959; Wischmeier & Smith, 1978). O clima interfere na intensidade, duração e volume das chuvas.

O solo é o agente passivo no processo erosivo, e sua susceptibilidade à erosão é denominada de erodibilidade do solo. A erodibilidade do solo está relacionada com suas propriedades físicas, químicas, biológicas e mineralógicas (Wischmeier & Mannering, 1969; Wischmeier & Smith, 1978). É importante considerar essas propriedades para analisar o impacto das gotas de chuva, bem como a resistência mecânica que a superfície do solo impões ao fluxo laminar e concentrado. Os processos relacionados com a degradação da estrutura do solo são difíceis de estudar devido as interações entre os mesmos; assim, por exemplo, a resistência mecânica interfere na fragmentação pela energia cinética da água da chuva ou por ação do ar ocluso e vice-versa (Vidal-Vásquez, 2002).

A topografia do terreno é composta basicamente pela inclinação do terreno e comprimento de rampa que, em conjunto, afetam a taxa de erosão hídrica, pois, à medida que aumentam, favorecem progressivamente o volume e a velocidade do escoamento (Meyer & Wischmeier, 1969).

A cobertura vegetal e o manejo do solo são fatores altamente influenciados pela ação humana e podem representar a principal forma para se reduzir a erosão hídrica. A cobertura vegetal é representada pela presença de vegetação viva ou por resíduos culturais remanescentes (Cogo et al., 1981).

As práticas conservacionistas de suporte são recomendadas para amenizar os efeitos do processo erosivo do solo (FAO, 2002; Casão-Junior et al., 2006; Reicosky & Saxton, 2007; Govaerts et al., 2009; Derpsch, 2013). Dentre as principais práticas em

uso, pode-se destacar o preparo do solo e a semeadura em contorno; os cultivos em faixas, em contorno e em rotação; e o terraceamento.

O preparo e semeadura em contorno é eficaz no controle da erosão causada por chuvas de baixa intensidade e em áreas com baixa declividade. O cultivo em faixas, em contorno e em rotação, proporciona diminuição da erosão, pois, as faixas cultivadas reduzem a velocidade da enxurrada e favorecem a deposição das partículas de solo.

O terraceamento, por sua vez, é a prática mecânica utilizada com maior frequência em locais com maiores declividade e comprimento de rampa do terreno, pois, diminui o comprimento de rampa e, com isso, controla o escoamento superficial de água no solo (Wischmeier & Smith, 1978; Hudson, 1995). Na continuação deste trabalho, é possível observar como esses fatores se relacionam em um modelo de predição da erosão hídrica, a Equação Universal de Perdas de Solo – EUPS.

Vale ressaltar que os processos da erosão hídrica em solos agrícolas são afetados pela rugosidade superficial que, por sua vez, depende dos sistemas de preparo do solo. Atualmente admite-se que a rugosidade induzida pelos implementos agrícolas não só afeta o escoamento superficial e a erosão em escala de parcelas como também influencia no modelo espacial de distribuição dessas perdas de solo e no fluxo do escoamento laminar (Planchon et al., 1998; Govers et al., 2000). Portanto, em estudos de erosão, as características locais do microrrelevo devem sempre ser levadas em consideração.

3.2.- EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLO – EUPS

Uma das formas mais comuns na predição das taxas de erosão laminar e em pequenos sulcos é a aplicação da Equação Universal de Perdas de Solos (EUPS). A EUPS, que calcula a perda de solo média anual sob usos e manejos de solo específicos, é uma equação estocástica, determinística, composta pelo produto de seis fatores independentes. É um modelo baseado em relações empíricas, desenvolvida nos anos 50, formulada inicialmente por Wischmeier e Smith (1962) e publicada posteriormente em sua forma definitiva no Manual 534 do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (Wischmeier e Smith, 1978) e, ainda que desenvolvida para as condições dos Estados Unidos da América, é amplamente utilizada no mundo, inclusive nos trópicos, devido a sua razoável precisão nas estimativas de perda de solo médio anual, simplicidade de aplicação e relativa disponibilidade de dados em distintas regiões (González del Tánago, 1991; Chaves, 1996).

Com base nas médias anuais, a eficiência preditiva da EUPS para erosão em vertentes, dada pelo coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), apresenta variação de 0,75 (Risse et al., 1993) a 0,80 (Tiwari et al., 2000), superiores inclusive à de modelos considerados mais complexos, como a EUPSR (Renard & Ferreira, 1993) e WEPP (Lane & Nearing, 1989).

A EUPS é um método que utiliza os seis fatores (descritos na seção anterior): erosividade da chuva (R), suscetibilidade de erosão do solo (K), comprimento da declividade (L), magnitude da declividade (S), cobertura e manejo de cultivo e resíduos (C), e práticas de conservação (P), para estimar a perda de solo médio (A) pelo período médio anual.

$$A = R.K.L.S.C.P \quad [1]$$

Onde:

- A = perda de solo, Mg ha⁻¹ ano⁻¹;
- R = fator chuva e enxurrada associada (índice de erosividade), MJ mm⁻¹ ha⁻¹ h⁻¹;
- K = fator solo (índice de erodibilidade), Mg ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹;
- L = fator de comprimento da declividade (adimensional);
- S = fator da declividade (adimensional);
- C = fator cobertura e manejo (adimensional);
- P = fator práticas conservacionistas de suporte (adimensional).

A EUPS foi desenvolvida para:

- Predizer o movimento médio anual dos solos a partir de uma declividade específica, sob condições de uso e manejo específicos.
- Orientar a seleção de práticas de conservação para localidades específicas.
- Estimar a redução de perda de solos que se pode conseguir com mudanças de manejo efetuados pelo agricultor.
- Determinar o comprimento máximo da declividade tolerável para um sistema de cultivo determinado.

As vantagens da EUPS incluem facilidade de uso, simplicidade e uma base de dados ampla sobre a qual foi desenvolvido. No entanto, possui limitações, como por exemplo: os seis fatores não se encontram disponíveis em muitos lugares fora dos Estados Unidos. Sua aplicação em pradarias é limitada; está baseada sobre a hipótese de pendente de terreno, solos, cultivo e manejo uniforme; é um procedimento estatístico (empírico ou “agrupado”) que não contempla os processos físicos de: desagregação, transporte e deposição em forma mecânica; e finalmente, não foi desenvolvido para estimar rendimentos de sedimentação em bacias hidrográficas complexas (FAO, 1993).

De acordo com Geler et al. (2004), a EUPS é um modelo quantitativo empírico para prever a quantidade de perda de solo durante um longo período em circunstâncias específicas, tais como as precipitações, a textura do solo, a parcela agrícola e o sistema de cultivo. A desvantagem deste modelo empírico consiste no que é uma generalização extrema do problema real para o cálculo da erosão. Também não inclui o cálculo da deposição e acumulação de sedimentos.

Na proposta original, a EUPS limitava-se apenas à estudos de vertentes ou pequenas glebas, no entanto, com passar dos anos foram incluídas diversas modificações na equação para poder adaptá-la a áreas maiores, com isso surge a EUPSR, que é uma Equação Universal de Perda de Solos Revisada. Nesta nova versão, os fatores que a compõem podem ser extraídos através de técnicas de geoprocessamento e sistema de informação geográfica (SIG) que são, de forma geral, tecnologias computacionais de obtenção, armazenamento e manipulação de dados afim de gerar previsões. Isto permite uma melhor estimativa dos valores dos fatores que a compõem, melhorando substancialmente seu poder de previsão. Como amostra da sua aplicabilidade, a EUPSR já se encontra em uso rotineiro nos Estados Unidos desde 1996.

No entanto, pode-se considerar que o aprimoramento mais significativo da EUPSR em relação à EUPS, está diretamente associado com a derivação do fator cobertura e manejo do solo (fator C), sendo considerado o mais complexo em ambos os modelos. Na EUPS, a obtenção desse fator é baseada em tabelas extensas e de difícil interpretação, enquanto na EUPSR, a avaliação deste fator é mais simples, precisa e confiável, em decorrência, basicamente, das inovações metodológicas para sua obtenção e inserção de novos componentes. O fator C, utilizado na EUPSR assim como na versão anterior EUPS, reflete o efeito da cobertura e manejo do solo sobre a erosão, sendo adequado para comparar os impactos das práticas de manejo nos planejamentos de

conservação do solo. Na EUPSR, o fator C é estimado para intervalos de 15 dias ou menos, por meio de uma função matemática caracterizada pelo produto de cinco subfatores (Renard et al., 1997; Bertol et al., 2007), assim descritos:

a) “PLU – Prior Land Use”: efeito residual do uso da terra influenciado pela consolidação da superfície do solo e massa de raízes e resíduos culturais incorporados na camada superficial;

b) “CC – Canopy Cover”: efeito da cobertura do solo pela copa das plantas influenciado pela altura média da copa das plantas até a superfície do solo e fração desta coberta pela copa;

c) “SC – Surface Cover”: efeito da cobertura do solo pelos resíduos vegetais;

d) “SR – Surface Roughness”: efeito da rugosidade superficial do solo influenciado pela rugosidade do solo recém preparado; e

e) “SM – Surface Moisture”: efeito da umidade do solo influenciado pela quantidade de água no solo.

O subfator PLU refere-se ao efeito residual do uso do solo, devido à influência do sistema radicular das plantas, da incorporação dos resíduos culturais, do preparo ou da sua ausência na rugosidade superficial e na consolidação da superfície. A importância que as raízes (vivas e mortas) e os resíduos culturais incorporados têm sobre as taxas de erosão, pode se manifestar de duas formas. Primeiro, as raízes das plantas e os resíduos culturais incorporados podem controlar a erosão mecanicamente, ligando fisicamente as partículas de solo entre si e agindo como barreira ao movimento de água e solo (Renard et al., 1997). Segundo, as raízes das plantas influenciam fortemente na formação e na manutenção da estabilidade dos agregados do solo, devido à liberação de exsudatos orgânicos que funcionam como agentes cimentantes e de ligação entre as partículas constituintes do solo (Brandão & Silva, 2012).

As operações de preparo do solo rompem as ligações entre os agregados, acelerando a decomposição da matéria orgânica, diminuindo a estabilidade dos agregados do solo e aumentando, conseqüentemente, a erodibilidade do solo. Após as operações de preparo, o solo tende a reconsolidar-se e tornar-se menos erodível, pois há uma consolidação da sua superfície e alteração da sua estrutura, devido ao rearranjo de suas partículas e formação de uma crosta superficial, com conseqüente aumento na densidade e resistência ao cisalhamento pelos agentes erosivos (Renard et al., 1997).

A copa das plantas diminui a velocidade com que a água chega no solo pela sua interceptação e, conseqüentemente sua energia, de forma a retardar o escoamento superficial. Isto facilita a infiltração de água no solo, e diminui a desagregação do solo pelo impacto das gotas de chuva, uma vez que sua energia é dependente da sua velocidade (Wischmeier & Smith, 1958). Conseqüentemente, as perdas por erosão reduzem e a transferência de água para a atmosfera aumenta (Bertoni & Pastana, 1964; Wischmeier & Smith, 1978). Entretanto, a copa das plantas praticamente não exerce influência na velocidade do escoamento em chuvas longas e, dependendo da altura da planta, as gotas podem readquirir sua velocidade inicial e impactar o solo com elevada energia.

A cobertura do solo por resíduos culturais dissipa a energia cinética das gotas de chuva, evitando que estas impactem diretamente sobre o solo, desagreguem as partículas e causem o encrostamento da superfície do mesmo (Duley, 1939; Mannering & Meyer, 1962). Ainda, a cobertura por resíduos diminui a velocidade, a energia e a capacidade do escoamento em causar desagregação e de transportar as partículas de solo (Mannering & Meyer, 1962), além de aprisionar os sedimentos nos espaços existentes entre suas peças (Lopes et al., 1987a).

O aumento da rugosidade superficial ocasiona um aumento da porosidade interna do solo (Allmaras et al., 1966), aumentando o armazenamento interno de água (Currence

& Lovely, 1970; Dimanche & Hoogmoed, 2002), e nas depressões da superfície do solo (Allmaras et al., 1966; Linden et al., 1988; Guzha, 2004). Com o aumento da rugosidade superficial do solo, há aumento da retenção da água e dos sedimentos nas microdepressões criadas na superfície do solo (Burwell et al., 1966; Cogo, 1981; Cogo et al., 1983; Cogo et al., 1984; Bertol et al., 1987; Bertol et al., 1989). Além disso, a rugosidade superficial do solo exerce grande influência na redução da velocidade do escoamento superficial e sua capacidade de desagregar o solo (Bertol et al., 1989; Eltz & Norton, 1997).

Os valores obtidos neste estudo, referentes aos índices de rugosidade superficial, poderão ser utilizados na estimativa da capacidade de armazenamento depressional de água no solo e posteriormente, espera-se que esses valores possam integrar a Equação Universal de Perda de Solo Revisada, especialmente na composição do Subfator Rugosidade Superficial (SR), que é utilizado para o cálculo do fator C desse modelo. Com isso, há a possibilidade de contribuir com dados que participem da composição deste modelo, para utilização em trabalhos posteriores relacionados ao planejamento conservacionista de solo.

3.3.- ASPECTOS GERAIS DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO

A rugosidade superficial do solo ou microrrelevo do solo é definido como o conjunto de suas características microtopográficas (Huang, 1998). Em contraste aos elementos macroscópicos que se mantêm relativamente invariáveis em um espaço de tempo curto, a microtopografia do solo muda abruptamente em um curto intervalo de tempo (Vivas Miranda, 2000) e é modificada por operações de preparo ou eventos de precipitação. Ainda, a rugosidade superficial do solo afeta muitos processos, como a armazenagem superficial de água, 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.

A rugosidade está caracterizada pela presença de pequenas elevações e depressões na superfície do solo (Bertol et al., 2007), interferindo diretamente na maior permanência da água das chuvas retidas na superfície (Vázquez & González, 2003a). Além disso, adia o início do escoamento superficial, pelas microelevações e microdepressões do terreno funcionarem como barreiras para diminuir a velocidade da água e reduzir a energia cinética presente no escoamento, dificultando assim o arraste e a condução dos agregados do solo (Mello, 2004; Guzha, 2004; Bertol et al., 2006a; Bertol et al., 2006b).

Além da rugosidade superficial do solo ser representada pela microtopografia do terreno, a distribuição espacial dessas microelevações e microdepressões também é de suma importância na sua caracterização (Kuipers, 1957; Allmaras et al., 1966). Diferentes elementos, variando desde partículas de areia, silte e argila individualizadas, agregados, torrões, marcas de preparo, padrões de relevo e outras variáveis não relacionadas contribuem, em suas respectivas escalas, para a formação da rugosidade superficial do solo.

Vidal-Vázquez & Paz González (2003b) ainda consideram que a rugosidade superficial do solo é uma característica importante e que exerce forte influência sobre suas propriedades hidrológicas. Esses autores ainda citam o emprego do Índice de Rugosidade em modelos de previsão do armazenamento temporário da água no solo, dada a importância da rugosidade para a determinação indireta da retenção de água no solo.

Com o preparo do solo podem ser produzidos dois tipos de rugosidade, a orientada e a aleatória (Burwell et al., 1963). 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 aleatória é caracterizada pela ocorrência de depressões e elevações aleatoriamente distribuídas na superfície do terreno, independente da direção das linhas de preparo.

Na literatura, a maioria dos estudos tentando quantificar o efeito da rugosidade sobre o escoamento superficial e as perdas de solo geralmente mostram que com o aumento da rugosidade superficial do solo, as perdas de água e solo tendem a diminuir (Allmaras et al., 1966; Johnson et al., 1979; Cogo et al., 1981; Steichen, 1984; 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; Eltz & 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).

Apesar de haver um predomínio nos resultados de estudos indicando que o aumento da rugosidade superficial diminui a erosão hídrica, há evidências que apontam para outra direção. Burwell et al. (1968) e Burwell & Larson (1969) mostraram que uma vez iniciado o escoamento, superfícies com maior rugosidade poderiam não apresentar com clareza infiltrações maiores do que uma superfície lisa, como ocorre antes do

escoamento. Helming et al. (1998), em um estudo de laboratório mostraram que, embora o escoamento superficial tenha sido afetado, superfícies com maior rugosidade apresentam uma maior perda de solo do que superfícies lisas, pois a concentração de fluxo promoveu aumento localizado da erosão.

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). A evolução da rugosidade durante as precipitações é condicionada 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.

A velocidade com que a rugosidade é diminuída depende principalmente das propriedades do solo. Segundo Bertol et al. (2006), a diminuição da rugosidade superficial do solo se comportou inversamente proporcional com a estabilidade dos agregados do solo. Nesta mesma linha, Potter (1990) encontrou que a estabilidade da rugosidade aumenta com o teor de matéria orgânica do solo e concluiu que a estabilidade da rugosidade diminuiu com os teores de argila acima de 31%.

O conceito de rugosidade do solo, inicialmente, era basicamente qualitativo, porém, Allmaras et al. (1966) consideraram necessário o emprego de variáveis mais objetivas para descrevê-la.

A caracterização da rugosidade passou a ser realizada de forma quantitativa medindo a altura das superfícies do solo em diversos pontos. Essas medidas podem ser feitas por métodos destrutivos ou de contato e por métodos telemétricos ou não invasivos.

Com as medidas de elevação passou-se a calcular diferentes índices de rugosidade do solo. Inicialmente foram propostos índices de rugosidade estatísticos e, posteriormente, 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 (Vidal-Vázquez, 2002).

3.4.- 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 Allmarras et al. (1967) e Bertol et al. (1989) quanto maior 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 (Allmarras et al., 1967). Ela influencia a adesão e coesão das partículas que resultam na maior ou menor resistência do solo ao rompimento pelo implemento utilizado. 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 (Römker & Wang, 1986; Eltz & 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

o colapso dos torrões, o assentamento do solo e a desagregação dos agregados, depositando os sedimentos nas microdepressões (Römken & 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.

Ramos (2015), em um 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.

Ding & Huang, 2017, ao estudar o efeito da rugosidade superficial do solo sobre os processos erosivos e na distribuição de tamanho de partículas, encontraram que em superfícies com maior rugosidade, o início do escoamento é significativamente retardado, porém, ao atingir a estabilidade de escoamento, seu fluxo foi ligeiramente maior quando comparado com uma superfície lisa. Ainda, a perda de solo foi significativamente maior na superfície rugosa do que na superfície lisa, explicado pela maior concentração de fluxo na superfície rugosa, com maior poder de transporte dos agregados do solo. Os tamanhos de partículas do sedimento final foram semelhantes aos do solo matriz e não foram observadas diferenças significativas entre as duas condições de rugosidade.

Com o objetivo de estudar a rugosidade superficial do solo, início do escoamento e a capacidade total de armazenamento nas depressões, Darboux et al., (2001) conduziram um experimento em laboratório com dois níveis de rugosidade e dois gradientes de

inclinação, submetidos a quatro testes de chuva simulada. Os variogramas experimentais mostraram uma diminuição gradual das semivariâncias de maneira homotética após cada precipitação adicional, indicando que todas as escalas de rugosidade são afetadas de forma semelhante. Ainda, a relação linear entre a rugosidade superficial e a capacidade de armazenamento também possui um limiar de rugosidade abaixo do qual a capacidade de armazenamento tende a zero. Análises do escoamento superficial mostraram que uma pequena modificação da estrutura microtopográfica teve um efeito importante no início do escoamento superficial que, segundo os autores, é atribuída à criação de conexões preferenciais entre depressões topográficas devido à redistribuição do material (linhas de fluxo).

3.5.- MÉTODOS DE OBTENÇÃO DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO

A quantificação da rugosidade superficial do solo pode ser feita com o emprego de diversos tipos de aparelhos, por meio de diferentes técnicas de leitura (Zobeck & Onstad, 1987) que variam desde métodos de simples determinações manuais aos mais sofisticados dispositivos que permitem a leitura do microrrelevo sem o contato físico entre o aparelho e a superfície do solo, ou métodos não invasivos. Dentro de cada método também existe uma diversidade de técnicas empregadas.

Os métodos para a obtenção da rugosidade na camada mobilizada do solo são frequentemente classificados como: mecânicos, óticos e acústicos, sendo empregados para suas aplicações, respectivamente, os seguintes equipamentos: perfilômetro ou rugosímetro de hastes (Machado et al., 1996; Conte et al., 2007; Rosa, 2007), ecobatímetro (Dias & Motta, 2002), rugosímetro a laser (Miranda & González, 1998; Martinez-Agirre et al., 2016) e o emprego da fotogrametria (Oelze et al., 2003; Prosdocimi et al., 2015; Gilliot et al., 2017).

3.5.1.- Perfilômetro ou rugosímetro de hastes

Técnicas perfilométricas são relevantes para diversas aplicações industriais, biológicas, médicas e, no caso da engenharia agrícola podem ainda ser empregadas na análise quantitativa do preparo do solo, descrevendo a rugosidade superficial ou o microrrelevo do solo (Lino, 2002).

Na agricultura, os aparelhos mais antigos e, portanto, os mais empregados são denominados de perfilômetros ou rugosímetros de hastes. Essa possibilidade de quantificar a rugosidade do solo a partir de medidas de microrrelevo foi proposta quase simultaneamente por Kuipers (1957) e Candura et al, (1957). O instrumento de medida

utilizado inicialmente foi um rugosímetro composto por 20 hastes separadas 10 cm entre si e que se situava sobre uma barra, permitindo realizar medidas pontuais de altura ao longo de um transecto. Em cada posição horizontal, as hastes são abaixadas até tocar a superfície do solo e, com isso, indicar seu microrrelevo por meio das diferenças de alturas verificadas na parte de cima das hastes em relação a uma linha horizontal de referência (Figura 02.A). Posteriormente, foram desenvolvidos vários modelos de rugosímetro, o qual se diferenciam na quantidade de hastes em contato com o solo, intervalos de medida e resolução vertical.

Em anexos, segue uma tabela na qual está listado os autores com seus principais trabalhos envolvendo diferentes modelos de rugosímetros de hastes, bem como suas respectivas características e seu ano de construção.

Um avanço importante que facilitou o uso dos rugosímetros de hastes para obtenção das alturas do microrrelevo em condições de campo foi o acoplamento juntamente com o instrumento de medida uma câmera fotográfica para registrar a posição das hastes (figura 02.B). Mais adiante se desenvolveram programas computacionais que permitiam recuperar os dados de altura a partir das fotografias escaneadas (Wagner & Yiming Yu, 1991). Esse avanço foi notável também na velocidade de aquisição e tratamento dos dados, tornando-se um equipamento eficaz na obtenção dessas medidas.

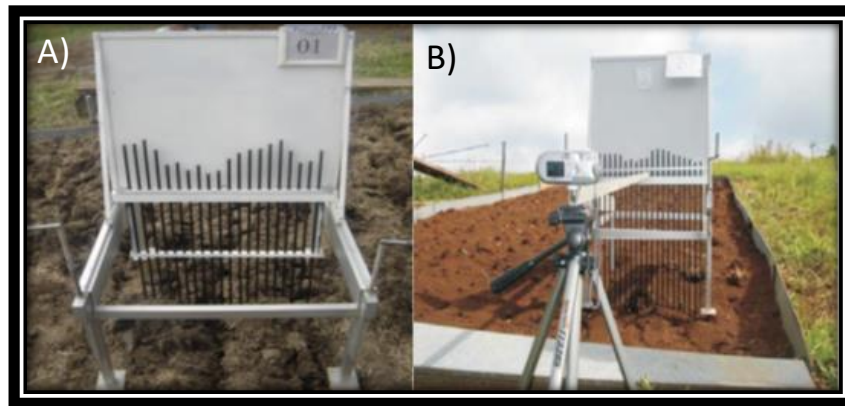


Figura 2 A) Imagens de um rugosímetro de hastes em operação no campo e, B) o rugosímetro com uma câmera fotográfica acoplada. Fonte: Bertol et al. (2008).

Além disso, é importante salientar que os perfilômetros de hastes são de fácil construção, fácil transporte e manejo nos terrenos, tornando-se bastante útil seu uso no campo. Também exige simples operacionalização e representam custos bem menores do que as demais tecnologias.

Como exemplo no Brasil, podemos citar alguns trabalhos em que se empregaram um rugosímetro de hastes para a caracterização da rugosidade.

Para descrever a eficiência de um equipamento para correção do microrrelevo do solo em área de cultivo de arroz irrigado, Alonço et al. (2006) citam o emprego de um modelo de rugosímetro de hastes dotado de 21 hastes distanciadas, a 2,3 cm e 50 cm de comprimento, em parcelas experimentais.

Bertol et al. (2008) estudaram o efeito da escarificação do solo sobre algumas variáveis de importância para a erosão hídrica e citam o uso de um modelo dotado de 20 hastes de alumínio, com 60 cm de comprimento e 0,8 cm de diâmetro cada uma, distanciadas 3 cm uma das outras e distribuídas ao longo de uma linha no suporte do rugosímetro. Este sistema levava acoplado uma câmara fotográfica digital distanciada 180 cm do conjunto de hastes (Figura 02.B). O mesmo modelo de rugosímetro também foi utilizado por Zoldan Junior et al., (2008) e Panachuki et al., (2011) para estudos dos processos erosivos que ocorrem no solo.

Como inconveniente principal deste tipo de aparelho, Jester & Klik (2005) citam o fato de que o seu funcionamento requer um contato direto e mecânico entre o sistema de medida (hastes) e o solo, promovendo um risco sistemático de deformação do microrrelevo, como por exemplo, o rompimento das cristas dos torrões (microelevação) ou da penetração das hastes no solo quando o mesmo apresenta altos teores de argila e alta umidade, ou quando o mesmo apresenta altos teores de areia e baixa umidade (microdepressões). Segundo os autores, em ambos os casos as medidas extraídas podem conter erros, além desta destruição impedir a repetição da medida no mesmo ponto.

3.5.2.- Técnicas acústicas

Um método de obtenção da rugosidade do solo que vale ser citado é a aplicação de técnicas acústicas, que podem também apresentar resultados satisfatórios. Embora não muito utilizada no campo, a técnica acústica possui algumas finalidades na determinação de propriedades dos solos.

A aplicação da técnica para os estudos sobre o assunto tem despertado a atenção de cientistas por se tratar de um método rápido, de custo baixo, fácil utilização e com potencial satisfatório no campo (Figura 03). Essa técnica tem servido para a caracterização de várias propriedades do solo, como o estudo da dispersão de argila no estudo granulométrico (Vitorino et al., 2001), determinação da estabilidade de agregados em água em distintos tipos de solo (Carolino de Sá et al., 2002), estudo relacionando a desagregação de amostras de solo em virtude da energia cinética das gotas de chuvas através da energia ultrassônica (Ribeiro et al., 2009). Ainda, Sharma & Grupta (2010), determinaram a umidade do solo através de sinal acústico de sensor portátil, além de estimar a influência do teor de água do solo sobre a velocidade do som (ondas acústicas) em solos com diferentes texturas.

Em se tratando de rugosidade superficial do solo, Chambers & Sabatier (2002) consolidaram uma proposta de utilizar a técnica acústica com método de mensuração. No experimento, os resultados obtidos em campo mostraram efeitos proporcionais aos testes obtidos no laboratório, ou seja, houve atenuação do sinal emitido nos diferentes materiais estudados sendo possível correlacionar o tamanho do grão com o grau de rugosidade medido.

Oelze et al. (2003), confrontaram um instrumento tipo ecobatímetro com um microrrugosímetro a laser encontrando boa correlação entre os métodos, destacando que o primeiro ainda apresenta a vantagem de fornecer medidas acuradas a baixo custo. Com base no perfil obtido com esses instrumentos os autores aplicaram os valores do desvio padrão das leituras em um modelo para obtenção da dimensão fractal do microrrelevo do solo.

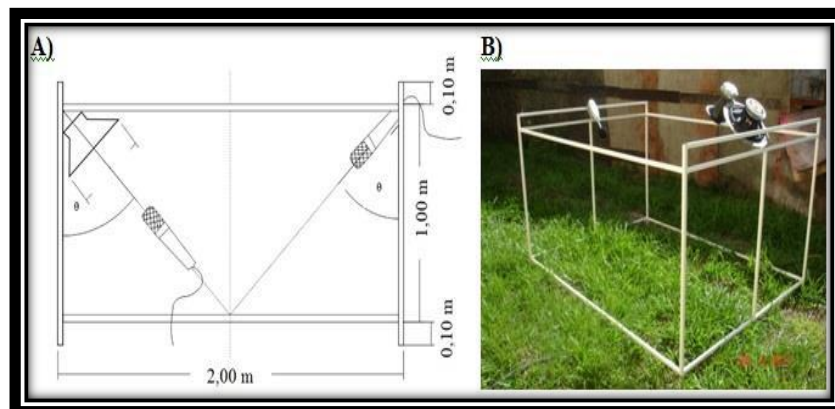


Figura 3.- A) Exemplo de disposição do suporte para sustentação do alto-falante e, B) driver e medidor de nível de pressão sonora da onda incidente e refletida. Fonte: Freire et al., 2014.

3.5.3.- Métodos telemétricos

Para evitar a deformação da superfície do solo promovida pelos aparelhos de contato, foram desenvolvidos dispositivos baseados principalmente em sensores óticos, que permitem efetuar medidas pontuais ao longo de um transecto por meio de emissão de energia eletromagnética. Entre estes métodos, os mais empregados são os que utilizam

luz infravermelha e raios laser, controlados por computador, possibilitando avaliações com melhor resolução do que os métodos de contato. Os primeiros sensores óticos foram desenvolvidos por Herral & Cove (1982) e Römken et al. (1985). Nestes métodos, um feixe de raios infravermelhos ou de raios laser, substitui a função das hastes, eliminando as possíveis perturbações físicas sobre a superfície do solo que podem ocorrer mascarando a real medida da microtopografia (figura 04).



Figura 4.- Imagem do rugosímetro a laser em campo e laboratório.

Estes aparelhos emitem um feixe de energia eletromagnética, preferencialmente radiação infravermelha ou visível em forma de laser, no qual sofre reflexão na superfície do solo e retorna até uma lente fotossensível que absorve as ondas refletidas e, assim, estima a altura do microrrelevo do solo (De Maria et al., 2003). Entretanto, deve-se considerar que há a possibilidade de, neste tipo de aparelho, o feixe de ondas incidir exatamente sobre as arestas da rugosidade e, assim, ocorrer reflexão difusa que pode propiciar mensurações incorretas do microrrelevo (De Souza, 2011). Outro problema recorrente desses aparelhos é o seu uso em condições de campo, por restrições em ser exposto à radiação solar que, muitas vezes, induz a erros consideráveis nas leituras, diferente do rugosímetro de hastes (Bertuzzi et al., 1990; Paz & Taboada, 1996).

Em anexos, segue uma tabela na qual está listado os autores com seus principais trabalhos envolvendo diferentes modelos rugosímetro a laser e infravermelho, bem como suas respectivas características e seu ano de construção.

Os rugosímetros a laser existentes diferem entre si, basicamente quanto ao sistema ótico de medida, na precisão e no número de perfis que se pode medir. O primeiro estudo utilizando esses tipos de aparelho foi desenvolvido por Huang et al. (1988). Alguns modelos como os desenvolvidos por Römken et al. (1985) e Bertuzzi et al. (1990) permitiam realizar medidas apenas em uma única direção, dificultando a obtenção de vários perfis de altura em uma curta distância. Posteriormente desenvolveram-se outros modelos que eliminavam esse problema e possibilitava obter medidas de altura nas duas direções (x e y), com a mesma resolução. (Huang & Bradford, 1990; Frede & Gäth, 1995).

A vantagem deste método em relação ao rugosímetro de haste é evidente, maior precisão, não afeta a superfície do solo e maior precisão horizontal.

Bertolani et al. (2000) fizeram uma comparação entre as medidas de rugosidade superficial do solo a nível de laboratório, utilizando um rugosímetro a laser e um perfilômetro de hastes, antes e após a aplicação de chuvas simuladas. Segundo os autores, o rugosímetro a laser foi o mais indicado para descrever o efeito acumulativo da chuva, nas microvariações superficiais, por permitir repetidas leituras em um mesmo local de amostragem.

Darboux et al. (2001), utilizou um rugosímetro a laser desenvolvido no Serviço de Pesquisa Agrícola - USDA e descrito por Flanagan et al. (1995), para estudar a evolução da rugosidade superficial e sua conectividade de fluxo em experimentos de escoamento superficial.

Com o objetivo de estudar a influência da rugosidade produzida por diferentes sistemas de preparo do solo na erosão hídrica, Bramorsk et al. (2014) utilizaram um rugosímetro a laser acoplado a um computador portátil para registros automáticos de leituras. Esse equipamento cobria uma área de 1 m² e foi utilizado para determinar a

variação de alturas de dados pontuais espaçados a cada 1 cm, resultando em 10.000 pontos de leitura.

Apesar da superioridade na resolução, repetibilidade e precisão que se supõe no desenvolvimento dos métodos sem contato, estes não estão isentos de problemas, especialmente para o trabalho de campo. Entre elas destaca a dificuldade de sua instalação, o peso da instrumentação e a necessidade de contar com uma fonte de energia que permita seu funcionamento. Além disso, a medida de uma superfície requer uma grande quantidade de tempo, o que se faz necessário outros tipos de métodos que permitam a caracterização de superfícies mais rapidamente.

Nos últimos tempos provaram-se distintos métodos, incluindo algum extraído da indústria de videogame (Khoshelham & Elberink, 2012; Thomsen et al, 2015). Entre eles, destaca-se o uso da fotogrametria.

3.5.4.- Fotogrametria

Outro método não invasivo, proveniente da técnica de fotogrametria, facilitou a obtenção de informações com maior precisão e rapidez, por meio de processamento computacional. Tal método consiste na reconstrução em 3D do modelo real da superfície do solo para posterior obtenção de índices de rugosidade. O principal atributo da técnica de fotogrametria é poder obter com informação tridimensional, através da restituição de diversas fotografias sobrepostas. Através das zonas de sobreposição é possível determinar pontos comuns e em função da sua posição relativa com várias fotografias, criar modelos tridimensionais de superfície.

Desde o final da década de 80, as técnicas de fotogrametria são aplicadas para estudos do comportamento da rugosidade do solo (Gascuel-Odoux & Bruneau, 1990). Helming et al., (1991) em um estudo com o objetivo de reconstruir superfícies agrícolas

e detectar alterações provocadas pela chuva, utilizaram um modelo de câmera estereométrica Zeiss SMK 40. Apesar da boa precisão da câmera (precisão projetada de 0,5 mm), a limitação encontrada nesse trabalho foi o peso do material e o manuseio da estrutura na qual dependia a câmera, sendo necessário ao mínimo 3 pessoas.

Ivanov et al. (1995) também utilizaram fotografias estereoscópicas para reconstruir a superfície do solo. Para isso, duas câmeras digitais fixas no topo de um suporte de 3 m de altura foram usadas para analisar uma superfície de 1 m² do solo.

Técnicas fotogramétricas nessa época exigiam câmeras específicas e caras, necessitando de calibrações para determinar os parâmetros da câmera e a geometria da cena, e impor restrições geométricas ao adquirir fotografias (Helming et al., 1991). Além disso, os softwares fotogramétricos comerciais tinham que ser usados para processar imagens que implicassem a experiência de alguns usuários em fotogrametria.

Warner (1995) mostrou que a câmera de mão de 35 mm não-métrica poderia ser usada para fotogrametria em estudos da superfície de solos. Um solo agrícola foi fotografado em estéreo a cerca de 2 m acima do solo. Um quadro portátil com 26 pontos de controle foi utilizado para nivelar e escalar o estereomodelo. As medições do solo foram capturadas a partir de ampliações de filme com uma pastilha digitalizadora padrão e usadas para gerar um modelo de elevação digital. A precisão da medição do solo foi de cerca de 2 mm. Apesar dos erros sistemáticos, o método foi considerado promissor.

Mais recentemente, a reconstrução 3D multivista, um novo método derivado da estereofotogrametria, simplificou bastante a criação de modelos a partir de fotografias (Gilliot et al. 2017). Essa reconstrução baseia-se num conjunto de fotografias sobrepostas tiradas por uma câmara digital de alta qualidade a partir de diferentes pontos de vista e processo para determinar automaticamente a geometria da cena e os parâmetros da câmara (Favalli et al., 2012).

O Teorema de Ullman, chamado de “Structure From Motion” – SFM (Ullman, 1979) e modificado por Butterfield (1997) mostra que a estrutura tridimensional e o movimento de objetos rígidos podem ser inferidos das transformações bidimensionais de suas posições projetadas. Este teorema demonstra a capacidade de recuperar a estrutura 3D de objetos de um conjunto de imagens. A reconstrução 3D completa a partir de um conjunto de imagens requer as três etapas seguintes: (i) localização dos pontos-chave e descrição dos recursos; (ii) caracterizar a correspondência entre as diferentes imagens; (iii) cálculos de pose de câmera e estrutura de cena. A saída principal dos algoritmos SfM é uma nuvem de pontos 3D em coordenadas relativas (Figura 05). Finalmente, é necessária uma última etapa de georeferenciação para obter localizações precisa. Os descritores de recurso precisam ser invariantes entre as imagens para o mesmo objeto para serem correspondidas. O método mais comum usado para este propósito é a Escala Invariant Feature Transform (SIFT) proposta por Lowe (2004), que é baseada na abordagem de filtragem de espaço de escala (Witkin, 1983).

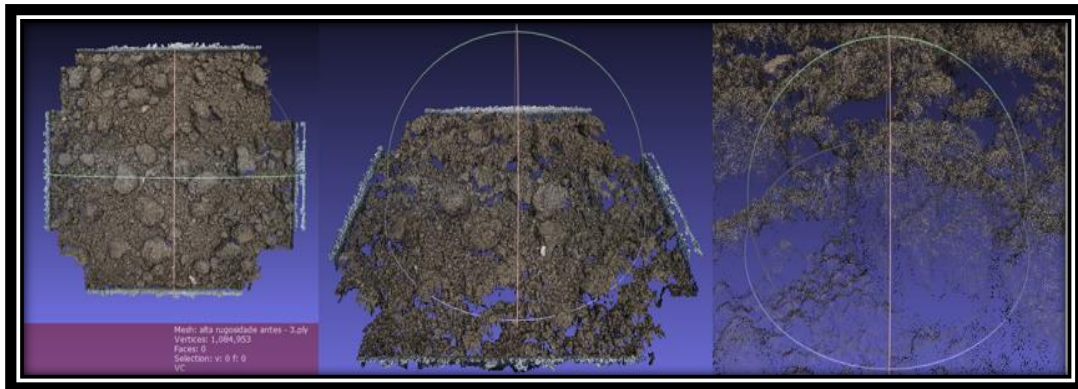


Figura 5.- Imagem de uma nuvem de pontos formada a partir do algoritmo SFM.

O desenvolvimento desta técnica fotogramétrica “Structure From Motion” – SFM, confirmou representar uma ferramenta válida e se tornou em uma tecnologia alternativa mais barata para medir a rugosidade superficial do solo nas mais variadas situações (Westoby et al., 2012; Whitehead et al., 2013; James & Robson, 2012; Dandois & Ellis,

2013; Woodget et al., 2015; Eltner et al. al., 2015; Masiero et al., 2015; Piermattei et al., 2015). Também permitiu uma tomada de dados de campo mais rápida e ágil.

Vários pacotes de software estão atualmente disponíveis para reconstrução 3D a partir de um conjunto de imagens sobrepostas. Destes, vale destacar alguns que são de código aberto ou gratuitos: o Photosynth da Microsoft (Microsoft, 2010) e o Arc3D (KU Leuven, 2012), que são serviços baseados na web, fáceis de usar, mas difíceis de integrar com outros softwares em uma cadeia de ferramentas; Micmac (Pierrot-Deseilligny, 2012), que é um interessante pacote open source SfM do Instituto Nacional Francês de Informações Geográficas e Florestais (IGN), projetado para reconstruções robustas (Pierrot-Deseilligny, 2006); o pacote de Bundler (Snavely, 2010), proposto por Noah Snavely para seu sistema de foto-turismo (Snavely et al., 2006) em combinação com o software PMVS2 (Furukawa & Ponce, 2008) para produzir nuvens de pontos mais densas; a versão de 64 bits osm-bundler (osm-bundler, 2010), que é uma distribuição bundler pronta para usar, integrando ambos os pacotes em scripts de Python e projetada para Open Street Map (osm) e outras aplicações.

O crescente interesse pelos MDE foi reforçado pelo fato de que é uma técnica amigável, e que também pode ser empregado com o uso da câmera de um smartphone (Micheletti et al., 2014; Prosdocimi et al., 2015; Masiero & Vettore, 2016), bem como ser utilizado sobre a difusão de veículos aéreos não tripulados (VAR's) (Colomina e Molina, 2014; Chen et al., 2015).

3.6.- QUANTIFICAÇÃO DA RUGOSIDADE SUPERFICIAL DO SOLO

A caracterização qualitativa do microrrelevo superficial apresenta um específico caráter subjetivo e é difícil incluí-lo em modelos matemáticos que estudam a erosão hídrica dos solos agrícolas. No entanto, é admissível que a utilização dos índices quantitativos, apesar de suas limitações, proporciona uma caracterização objetiva da superfície e podem contribuir com informações de ampla utilidade para seu uso em diversos modelos hidrológicos.

As variações do microrrelevo superficial em decorrência das diferentes operações de preparo e do efeito das chuvas que ocorrem com o passar do tempo são comumente caracterizados mediante índices calculados a partir de medidas de altura da superfície do solo. A utilização desses índices proporciona uma caracterização objetiva da superfície do solo, contribuindo com informações que facilitam a escolha das práticas de preparo do solo mais adequadas a cada condição de exploração agrícola.

Os diversos índices de rugosidade existentes são obtidos com base nos dados de altura medidos com o auxílio dos equipamentos acima citados, e buscam caracterizar a capacidade de armazenamento de água nas microdepressões do solo (Burwell & Larson, 1969; Dexter, 1977; Johnson et al., 1979; Moore & Larson, 1979; Onstad, 1984).

Os primeiros índices de rugosidade propostos eram do âmbito estatístico. Posteriormente foram desenvolvidos novos índices cuja proposta era justificada por possuir um significado físico, de acordo com seus autores. Em seguida, foi proposta a possibilidade de aplicar a teoria fractal e outras técnicas matemáticas avançadas para caracterizar a rugosidade superficial do solo. Geralmente os índices de microrrelevo são calculados após o pré-processamento dos dados microtopográficos para filtrar os efeitos de declividade e, em muitos casos, o efeito do preparo do solo.

Entre os índices estatísticos já desenvolvidos, a rugosidade aleatória, RR, proposto por Allmaras et al. (1966), que possui como base o desvio padrão dos dados pontuais de altura é o mais utilizado. Geralmente, os índices são estimados após a retirada do efeito da declividade do terreno e do preparo do solo (Vidal-Vázquez, 2002). Outros índices usados frequentemente são MIF ((Römkens & Wang, 1985a, b), MUD (Hansen et al., 1999) e a tortuosidade, que é definida com base em vários critérios, T_B (Boiffin, 1984), T_P (Planchon et al., 1998); T_A e T_S (Auerswald, 1992, Saleh, 1993), etc. Os índices diferença limite, LD, e declividade limite, LS, propostos por Linden e Van Doren (1986), que se baseiam nas análises da dependência espacial apresentam a vantagem de descrever em termos físicos a rugosidade superficial. Entre os índices de natureza fractal vale ressaltar a dimensão fractal, D, utilizado primeiramente por Burrough (1983a, b) e a distância de intercessão, I, proposto mais recentemente por Huang & Bradford (1992). Ainda, dimensão fractal local $\alpha(q)$ e o parâmetro $f(\alpha)$.

Em anexo, segue uma tabela com uma lista dos principais índices de rugosidade, incluindo os índices fractais, que já foram utilizados em trabalhos anteriores. Na continuação, é descrito em detalhes os índices mais amplamente empregados.

3.6.1.- Rugosidade aleatória (RR)

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.

A rugosidade aleatória, ou índice de rugosidade ao acaso, é o índice mais empregado em equações de predição da erosão hídrica e estudos em geral, e pode ser definido matematicamente como sendo o desvio padrão dos dados de altura do

microrrelevo do solo. O índice RR foi proposto por Allmaras et al. (1966) e sua expressão é descrita abaixo:

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

Em que:

Z_i = altura de elevação em cada ponto, mm;

Z = média das alturas de elevação, mm; e

n = número de dados de altura (pontos).

Kuipers (1957) e Candura et al. (1957) foram os pioneiros na quantificação da rugosidade do solo, em função do logaritmo do desvio padrão (S) das alturas do microrrelevo do solo, sendo determinada pela seguinte expressão:

$$R = 100 \log_{10} S \quad [3]$$

Em que:

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

Apesar do índice proposto por Allmaras et al. (1966) ser o mais empregado, eles não foram os primeiros a quantificar a rugosidade superficial do solo, porém 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% do 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.

Currence & Lovely (1970), ao estudar cinco manejos diferentes em 30 parcelas, 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 normalidade. Linden & 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 & Lovely (1970) e Römken & 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. Sua principal vantagem reside na facilidade do cálculo, no entanto não proporciona uma caracterização 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 & Bradford, 1992). Sua principal vantagem reside na facilidade do cálculo.

3.6.2.- Índices Geoestatísticos

3.6.2.1.- 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 partem do princípio de que uma propriedade varia de um local para o outro com algum grau de organização ou continuidade, expresso pela dependência espacial.

Os índices *LD* e *LS*, são obtidos a partir da diferença 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 de acordo com a seguinte expressão:

$$\Delta Z_h = \sum_{i=1}^n \frac{|Z_i - Z_{i+h}|}{n} \quad [4]$$

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:

$$\frac{1}{\Delta Z_h} = a + \frac{b}{\Delta X_h} \quad [5]$$

Onde:

ΔZ_h = diferença média dos dados de altura (mm);

ΔX_h = distância entre pontos em valor absoluto (mm);

a, b = parâmetros de ajuste.

A máxima distância entre os pontos de comparação dos valores do semivariograma de primeira ordem se limita a 20 cm, de acordo com Linden & Van Doren (1986) e 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:

$$LD = \frac{1}{a} \quad [6]$$

$$LS = \frac{1}{b} \quad [7]$$

De acordo com Linden e Van Doren (1986), 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. Em outras palavras, equivale ao valor assintótico da variância de primeira ordem e está relacionado com o índice RR, que corresponde com a raiz quadrada de um momento de segunda ordem como é a variância (Isaaks & Srivastava, 1989; Kamphorst et al., 2000). 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.

3.6.2.2.- Índices baseados nos parâmetros dos semivariogramas

Ao contrário do RR, um semivariograma leva a correlação espacial de dados topográficos em conta. Por isso, a aplicação de semivariogramas ganhou interesse entre os pesquisadores para descrever a rugosidade da superfície do solo (Linden & Van Doren, 1986; Helming et al., 1993; Darboux et al., 2002; Croft et al., 2009; Vazquez et al., 2009).

Antes da definição do semivariograma, é fundamental entender que, em geral, na geoestatística é necessário definir uma hipótese básica de partida, o qual permitirá caracterizar as variáveis aleatórias de interesse e a estimação das mesmas nos pontos de amostragem.

Hipóteses de partida

Uma variável regionalizada é estacionária se os momentos estatísticos da variável $Z(x_i+h)$ são os mesmos independentemente do vetor de posição h . Os principais momentos considerados na geoestatística são:

- Média: $E[Z(x)] = m(x)$ [8]

- Variância: $VAR(Z) = E \{ [Z(x) - m(x)]^2 \}$ [9]

- Covariância: $C(h) = E\{ [Z(x+h) - m(x+h)][Z(x) - m(x)] \}$ [10]

- Semivariância: $\gamma(h) = \frac{1}{2} E \{ [Z(x+h) - Z(x)]^2 \}$ [11]

As hipóteses consideradas mais importantes são:

a) Hipótese de estacionariedade de segunda ordem. Diz-se que uma função é estacionária de segunda ordem se:

1) O valor esperado de $E[Z(x_i)]$ não depender da posição, ou seja, $E[Z(x_i)] = m$

2) Para todo o par de variável aleatória $Z(x+h)$, $Z(x)$ sua variância existir e somente depender do vetor de separação h , ou seja, $C(h) = E[Z(x+h)Z(x)] - m^2$

Somente após a comprovação dessas condições é possível demonstrar que, de acordo com essas hipóteses, a semivariância é igual a variância menos a covariância:

$$\gamma(h) = \text{Var}(z) - C(h) \quad [12]$$

b) Hipótese intrínseca: As restrições desta hipótese apresentam menos restrições que a hipótese anterior. Uma função aleatória é intrínseca quando além de cumprir a primeira condição, o incremento $\{Z(x_i) - Z(x_i+h)\}$ possui variância finita e não depende de x_i para um vetor h , seja ele qual for.

$$E[\{Z(x_i) - Z(x_i+h)\}^2] = 2\gamma(h) \quad [13]$$

Em outras palavras a variância das diferenças é finita e estacionária para qualquer vetor h . A semivariância é denominada por $\gamma(h)$. Essa hipótese somente permite utilizar a semivariância para caracterizar a variabilidade espacial.

c) Hipóteses de tendência: De acordo com esta hipótese, a função aleatória $Z(x_i)$ consta de dois componentes, que são denominados tendência e resíduo.

O semivariograma é uma função que relaciona a semivariância com o valor dos incrementos de distância. Antes do ajuste de um semivariograma teórico é necessário obter um semivariograma experimental, de acordo com a seguinte expressão:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{N(h)}^{i=1} [Z(x_i+h) - Z(x_i)]^2 \quad [14]$$

Onde: $\gamma^*(h)$ – é semivariância estimada experimental;

$N(h)$ – representa o número de pares de valores medidos $Z(x_i)$, $Z(x_i+h)$ separados por um vetor (h) ;

$Z(x_i)$ – valor da variável no ponto x_i , na denominação geoestatística é descrito como variável regionalizada (Clark, 1979).

$Z(x_i+h)$ = Valor da variável em um ponto a uma distância h de x_i

Na figura 06, observa-se um exemplo de semivariograma experimental, cujas características se aproximam das ideais. Nele, define-se:

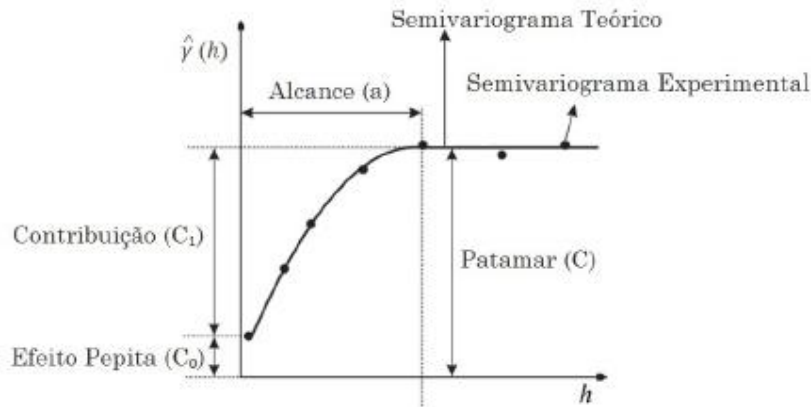


Figura 6.- Esquema de um semivariograma e os parâmetros que o definem.

1. Efeito Pepita (C_0): é a variância na distância $h=0$. Esse valor deveria ser $\gamma(0) = 0$. O uso de dados amostrais na estimativa da semivariância e na construção do semivariograma, revela que, frequentemente, a semivariância $\gamma(0)$ difere de zero, chamado de efeito pepita (C_0). A impossibilidade de se fazer reamostragem exatamente sobre um ponto já amostrado, podendo ocorrer variações a distâncias menores do que a menor distância entre as amostras e erros de medição, são justificativas dessa descontinuidade na origem (Isaaks & Srivastava, 1989). No entanto, resulta impossível quantificar se a maior contribuição provém de erros de medida ou da variabilidade de pequena escala não captada pela amostragem. O caso particular de efeito pepita puro indica a inexistência de autocorrelação espacial e uma aleatoriedade total da variável estudada.

2. Patamar (C): desde o efeito pepita, $\gamma(h)$ aumenta com a distância até adquirir um valor constante, independente da distância entre pontos. Neste ponto se diz que não existe dependência espacial. O valor de $\gamma(h)$ é o patamar $C = C_0 + C_1$. Para essas amostras, a Estatística Clássica pode ser aplicada sem restrições.

3. Alcance (a): é a distância h até a semivariância $\gamma(h)$ atingir o patamar, sendo que dentro desse intervalo $[0, h]$ implica que as amostras apresentam dependência espacial;

4. Contribuição (C_1): é a diferença entre o patamar (C) e o Efeito Pepita (C_0);

A forma do semivariograma na origem também é importante, a qual indica certa suavidade do fenômeno se a pendente for nula e, a presença de descontinuidade se não for.

Modelos de semivariograma

Após a confecção dos semivariogramas dos valores experimentais, procura-se ajustar um modelo matemático que permite aplicar de forma contínua o comportamento do semivariograma experimental descrito.

As funções ajustadas devem cumprir os requerimentos teóricos das variáveis regionalizadas. Os principais são:

- Modelo linear: É considerado o mais simples dos modelos. Nele, a variância aumenta linearmente até alcançar o intervalo, a partir do qual permanece constante. A expressão matemática geral para essas semivariogramas é:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left(\frac{h}{a} \right) & h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad [15]$$

- Modelo esférico: Constitui-se no ajuste mais comum da Geoestatística, principalmente no estudo dos depósitos minerais (David, 1977) e em Física dos Solos. É caracterizado por alcançar o patamar a uma distância finita. Costuma caracterizar fenômenos contínuos, ainda que não deriváveis. Matematicamente sua fórmula é:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad [16]$$

- Modelo exponencial: O ajuste se faz através de uma curva exponencial. O patamar (c) é a assíntota desta curva e a alcance (a) corresponde ao encontro da tangente da curva na origem com o patamar. Descreve fenômenos similares ao modelo esférico, mas com menos flutuações. Sua expressão matemática é:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - \exp\left(-3\frac{h}{a}\right) \right] \quad 0 \leq h \leq a \quad [17]$$

- Modelo gaussiano: A função é parabólica próxima à origem. Este modelo apresenta amplitude variográfica extensa e o patamar semelhante ao modelo exponencial. Representa fenômenos contínuos em todos os pontos e deriváveis na sua maioria, ou seja, são fenômenos suaves e com maior estrutura espacial do que nos outros modelos. Sua expressão matemática é:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - \exp\left(-3\frac{h}{a}\right)^2 \right] \quad 0 \leq h \leq a \quad [18]$$

3.6.3.- Fractais e multifractais

Muitas vezes, os modelos estatísticos e geoestatísticos não são suficientes para descrever a microtopografia do terreno, pois quando se avalia a rugosidade da superfície de um solo mediante um modelo chamado estacionário, assume-se que os valores médios da microtopografia se mantêm constantes por toda a área medida. No entanto, muitas superfícies após o preparo do solo não são estacionárias, o que supõe que a rugosidade varie em função da escala de medida e da sua posição.

Fractais são estruturas complexas compostas a partir de partes simples e caracterizadas pela auto-similaridade, ou seja, cada parte é composta de outras partes semelhantes. Embora não sejam fractais em sua concepção matemática, muitas formas e cenários da natureza podem ser modelados como tal, uma vez que possuem alto nível de complexidade e aspecto auto-similar, ainda que em um intervalo limitado de escalas.

Neste contexto, surgiram várias aplicações da geometria fractal em reconhecimento de padrões e visão computacional.

Do ponto de vista matemático, um objeto fractal é definido como sendo a estrutura geométrica (conjunto de pontos) cuja dimensão de Hausdorff-Besicovitch excede estritamente a dimensão Euclidiana (topológica). Basicamente, esta definição reafirma que um fractal deve ser um objeto auto-similar, mas também com grau infinito de complexidade.

Na prática, fractal é uma estrutura geométrica caracterizada pela auto-similaridade infinita, isto é, cada parte é sempre uma cópia (alterada apenas por transformações geométricas simples) do objeto todo. Entretanto, esta propriedade não é suficiente para caracterizar um objeto como fractal, uma vez que até mesmo uma reta possui auto-similaridade infinita. Assim, um fractal também deve ser uma estrutura de complexidade infinita, no sentido de que em cada nível de escala sempre podem ser observados diferentes detalhes que não estão presentes em outros níveis. Outro aspecto singular dos fractais é que esta complexidade surge a partir de estruturas básicas e regras simples que vão sendo iteradas até o limite para o infinito. Este fato também permite que um fractal seja analisado como um sistema dinâmico não-linear, de natureza caótica.

A auto-similaridade e a complexidade são características que sugerem fortemente o uso da geometria fractal na modelagem de objetos do mundo real. De fato, quando se observam objetos na natureza, como uma montanha, relevo ou microrrelevo, por exemplo, nota-se facilmente que o grau de detalhes presentes na estrutura, em cada nível de escala, é alto. Tal complexidade torna a modelagem Euclidiana clássica muitas vezes limitada.

Um trabalho pioneiro que começou a estudar este desafio de encontrar medidas significativas para uma estrutura complexa foi apresentado por Lewis F. Richardson, um

meteorologista inglês, em 1961. Na tentativa de medir o comprimento da ilha britânica através de um mapa, ele observou que, quando variava o comprimento da unidade de medida, o comprimento total da costa não variava linearmente como esperado, mas sim exponencialmente.

Mais tarde, Mandelbrot concluiu que esta propriedade descoberta por Richardson também surgia em objetos fractais e estava relacionada à auto-similaridade destas estruturas. Essa mesma auto-similaridade havia sido apontada nas plantas por Lindenmayer, então colega de pesquisa de Mandelbrot. A partir daí toda a teoria fractal foi formalizada e demonstrou-se que a geometria fractal apresentava a modelagem ideal para objetos encontrados na natureza.

A teoria fractal, segundo Mandelbrot (1982), permite avaliar a geometria dos objetos, como um transecto ou uma superfície microtopográfica, definido por dados pontuais e individuais. Bem como o próprio significado da palavra fractal, que em latim significa “irregular”, o estudo da teoria é, portanto, o estudo topológico das formas irregulares (Vivas Miranda, 2000). Esta definição está relacionada com a capacidade de obter a mesma figura, independente da escala, ao menos estatisticamente. 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.

Para medir uma linha curva de comprimento L_0 , esta é coberta com $N(\delta)$ segmentos de comprimento δ , então obtemos:

$$\delta N(\delta) = L_0 \quad [19]$$

No caso unidimensional, L pode ser definido como a soma de todos os segmentos que contém:

$$L = \sum_{i=1}^{N(\delta)} \delta = N(\delta) \delta \quad [20]$$

Do mesmo modo, para uma superfície de dimensão A , se está medida com segmentos $N(\delta)$ de área de δ^2 , resulta:

$$N(\delta) = A_0/\delta^2 \quad [21]$$

Portanto, no caso bidimensional, obtemos:

$$A = \sum_{i=1}^{N(\delta)} \delta^2 = N(\delta) \delta^2 \quad [22]$$

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 parâmetro utilizado com maior frequência na caracterização de superfícies autossimilares é a dimensão fractal, D . Assim, no caso de um sistema fractal homogêneo, a probabilidade da medição, $p(\delta)$ varia de acordo com a escala conforme a seguinte expressão:

$$p(\delta) \sim \delta^D \quad [23]$$

sendo D a dimensão fractal e $p(\delta)$ refere-se a uma medida (comprimento, superfície, volume, densidade, etc.), que não é um número constante, nem um valor médio, mas depende da escala.

A principal característica da teoria fractal é a não variação de escala. Isso significa que determinados traços de um sistema são independentes da escala em que se analisam. Desta forma, é possível estudar um sistema que não possuem uma escala característica. A não variação de escala de um sistema pode ser estudado de acordo com as leis de potência, caracterizadas pelos seus expoentes. Sendo assim, a teoria fractal deve ser estudada sob condições adimensionais, pois com ela buscam-se características

independentes do tamanho físico do objeto ou do sistema de estudo. Para os fenômenos que, desde o ponto de vista clássico, eram considerados como inclassificáveis e estocásticos, com a análise fractal tornou-se possível sua conceitualização, discriminação e caracterização.

Neste contexto de definição, o comportamento fractal é um tipo especial de complexidade, uma complexidade invariável à troca de escala que não apresenta longitudes características espaço-tempo. Essa propriedade conhecida como a auto-similaridade. Os sistemas ou processos fractais possuem uma série de peculiaridades relacionadas com seus eventos extremos que compõe as principais características dos sistemas criticamente auto-organizados (do inglês *self organized criticality*). Esse comportamento auto-organizado é observado em fenômenos naturais muito variados: terremotos, deslizamentos, incêndios florestais, erupções vulcânicas.

Resumidamente, os fractais matemáticos reúnem as seguintes características:

- Apresentam detalhes em escalas arbitrariamente pequenas;
- É muito irregular para ser descrito nos termos geométricos tradicionais;
- Sua dimensão de Hausdorff-Besicovitch não é inteira e é maior que sua dimensão topológica, que se mantém a diferentes escalas, o que significa que o todo é semelhante a uma parte.

- Pode ser definido de forma recursiva.

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).

Na prática, diferentes fórmulas foram usadas para calcular a dimensão fractal das propriedades do solo que foram obtidas para diferentes tipos de medidas.

Na natureza existem determinados processos geofísicos e sistemas que não podem ser estudados como conjunto simples, já que estão caracterizados por diferentes níveis de intensidade, e não podem ser descritos simplesmente em função de, por exemplo, sua ocorrência ou não ocorrência. Para esses estudos, recorre-se a teoria multifractal. Em vez de trabalhar com escala simples, como no caso dos (mono) fractais, utiliza-se o conceito de escala múltipla. O término multifractal foi introduzido por Parisi & Frish, (1985), para se referir a características medidas por um conjunto infinito de índices de escalonamento ou dimensionamento fractal.

O conceito de multifractal surge para incluir conjuntos complexos no esquema, o qual representam a lei de maior dimensionamento e que atualmente é conhecido como multifractais universais estocásticos, permitindo modelar uma variedade de processos não lineares. A descrição multifractal de uma variável cuja medida é auto-similar, segundo os termos estatísticos, envolve o seu comportamento complexo, o qual pode ser representado por uma combinação de conjuntos fractais e seus correspondentes expoentes, por exemplo, o fluxo de um certo líquido no solo depende, entre outros fatores, da densidade e viscosidade do fluido e da geometria do meio poroso deste solo. Portanto, é interessante verificar se a distribuição dos valores de velocidade de um fluxo no solo exhibe esta natureza multifractal e que grau de relação existe com a geometria do meio.

Os multifractais podem ser aplicados para analisar séries de dados medidos em uma, duas ou três dimensões. Em pedologia, frequentemente os multifractais tem sido

usados para avaliar a heterogeneidade de variáveis medidas ao longo de um transecto (uma dimensão), uma malha (duas dimensões) ou um volume (três dimensões).

Para uma medida multifractal, podem ser definidos segmentos (caso monodimensional) ou células (caso bidimensional) diferentes com expoentes diferentes correspondendo a graus de singularidade da medida. Portanto, para uma medida multifractal, em cada intervalo i^{th} de tamanho δ , a função de probabilidade tem a seguinte propriedade:

$$p_i(\delta) \sim \delta^{-\alpha_i} \quad [24]$$

Onde α_i , é o expoente de Hölder que quantifica a importância das singularidades da medição de uma variável e depende de cada segmento (monodimensional) ou célula (bidimensional) i . O expoente α_i é também conhecido como a dimensão fractal local.

Para medições com distribuição multifractal, o número $N_\alpha(\delta)$ de segmentos ou células de tamanho δ com o mesmo expoente de Hölder de valor α , aumenta à medida que diminui δ , de acordo com a seguinte relação de potência:

$$N_\alpha(\delta) \sim \delta^{-f(\alpha)} \quad [25]$$

Onde $f(\alpha)$ é o expoente de escalonamento de todos os segmentos ou células com o mesmo valor de α .

3.6.3.1.- Índices monofractais

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 .

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).

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.

Para a análise fractal do microrrelevo e, no caso de considerar unicamente perfis unidimensionais, admite-se que os mesmos podem ser representados por funções $h = f(z_i)$, caso se trate de estruturas autoafins, assume-se que há de ser unívocas (Vivas Miranda, 2000), sendo h a distância a origem. Para quantificar a rugosidade da superfície a um

modelo fractal do tipo Browniano (mfB) a diferença de altura (ΔZ_h) obedece a seguinte relação de potência com a distância h :

$$(\Delta Z_h) \propto h^H \quad [26]$$

H = fator de potência denominada expoente de Hurst.

Em um modelo fractal Browniano, o expoente de Hurst varia entre 0 e 1 (Huang & Bradford, 1992).

O expoente de Hurst está diretamente relacionado com a dimensão fractal, D na qual para um determinado perfil ou transecto, obtém-se da seguinte forma:

$$D = 2 - H \quad [27]$$

Similarmente, para uma determinada superfície a dimensão fractal D, obtém-se mediante a seguinte expressão:

$$D = 3 - H \quad [28]$$

De acordo com Mandelbrot, (1983), para um transecto fractal a semivariância $\gamma(h)$ é uma função da distância a origem (h), conforme a expressão:

$$\gamma(h) \propto h^{2H} \quad [29]$$

Portanto a dimensão fractal, D, de um perfil ou de uma superfície representada mediante um semivariograma, pode ser calculada de acordo com a inclinação da linha reta, que se obtém ao representar em escala logarítmica dupla a primeira parte do semivariograma $\gamma(h)$ frente a distância (h).

Ainda, 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 .

O modelo fractal proposto por Huang & Bradford (1992), caracteriza a microtopografia do solo mediante dois parâmetros, a dimensão fractal, D , e a distância de intersecção, l . Este modelo pode ser aplicado na prática mediante diferentes desvios quadráticos médio, denominado RMS ou mediante o semivariograma, SMV, (Vivas Miranda, 2000). Neste caso particular de que a autocorrelação espacial descreva mediante a semivariância, a expressão pode ser obtida da seguinte forma:

$$\gamma(h) = l^{2-2H} h^{2H} \quad [30]$$

Onde:

γ = variância;

h = distância na origem;

l = distância de intersecção;

H = expoente de Hurst.

A distância de intersecção pode ser estimada mediante a seguinte expressão:

$$l = \exp[(a/2 - 2^H)] \quad [31]$$

Onde o parâmetro a é obtido da intersecção no eixo y , de $f(h)$ frente a (h) , em escala logarítmica dupla.

Portanto, a partir do semivariograma, SMV, ou da função RMS dos dados pontuais de microrrelevo, é possível obter dois índices para caracterizar a superfície, a dimensão fractal, D , e a distância de intersecção, l . A dimensão fractal, D , permite obter uma ideia da distribuição proporcional dos elementos de diferente tamanho, conforme o microrrelevo, enquanto que a distância de intersecção, l , possui informação em relação a

escala característica do sistema estudado, ou seja, o fator de escala que transforma o tamanho relativo, permitindo obter uma ideia do tamanho real.

3.6.3.2.- Índices multifractais

A teoria multifractal também tem sido usada para caracterizar padrões espaciais definidos com base em dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e remotamente detectados. A seguir apresentamos um exemplo simplificado desta teoria.

Suponha que $\mu(S)$ represente a medida (campo) definida num conjunto S em \mathbb{R}^T , $T = 1, 2$ ou 3 . O espaço \mathbb{R}^T pode ser subdividido em segmentos ou células (Figura 07) do mesmo tamanho (intervalos iguais δ em \mathbb{R}^1 , quadrados do lado δ em \mathbb{R}^2 , etc). Por definição, $\mu_i(\delta)$ reflete a medida na intersecção de S com a i -ésima célula de tamanho δ .

Para a medida multifractal μ , o logaritmo da medida da célula dividido pelo logaritmo do tamanho da célula é restrito a um intervalo $[\alpha_{\min}, \alpha_{\max}]$, onde $-\infty \leq \alpha_{\min} \leq \alpha_{\max} < \infty$, sendo:

$$\alpha_i = \frac{\log \mu_i(\delta)}{\log \delta} \quad [32]$$

Onde α_i é chamado de expoente grosseiro de Lippitsch-Hölder ou simplesmente expoente de Hölder (Evertsz e Mandelbrot, 1992). Para cada valor de α , $N_\delta(\alpha)$ representa o número de células de tamanho δ tendo o expoente grosseiro Hölder α . Agora, suponha que uma célula de tamanho δ tem sido selecionada aleatoriamente entre o número total de células, que é proporcional a δ^{-T} . Então, considera-se a seguinte função:

$$f(\alpha) = -\frac{\log N_\delta(\alpha)}{\log \delta} \quad [33]$$

Os valores de $f(\alpha)$ se interpretam como as dimensões fractais de subconjuntos de segmentos o célula de tamanho δ , que tem um valor de expoente de Hölder, δ , quando $\delta \rightarrow 0$.

Para realizar a análise multifractal de uma séries de dados unidimensionais, como os medidos ao longo de um certo intervalo de distância, $I = [a, b]$, é necessário primeiro definir subintervalos ou segmentos de igual comprimento δ e que eles não se sobreponham. Geralmente, para esta subdivisão, são feitas partições sucessivas do intervalo inicial em k estágios ($k = 1, 2, 3 \dots$) e um fator de escala múltipla de 2 é considerado (Caniego et al., 2005; Vidal Vázquez et al. al., 2008). Portanto, o número de segmentos obtidos, após k partições que cobrem um transecto de comprimento total L é $N(\delta) = 2^k$, com uma resolução espacial que é dada por $\delta = L \times 2^{-k}$.

No caso de série de dados bidimensionais, após a sua divisão mediante partições sucessivas em k estágios ($k = 1, 2, 3 \dots$) de uma superfície A inicial, resultam em caixas de lado $s = A \times 2^{-k}$ e o número destas caixas são dadas por $N(\delta) = 2^{2k}$.

Posteriormente, os dados experimentais de cada variável do solo estudado são normalizados e uma função de probabilidade é obtida. Portanto, primeiro, a medida $\mu_i(\delta)$ atribuída a cada um dos intervalos ou caixas é avaliada pela soma de todas as contribuições (dados experimentais) que correspondem a elas. Em segundo lugar, a partir da série de dados padronizada, a função de probabilidade que podemos designar como μ_i ou p_i é calculada, pela expressão:

$$p_i(\delta) = \frac{N_i(\delta)}{N_t} = \frac{Z(x_i)}{\sum_{j=1}^{N(\delta)} Z(x_j)} \quad [34]$$

Onde Z_{ij} são as coordenadas de cada célula em que se realiza uma medida.

Se o chamado método de contagem de caixas (box-counting) baseado em momentos for usado, uma função de partição (Figura 7) é calculada, $\chi(q, \delta)$, e a partir dela podemos obter três funções multifractais denominadas função de expoente de massa,

$\tau(q)$ (Figura 08), dimensão generalizada, D_q (Figura 9), e espectro multifractal, $f(\alpha)$ versus α (Figura 10).

A função de partição pode ser determinada para momentos sucessivos q , que variam de $-\infty$ a $+\infty$, pela expressão:

$$\chi(q, \delta) = \sum_{i=1}^{N(\delta)} p_i^q(\delta) = \sum_{i=1}^{N(\delta)} \mu_i^q(\delta) \quad [35]$$

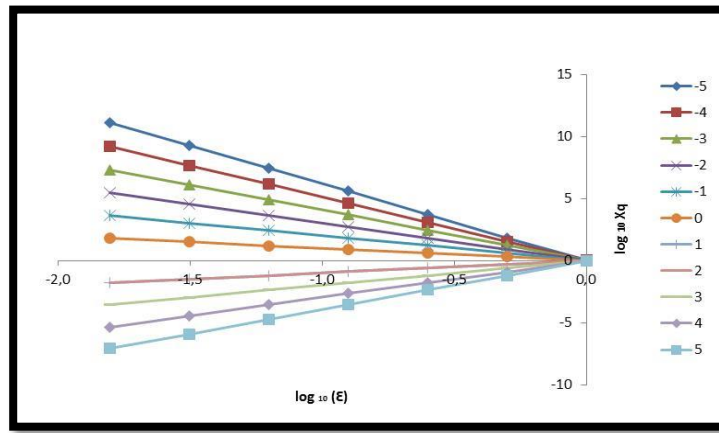


Figura 7.- Função De Partição

Além disso, quando o termo $\chi(q, \delta)$ versus δ é representado em coordenadas logarítmicas duplas para valores diferentes de q , obtemos:

$$\chi(q, \delta) \propto \delta^{-\tau(q)} \quad [36]$$

Onde $\tau(q)$ é uma função não linear de q conhecida como a função de expoente de massa. Por sua vez, $\tau(q)$ pode ser escrito da seguinte forma:

$$\tau(q) = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\log \chi(q, \delta)}{\log \delta} \quad [37]$$

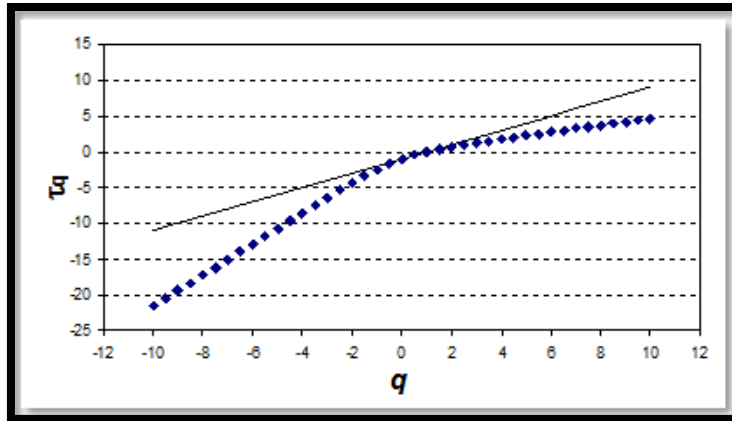


Figura 8.- Função do expoente de massa

A dimensão fractal local $\alpha(q)$ pode ser obtida a partir da transformação de Legendre da curva $\tau(q)$..:

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad [38a]$$

Além disso, é possível também estimar o parâmetro $f(\alpha)$ da equação (33), que representa o número de células de dimensões δ onde existe o mesmo valor de α , mediante a seguinte expressão:

$$f(\alpha) = q\alpha(q) - \tau(q) \quad [38b]$$

O gráfico de $f(\alpha)$ versus α é chamado de espectro multifractal e tem a forma de uma parábola invertida. Este espectro é um ponto único no caso de um modelo monofractal e para as distribuições multifractais tem uma gama mais ampla de valores à medida que a heterogeneidade da escala aumenta.

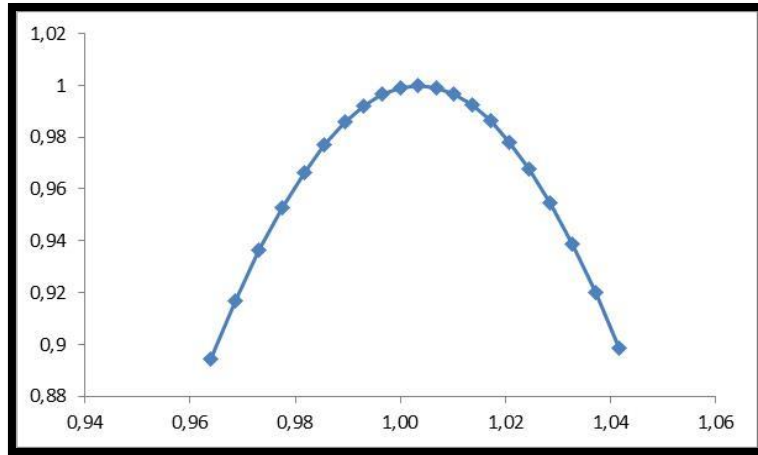


Figura 9.- Função do espectro de singularidade

As medições multifractais também podem ser caracterizadas pelo seu espectro de dimensões generalizadas. Na prática, é possível obter modelos multifractais com um pequeno número de parâmetros, como as dimensões generalizadas, também chamadas de dimensões do autor Rényi, que as definiram em 1955 por meio da seguinte expressão:

$$D_q = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{1}{q-1} \frac{\log[\chi(q, \delta)]}{\log \delta} \quad [39a]$$

Observa-se que o uso da Equação [39] D_1 se torna indeterminado porque o valor do denominador é zero. Portanto, para o caso específico em que $q = 1$, é aplicada a regra de L'Hôpital que leva à seguinte equação:

$$D_q = \lim_{(\delta) \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(\delta)} \mu_i(\delta) \log[\mu_i(\delta)]}{\log(\delta)} \quad [39b]$$

Dessa forma, τ e D_q apresentam a seguinte relação:

$$\tau(q) = (1 - q)D_q \quad [40]$$

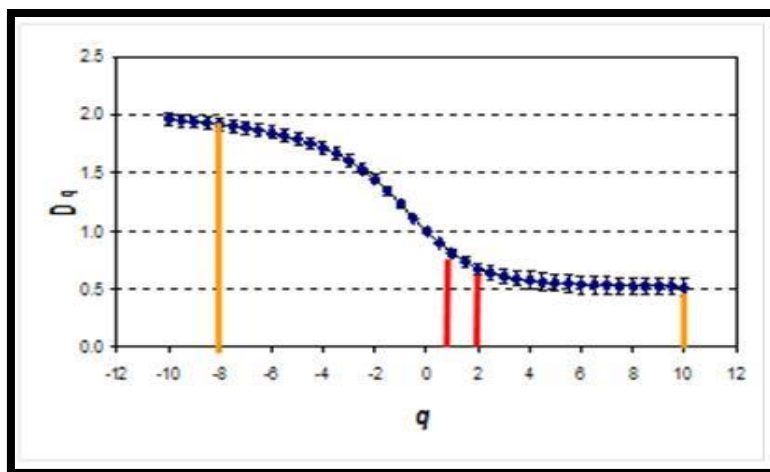


Figura 10.- Função da dimensão generalizada

Para uma distribuição monofractal, D_q é uma constante quando é representada como uma função de q , de modo que a avaliação de momentos sucessivos não fornece informações adicionais. No entanto, para medidas multifractais, a relação entre D_q e q não é constante e tipicamente apresenta um aspecto semelhante ao de um sigmóide duplo com um ponto de inflexão para $q = 0$. Neste caso, as dimensões generalizadas mais frequentemente utilizadas correspondem à parte central do espectro e são D_0 obtidos para $q = 0$, D_1 para $q = 1$ e D_2 para $q = 2$, que são respectivamente chamados de dimensão de capacidade, informação (ou entropia de Shannon) e correlação.

Também é possível trabalhar com outra ferramenta, chamada Gliding Box, para estudar fractais. O Gliding Box ou caixa de deslizamento foi uma subsequência modificada por (Cheng, 1997). Esse método permite criar um número maior de pontos para trabalhar em uma superfície. Partindo de uma superfície quadrada ou retangular (nosso caso), a caixa deslizante pode se mover para as possíveis direções no mapa, criando mais dados (Grau et al, 2006).

Se o chamado método de deslizamento de células ou caixas (gliding box) for usado, é possível aumentar a resolução da função de partição. O método “gliding box”

foi utilizado originalmente para efetuar análises de laguna (Cheng et al., 1999). No caso bidimensional, basicamente, se toma um motivo formado por uma ou mais células, ou caixas do lado δ , que vão deslizando em todas as direções possíveis cobrindo toda a rede de amostra (Figura 7).

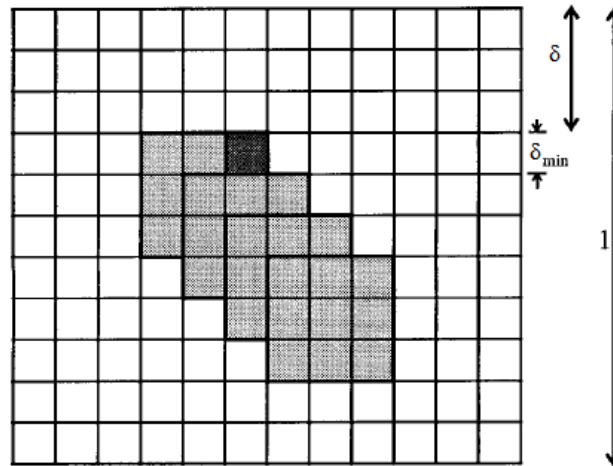


Figura 11.- Diagrama esquemático ilustrando duas formas diferentes de partição de um espaço bidimensional (“box counting” y “gliding box”)

Figura 12.- Diagrama esquemático ilustrando duas formas diferentes de partição de um espaço bidimensional (“box counting” y “gliding box”).

Admite-se, portanto, que o método “gliding box” permite a sobreposição (“overlapping”) parcial de células ou caixas, e, sendo assim, as medidas definidas por este método não são estatisticamente independentes. No entanto, o método “gliding box” proporciona um maior número de células que compõe os cálculos, em relação com o método “box counting”, o qual não permite a sobreposição de células. Em outras palavras, como o processo de partição envolve sobreposição, conseqüentemente, a definição varia com cada deslocamento do quadrado ou retângulo.

O número de células obtidas através do método “gliding box” de tamanho e lado δ é determinado pela expressão:

$$N^*(\delta) \propto \left(\frac{L}{\delta_{\min}} - r + 1 \right)^2 \quad [41]$$

Onde r é a relação entre o tamanho amostral de uma célula e o mínimo tamanho, de lado eleito ($r = \delta/\delta_{\min}$), utilizado nos cálculos.

Na continuação, é possível definir uma nova função de partição, $\chi^*(q, \delta)$, mediante a seguinte expressão:

$$\chi^*(q, \delta) = \sum_m \beta(m, r) m^q \quad [42]$$

Onde $\beta(m, r)$ é a função de probabilidade para uma célula ou caixa deslizante, de tamanho δ e massa m .

Finalmente, considerando a equação (37) é possível calcular uma nova função expoente de massa para o método “Gliding Box”:

$$\langle \tau(q) \rangle = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log \langle \chi^*(q, \delta) \rangle}{\log(\delta)} - 2 = \langle \tau^*(q) \rangle - 2 \quad [43]$$

Nesta equação, o número 2 significa o valor da dimensão Euclidiana de suporte bidimensional.

Dessa forma, agora é possível calcular o espectro de singularidade, substituindo a função expoente de massa, descrita acima, pela equação (43), nas equações (38a) e 38b). Do mesmo modo, a dimensão generalizada pode ser obtida substituindo a função expoente de massa descrita, pela equação (43) nas equações (39a) e (39b).

3.7.- CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO MICRORRELEVO NO SOLO

Quando a precipitação excede taxa limite de infiltração de água em um determinado solo, o excedente começa a se armazenar nas depressões e cavidades da superfície do solo. A capacidade de armazenamento que cada cavidade ou depressão possui é definida imediatamente antes dessa água transbordar. Por isso, o microrrelevo da superfície é considerado um componente dinâmico do processo de escoamento superficial de água no solo (Vidal-Vázquez, 2002).

O escoamento superficial varia no tempo e no espaço, sua quantidade é dependente da intensidade da chuva e do seu processo hidrológico. Uma parte da chuva é interceptada pela cobertura vegetal e evapora. Outra parte atinge a superfície do solo e é logo infiltrada em volume e intensidade que variam de acordo com o tipo de solo e de suas condições físicas. A medida que a intensidade de precipitação ultrapassa a capacidade de infiltração do solo, as depressões da superfície começam a ser preenchidas (Moore & Larson, 1979) e, ao transbordar, o que depende do seu tamanho, dá-se início o escoamento superficial, sendo conduzido na direção das zonas de elevação mais baixas. As depressões não estão conectadas e cada uma possui uma própria área de drenagem. Conforme as microdepressões vão sendo transbordadas, uma série de processos vão ocorrendo, como a formação de linhas de fluxo ou dos sulcos de escoamento, o qual vão depender de fenômenos que variam segundo as condições físicas do solo e a topografia do terreno.

De acordo com Moore & Larson (1979), uma vez que começa a saturação de água no solo, é possível identificar três estágios sucessivos para um evento de chuva, considerando o escoamento e o armazenamento nas microdepressões:

- Armazenamento nas microdepressões, sem que produza escoamento.

- Armazenamento adicional acompanhado do escoamento. As microdepressões menos profundas transbordam enquanto que as depressões de maior profundidade continuam enchendo.

- A ocorrência de somente o escoamento superficial, uma vez que as microdepressões estão no seu limite de armazenamento máximo possível.

Quando há períodos curtos de chuva intensa seguidos de períodos de intensidade baixa ou sem precipitação, o armazenamento nas depressões é avaliado simplesmente pela interpolação direta a partir do escoamento previamente estimado para uma chuva constante; quando a intensidade da chuva é muito baixa, as depressões que armazenam água vão se esvaziando pela infiltração da água armazenada e deste modo, estarão disponíveis para reter parte da próxima precipitação intensa. Essa sequência pode ocorrer várias vezes durante uma série de eventos de precipitação.

Moore & Larson (1979) e Helming *et al.*, (1998) consideram que os efeitos de redução do escoamento e das perdas de solo por parte do microrrelevo ocorrem nos primeiros momentos dos eventos de precipitação, antes que a água encharcada possa interferir na deformação da superfície do solo.

Por outro lado, a água retida nas depressões protege a superfície do solo do impacto direto das gotas de chuva, mas este efeito protetor frente a erosão é reduzido, uma vez que exista o fluxo superficial e à medida que sua velocidade aumenta (Auerswald, 1992).

Neste caso, os agregados estruturais de maior tamanho que determinam a rugosidade e que possuem maior altura que a profundidade do fluxo, atuam concentrando o referido fluxo (Lado Liñares, 1999). Nas superfícies com granulometria mais fina ou com poucos elementos grosseiros, o fluxo é produzido de maneira uniforme por toda a superfície, o que pode ser traduzido por velocidades baixas e um tempo de residência

sobre a superfície elevada, o qual favorece os fenômenos de infiltração. Caso continue a precipitação, a superfície se desestabiliza e o fluxo tende a se concentrar nos sulcos que se formam nos pontos mais instáveis da camada superficial. A ruptura da crosta favorece a infiltração, mas caso continue a concentração, são produzidas as perdas de solo.

3.7.1.- Métodos de cálculo

A obtenção direta da capacidade de armazenamento é difícil de ser conseguida, já que os métodos habituais utilizados em experimentos não permitem controlar simultaneamente a taxa de infiltração e a retenção de água em depressões.

Ainda que na bibliografia existam modelos de maior ou menor complexidade, que permitem calcular o armazenamento na superfície do solo em um momento determinado a partir de medidas pontuais de altura, estes modelos não simulam a variação da configuração da superfície e nem a capacidade de armazenamento, ao longo do tempo. Por outra parte, tampouco consideram a intensidade de precipitação ou de infiltração, ignorando a intensidade com que se acumula a água.

3.7.2- Estimativa mediante índices de rugosidade

Geralmente a quantidade de água retida na superfície é estimada através de modelos numéricos. A estimação requer um modelo de elevação digital (MED). Um dos primeiros trabalhos na tentativa de avaliar a água retida na superfície do solo foi realizada por Mitchell & Jones (1976). Eles calcularam este parâmetro como sendo a diferença entre uma altura de referência e um modelo numérico da superfície, ou seja, um MED simplificado.

No início, estes autores consideraram cinco métodos de cálculos a partir de medidas de altura em células de uma polegada de lado. Em todos os métodos, o volume

de água acumulada nas depressões foi calculado comparando cada valor pontual de altura à uma altura de referência, o que é considerado como a superfície da água. As diferenças entre métodos dizem respeito ao procedimento geométrico utilizado para calcular o volume das microdepressões, descrito a seguir:

1. Cada medida pontual é considerada como o centro de um quadrado nivelado na superfície. Consequentemente, o armazenamento é obtido simplesmente somando as diferenças entre a altura entre cada ponto e o ponto de referência.

Esse método pode ser representado de acordo com a equação a seguir:

$$S_r = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (H_r - H_a) \quad [47]$$

Onde: S_r = armazenamento em superfície sob uma altura de referência;

i, j = filas e colunas de medidas pontuais, respectivamente;

H_r = altura de referência;

H_a = medida pontual da altura na superfície do solo.

2. Outro método considera que as medidas pontuais de cada fila como um perfil com linhas retas unindo as medidas adjacentes. É calculado na área vertical entre uma altura de referência e o perfil. Nas áreas de perfis adjacentes são realizadas a média e multiplicada pela distância entre perfis para obter o armazenamento abaixo da altura de referência. É comum este método ser denominado de área fina média, o qual pode ser representado pelas equações a seguir:

$$S_r = \sum_{j=1}^{n-1} \left[\frac{A_j + A_{j+1}}{2} \right] d_j \quad [48]$$

$$A = \sum_{i=1}^{m-1} \left[\frac{(H_r - H_a)_i + (H_r - H_a)_{i+1}}{2} \right] d_i \quad [49]$$

Onde:

A = área do perfil (em polegadas);

d = distância entre pontos em uma fila ou entre filas (em polegadas);

as outras variáveis foram descritas anteriormente.

3. Um terceiro método de cálculo considera três pontos adjacentes que se unem para descrever um plano triangular (Figura 12). O volume sobre cada plano em relação à altura de referência é calculado através do emprego de formulas apropriadas que relacionam a altura entre os três pontos. Esta relação pode ser descrita da seguinte forma:

$$S_r = \sum_{i=1}^{m/2} \sum_{j=1}^{n/2} \sum_{k=1}^q A_p (H_r - f(p))_{(2i-1), (2j-1), k} + \sum_{i=2}^{(m-1)/2} \sum_{j=2}^{(n-1)/2} \sum_{k=1}^q A_p (H_r - f(p))_{2i, 2j, k} \quad [50]$$

Onde:

$f(p)$ = função dos pontos adjacentes do plano objeto de estudo;

A_p = área horizontal descrita pelos pontos adjacentes;

K = número de triângulos pontuais adjacentes que convergem no mesmo ponto d estudo

- as outras variáveis já foram descritas anteriormente.

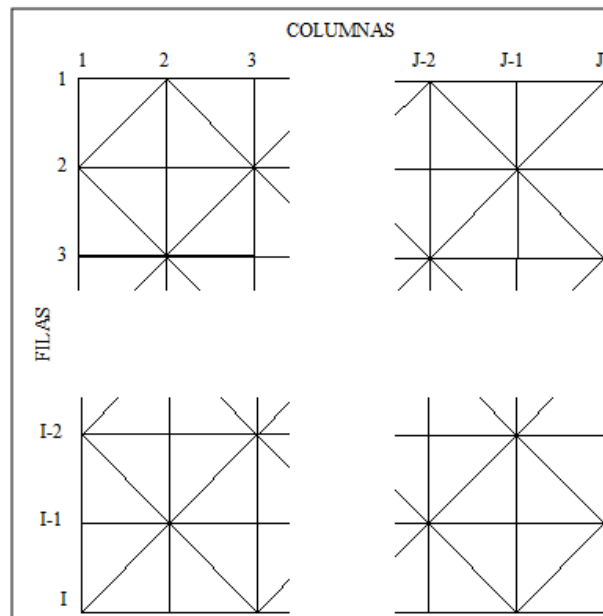


Figura 13.- Descrição da superfície das microdepressões mediante triangulação (Mitchell & Jones, 1976). Fonte: Vidal-Vázquez, (2002).

4. Mitchell & Jones aplicaram também o método de volumes mediante a fórmula prismoidal proposta por Davis em 1941. Este método é similar ao da área final média,

mas, neste caso se utiliza a média dos três perfis, em lugar de dois. O perfil central é determinado pela média das dimensões lineares correspondentes aos outros perfis. Este método pode ser representado de acordo com a seguinte equação:

$$S_r = \sum_{j=1}^{n-1} \left[\frac{A_j + 4A_m + A_{j+1}}{6} \right] d_j \quad [51]$$

Onde:

A_m = área do perfil entre A_j e A_{j+1}

as outras variáveis já foram descritas anteriormente.

5. O último procedimento empregado é uma variação da formula prismoidal. São utilizados três perfis de medida no lugar de dois em vez de medir dois e obter o terceiro através da média de ambos.

Esse procedimento é descrito matematicamente de acordo com a seguinte equação:

$$S_r = \sum_{j=1}^{(n-2)/2} \left[\frac{A_{(2j-1)} + 4A_{2j} + A_{(2j+1)}}{6} \right] 2d_j \quad [52]$$

- todas as variáveis já foram descritas nos procedimentos anteriores.

Moore & Larson (1979) desenvolveram um modelo distribuído para calcular o armazenamento de água no microrrelevo e o escoamento a partir de medidas pontuais de altura. Este modelo complexo, escrito em linguagem FORTRAN, pode ser aplicado para avaliar as diferenças que existem nas características do armazenamento antes e após os eventos de precipitação. Ainda, o escoamento e o armazenamento na superfície são calculados independentemente da intensidade da chuva e da taxa de infiltração. Estes autores estudaram parcelas revolvidas e não revolvidas com dimensões de 102 x 102 cm e uma amostragem de 5 x 5 cm. O modelo empregado é composto por oito passos:

1) Primeiramente é determinado as direções de drenagem para cada célula. Para isso, considera-se o ponto mais baixo das quatro células vizinhas. Caso haja dois pontos

mais baixos, a escolha é feita aleatoriamente entre um deles. Quando a altura da célula inicial for igual a célula mais baixa, a direção de drenagem é determinada uma vez calculada a direção para o restante das células. Em qualquer caso, é necessário considerar que somente uma célula pode drenar em uma direção (considera-se que as três laterais restantes não drenam) ainda que possa receber o dreno de várias células vizinhas de maior altura.

2) Os pontos onde não se identifica uma direção de drenagem, se consideram microdepressões. Para cada um destes pontos se determinam os pontos cuja direção de drenagem fluem entre eles. Desta forma, são definidos uma série de microdepressões, as quais muitas vezes não transbordam.

3) É determinada a saída de drenagem das parcelas definindo as áreas de escoamento.

4) As depressões são numeradas sequencialmente e é identificado seus limites e suas áreas de drenagem. Nesse momento é definida também a altura mínima de transbordamento entre as depressões adjacentes. Na sequência são calculadas as profundidades completamente cheias em todas as depressões, para que ocorra o transborde de uma depressão em direção a depressão vizinha. No caso das células consideradas saídas de drenagem, não se calcula a altura mínima e sim o trajeto da água do escoamento na parcela.

5) É aplicada uma quantidade suficiente de água, de modo que seja produzido o transbordamento em uma ou mais depressões e se calcula a quantidade de água que escoar.

6) Quando cada depressão fica cheia e se transborda em direção às depressões vizinhas, é calculado o volume de armazenamento da parcela, além da área que contribui para o escoamento e o volume do mesmo. Isso é feito utilizando a profundidade cheia, o

número de pontos que drenam a cada depressão, o número de pontos que contribuem para o escoamento e a altura destes pontos.

7) Quando uma depressão se completa com água, esta é combinada com outra, formando uma nova depressão ainda maior. Portanto é necessário recalcular as profundidades cheias, além dos pontos que drenam até esta nova depressão e seus limites exteriores.

8) Repetem-se os passos número cinco, seis, e sete até que toda área contribua com o escoamento na parcela.

O modelo de Moore & Larson (1979) apresenta uma vantagem em relação ao proposto e descrito por Mitchell e Jones (1976, 1978), que consiste na consideração de que o escoamento é gerado gradualmente ao considerar os efeitos do transbordamento das microdepressões em diferentes tempos antes de atingir a capacidade máxima de armazenamento.

Outro modelo matemático desenvolvido para quantificar a capacidade de armazenamento de água nas microdepressões foi proposto por Ullah e Dickinson (1979a). Esse modelo difere-se completamente dos propostos pelos autores anteriores, pois o seu conceito utiliza um modelo digital para representar as discontinuidades das superfícies. A superfície é calculada com base nas técnicas de fotogrametria e, a partir de dados de altura medidos em função das coordenadas horizontais do terreno, se determinam as depressões (profundidade) na área e em seguida, o volume das mesmas. Nesse modelo, a malha de amostragem utilizada é de 25 x 25 mm e o modelo é baseado em uma matriz com M filas e N colunas, onde cada elemento é especificado como Z_{ij} .

Para esses autores, o volume total de armazenamento de uma superfície é representado pela soma dos volumes de depressões isoladas. O isolamento de uma depressão ocorre pela identificação do ponto mais baixo pela comparação com pontos

vizinhos, além da necessidade em determinar o ponto limite em que se produz o transbordamento, já que este ponto definirá as bordas da depressão, no sentido de que o restante dos pontos associados a essa depressão é mais baixo que ele. A depressão pode ser classificada como simples, caso possua um único ponto baixo, ou complexa, caso haja dois ou mais depressões simples isoladas. Quando a borda de dois ou mais depressões coincidem em um ou vários pontos denomina-se pontos de drenagem compartilhado (Figura 13).

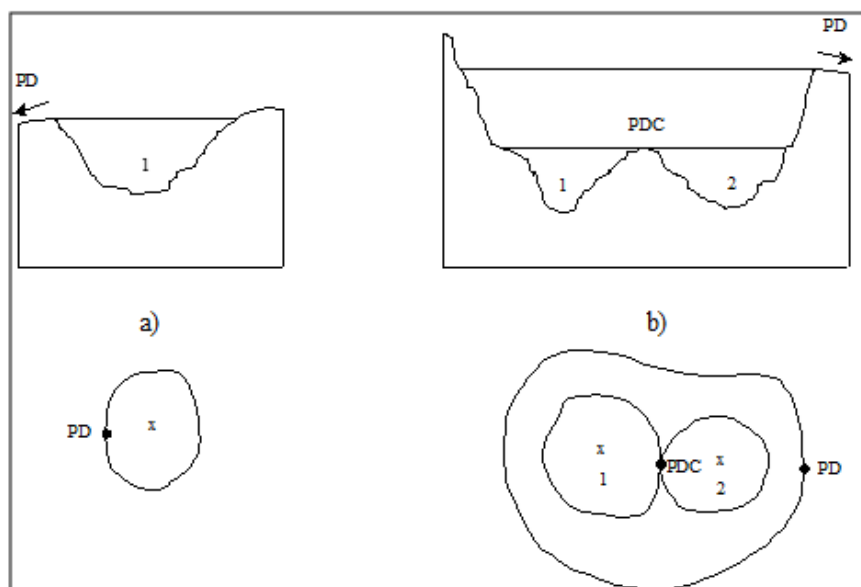


Figura 14.- Representação de uma depressão simples (a) e, de uma depressão complexa de segunda ordem (b). x: ponto mais baixo das depressões; PD: ponto de transborde; PDC: ponto de drenagem compartilhada. (Ullah e Dickinson, 1979a). Fonte: Vidal-Vázquez, (2002).

Para o presente trabalho, a metodologia utilizada se baseia na proposta de Moran & Vézina (1993) e descrita em detalhes por Planchon & Darboux (2001). Este algoritmo é simples e mais rápido que os métodos anteriores, pois precisa de apenas dois estágios básicos de operação, enquanto que o de Moore & Larson (1979) necessita de sete estágios básicos de operação, alguns incluindo sub-rotinas complexas. O primeiro estágio do método consiste em inundar toda a superfície do MDE com uma altura infinita de água, exceto as células pertencentes às bordas da imagem. No segundo estágio as altitudes são

reduzidas iterativamente até que, passo a passo, a superfície convirja a uma superfície final desejada, com as depressões removidas.

Quando o método de Planchon & Darboux (2001) é utilizado para extrair a rede de drenagem em um MDE, é definida uma pequena diferença de altitude positiva (ΔZ_{viz}) para cada uma das oito direções entre uma célula e sua vizinhança (figura 14). Assim, cada célula terá uma direção de drenagem definida e estará conectada aos limites do MDE seguindo um caminho decrescente.

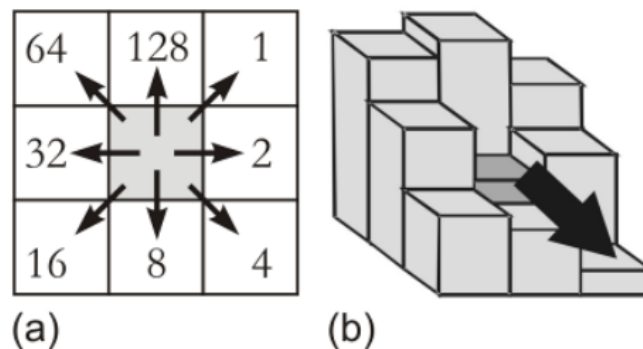


Figura 15.- (a) Codificação utilizada para distinguir as 8 direções de fluxo possíveis; (b) atribuição de direção de fluxo pela regra de maior declividade

Durante o segundo estágio, duas operações são aplicadas a todos os vizinhos de todas as células para assegurar a convergência. A operação (1) refere-se aos casos em que a altitude final (Z) pode ser escolhida como igual à altitude do MDE (Z_{MDE}), mantendo um caminho decrescente que passa por, pelo menos, uma célula vizinha. Se a operação (1) ocorre, a célula atinge seu valor mínimo e, em consequência, sua altitude não é mais modificada, não esquecendo que no início todas as altitudes, exceto pelas bordas, são iguais a infinito:

$$Z_{MDE} \geq Z_{viz} + \Delta Z_{viz} \rightarrow Z = Z_{MDE} \quad [41]$$

A operação (2) trata do caso oposto, quando a altitude do MDE é menor que as altitudes da vizinhança. Nesses casos, a altitude da célula é trocada pela altitude da vizinhança (Z_{viz}) mais a pequena declividade (ΔZ_{viz}):

$$Z_{\text{MDE}} < Z_{\text{viz}} + \Delta Z_{\text{viz}} < Z \rightarrow Z = Z_{\text{viz}} + \Delta Z_{\text{viz}} \quad [42]$$

O estágio dois é executado várias vezes e com todas as células do MDE até que nenhuma modificação a mais seja necessária e, portanto, todas as depressões tenham sido removidas.

A superfície final resultante é definida por três propriedades (Planchon e Darboux, 2001):

- A) A superfície final terá sempre altitude maior ou igual à inicial;
- B) Para cada célula da superfície final existe um caminho que segue até os limites do MDE, com um declive igual ou superior a ΔZ_{viz} ;
- C) A superfície final é a menor superfície permitida pelas propriedades “a” e “b”.

O estudo da capacidade de armazenamento de superfícies são uma necessidade básica para a modelagem hidrológica em escalas topográficas, inclusive quando não há um método padrão publicado e reconhecido para calculá-las. A maior descrição deste método pode ser encontrada em Planchon & Darboux (2001).

3.8.- SISTEMAS DE PREPARO DO SOLO

O preparo do solo está relacionado com a sustentabilidade da agricultura, pois influencia a maioria das propriedades físicas do solo, afeta os processos biológicos e condiciona o estabelecimento, o desenvolvimento e a produção das plantas cultivadas.

Entre os diversos fatores que influenciam a produtividade e o custo de produção agrícola, o sistema de preparo do solo empregado assume um papel importante, principalmente por alterar a estrutura do solo e, com isso, as condições físicas, químicas e biológicas que interferem na germinação, no crescimento e na produção de plantas (Mello, 2004). Embora proporcione condições favoráveis ao crescimento e produção de plantas, o sistema de preparo convencional do solo, muitas vezes realizado em condições desfavoráveis, tem contribuído para a formação de camadas compactadas e a consequente deterioração da sua estrutura, sendo a erosão hídrica uma das consequências mais preocupantes ao produtor agrícola.

Os diferentes sistemas de preparo do solo podem provocar consideráveis variações na rugosidade superficial do solo. Essas variações podem ser decorrentes do uso de equipamentos diferentes ou, em alguns casos, isso pode acontecer até mesmo com o uso do mesmo tipo de equipamento, principalmente nas seguintes situações: diferença de teor de água no solo, diferença de velocidade e profundidade de preparo, preparo do solo praticado com distintas quantidades e tipos do resíduo vegetal e em condições contrastantes de textura do solo (Zobeck & Onstad, 1987).

Para este trabalho, os sistemas de preparo do solo adotados foram os que mais comumente são utilizados pelos produtores da península ibérica. A aração + gradagem corresponde ao sistema de plantio convencional. A aração apenas, é uma prática bastante comum nessa região. Costumeiramente os produtores tendem a arar as suas terras e mantê-las em pousio em entre safra, aguardando a chegada do período de semeadura. Isso

é atribuído aos baixos índices pluviométricos das regiões agrícolas da Espanha e Portugal, bem como a baixa declividade das áreas agrícolas, o que os mantém menos preocupados com os efeitos da erosão hídrica. Outro sistema empregado foi um sistema conservacionista, compreendendo apenas uma escarificação, ou mobilização de menor intensidade.

Apesar de ser comprovadamente uma prática conservacionista, proporcionando redução no custo de produção e menores emissões de poluentes resultantes da queima de combustíveis, o sistema de plantio direto ainda não é adotado na sua totalidade na Espanha e Portugal. (buscar dados de áreas com SPD).

4.- CAPÍTULO II – Estudo 1: Comparação em laboratório e campo de dois métodos de obtenção da rugosidade superficial e sua relação com a erosão hídrica

4.1.- INTRODUÇÃO

A introdução da tecnologia na agricultura é fundamental para aumentar a produtividade, crescimento da produtividade agrícola, mas fundamentalmente para evitar a perda do potencial do nosso recurso natural mais importante para o sucesso de todos os demais pontos de vista: o solo.

A excessiva industrialização e mecanização da agricultura acelerou os processos de erosão hídrica, que causa perdas de solo, água e nutrientes essenciais para o equilíbrio sustentável da agricultura (Panagos et al., 2015). As taxas de perdas de solo no mundo variam de acordo com uma série de atributos e fatores que estão ligados ao tipo de solo, uso da terra, declividade do terreno, clima do local, manejo do solo, entre outros.

A modelagem das perdas de solo permite o conhecimento das áreas com maior intensidade e suscetibilidade de erosão e a comparação com outras localidades do mundo. Mas para fazer-se uso desses modelos de predição, é necessário ter em mãos informações sobre os atributos e condições do solo.

Métodos empíricos, como exemplo a *Revised Universal Soil Loss Equation*, RUSLE (Renard *et al.*, 1997) e físicos como o *Erosion Potential Method*, EPM (Gavrilovic, 1988), foram desenvolvidos para modelar as perdas de solo por erosão hídrica a partir de técnicas de geoprocessamento, imagens da área e atributos físicos e químicos do solo.

A rugosidade do solo é uma importante característica física de superfície na modulação da erosão hídrica (principal causa de degradação dos solos do planeta Terra), pois ela aumenta a retenção e infiltração de água no solo, reduz a velocidade e volume de

enxurrada e aumenta a deposição de sedimentos na superfície do solo (Magunda et al., 1997; Castro et al., 2006). Assim, apesar de efêmera, devido à ação da chuva, a rugosidade da superfície do solo induzida pelo preparo é importante inclusive nos sistemas de manejo conservacionistas.

É indiscutível que um dos motivos de que modelagem da erosão ainda não é satisfatória, é a falta de dados de entrada que captura a heterogeneidade da área de interesse (Sheikh et al., 2010; Kværnø, 2011; De Vente et al., 2013). Portanto, uma forma de melhorar o desempenho dos modelos de predição da erosão é melhorar a exatidão e precisão dos dados de entrada do modelo, usando distintos métodos de medição, e para testar a sensibilidade do método e a variação dos dados de entrada.

Os métodos de obtenção da rugosidade diferem na dimensionalidade da medida (2D/3D), na precisão e na resolução em que podem ser obtidos (mm/cm), se a medida é realizada através de contato com a superfície do solo ou não, além dos aspectos práticos, tais como custos e viabilidade no campo (Jester & Klik, 2005; Gilliot et al., 2016). A evolução dos métodos de medida e a descrição dos métodos mais comumente utilizados é abordado no item 2.4 do presente trabalho.

Bertolani et al. (2000) ressaltam a importância da análise da variabilidade espacial da rugosidade superficial do solo, por propiciar o conhecimento de uma série de informações importantes para os modelos matemáticos de perda de solo, que utilizam a evolução da retenção de água em superfície durante distintos episódios de chuva. Desta maneira, o uso da geoestatística favorece o conhecimento e a modelagem da variabilidade espacial da rugosidade superficial do solo melhorando a caracterização das superfícies para a modelização da erosão (Cambardella et al., 1994; Bertolani et al., 2000; Vieira, 2000; Siqueira et al., 2008).

Outra ferramenta disponível para auxiliar a melhor compreensão do comportamento da rugosidade superficial é a aplicação da teoria fractal nos resultados obtidos. De acordo com Su et al. (2004), a teoria fractal pode ser usada para analisar as associações entre a estrutura do solo com outros parâmetros, atuando como uma alternativa preditiva em estudos da ciência do solo. Vários métodos foram desenvolvidos para a estimativa de dimensões fractais da microtopografia do solo (Malinverno, 1990; Perfet e Kay, 1995; Vidal-Vázquez et al., 2005, 2006). A análise multifractal pode ser um meio eficaz de obter dados numéricos sobre o efeito rugosidade superficial em escala microtopográfica, e tem sido amplamente aplicada em geomorfologia ou alturas digitais do terreno (Pike, 2000; Paz González et al., 2000), bem como em estudos de erosão do solo (Huang e Bradford, 1992; Li et al., 2009).

O objetivo desta etapa foi (1) confrontar dois métodos de obtenção da rugosidade em laboratório através do índice clássico de rugosidade aleatória RR, da distribuição espacial e da teoria fractal; (2) avaliar o comportamento das mesmas superfícies frente a um evento de precipitação; e (3) avaliar em campo a relação entre a rugosidade do solo e os processos erosivos utilizando três tipos distintos de solo.

4.2.- MATERIAL E MÉTODOS

4.2.1.- Ensaio em laboratório

4.2.1.1.- Caracterização do solo utilizado

O objetivo desta etapa foi identificar a precisão de dois métodos quanto a suas sensibilidades na detecção de alterações na rugosidade superficial do solo após um evento de precipitação simulada. Para isso, um experimento foi executado em laboratório, nas dependências do Centro de Investigação Científica Avançada - CICA, pertencente a Universidade da Coruña. O solo utilizado foi um Cambissolo úmbrico proveniente de rochas metamórficas de Esquistos, que são caracterizados pela preponderância de minerais laminares, o qual favorecem sua fragmentação em finas camadas. O solo foi trazido de uma área agrícola situada nas proximidades do CICA, onde desde 2010 vem sendo explorado sob o sistema de sucessão de cultivos combinados com um período de pousio (milho, batata, pousio). Na zona de coleta, segundo a análise diagnóstica realizada, foi possível identificar horizontes A úmbricos como camada superficial.

Para os ensaios, foram tomadas amostras na profundidade de 0-15 cm para análise das propriedades gerais, que inclui a análise textural, o conteúdo de matéria orgânica, já que essas características interferem na evolução superficial do solo sob ação da precipitação simulada. As medidas das propriedades fizeram-se na terra fina seca ao ar. A análise granulométrica foi realizada pelo Método da Pipeta, de acordo com a descrição em MAPA (1994). Neste método, o procedimento inicial é separar o cascalho da terra fina por meio de uma peneira de 2 mm. Antes da separação das amostras em diferentes frações foi realizada a oxidação da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio. Em seguida, adiciona-se HCl (ácido clorídrico 1 N), para eliminação de compostos de Fe e Al, que contribuem para agregação do solo e na sequência, adiciona-se hexametáfosfato sódico (Calgón) para a dispersão dos compostos oxidados e logo, procedeu-se a filtragem.

A separação da terra fina se realizou de acordo com a classificação da USDA (Marshall et al., 1996) no qual divide as frações do solo em areia (2-0,05 mm), silte (0,05-0,002 mm) e argila (<0,002 mm). A areia é separada com auxílio de uma peneira de malha 0,05 mm; os siltes e argilas são separadas, segundo suas diferentes velocidades de sedimentação em função da lei de Stokes.

O carbono orgânico total foi determinado por meio da Análise Elementar por Combustão. Essa técnica permite a determinação da concentração de carbono das amostras. O método analítico baseia-se na oxidação completa da amostra por meio de combustão instantânea. Os gases resultantes da combustão são transportados por um gás portador (Hélio) através de um forno de redução e de uma coluna cromatográfica, onde ocorre a separação dos mesmos, de modo a utilizar, finalmente um detector de condutividade térmica e proceder à sua quantificação. Os resultados são expressados como porcentagem em relação ao peso do solo seco ao ar (Peterson, M. 2.002). Ainda, como complemento mediu-se o pH do solo em suspensão, o qual se determinou em água utilizando uma relação solo solução 1:2,5 (Guitián e Carballas, 1976). As medidas foram realizadas em um pHmetro marca Bechamn. Na tabela 1, é apresentado os resultados da análise das propriedades gerais do solo (pH, carbono e granulometria).

Tabela 1.- Propriedades gerais do solo utilizado na etapa de laboratório

Etapa	% de C	pH em H ₂ O	% de areia		% de silte	% de argila	Classe textural
			% areia grossa	% areia fina			
Laboratório	1,96	5,83	22,08	11,34	53,75	12,83	FS

FS = franco siltoso

4.2.1.2.- Disposição do ensaio laboratorial

Em bandejas com dimensões de 1 x 1 x 0,30 m, foram preparadas cinco superfícies com distintas rugosidades, conforme abaixo:

- Duas bandejas com rugosidade considerada alta, simulando um preparo do solo com grade aradora.

- Duas bandejas com rugosidade considerada baixa, simulando um solo sem preparo mecânico.

- Uma bandeja com rugosidade considerada média, sendo o intermédio entre as rugosidades alta e baixa.

Para a baixa rugosidade, o solo foi peneirado em abertura de malha de 10 mm e distribuído de forma aleatória e manual sobre a extensão das bandejas. Para a média e alta rugosidade, o solo foi peneirado em aberturas de malha de 30 mm e 90 mm, respectivamente, e distribuídos de igual forma, aleatoriamente sobre toda a extensão das bandejas. A camada de solo preparada em cada bandeja foi de, em média 50 mm de profundidade e, abaixo desta camada, colocado sobre uma tela de malha fina para que fosse possível a drenagem da água durante os eventos de chuva simulada.

4.2.1.3.- Determinação da rugosidade superficial

4.2.1.3.1.- Rugosímetro a laser

Em seguida, cada bandeja passou pela leitura da rugosidade utilizando dois métodos de medição: um rugosímetro a laser e um método fotogramétrico. Para o método do rugosímetro a laser, o equipamento utilizado foi desenvolvido pela SofraTest Company (França), e o programa computacional do qual o rugosímetro é dependente foi configurada para tomadas de leituras sob uma resolução horizontal de 2 milímetros (Figura 14). A área da bandeja utilizada para a leitura foi de 0,8 x 0,8 m, excluindo uma bordadura de 10 cm ao longo do perímetro de cada bandeja. Cada ponto representa o valor médio de altura da superfície do solo, calculado a partir de 5 leituras feitas pelo rugosímetro.

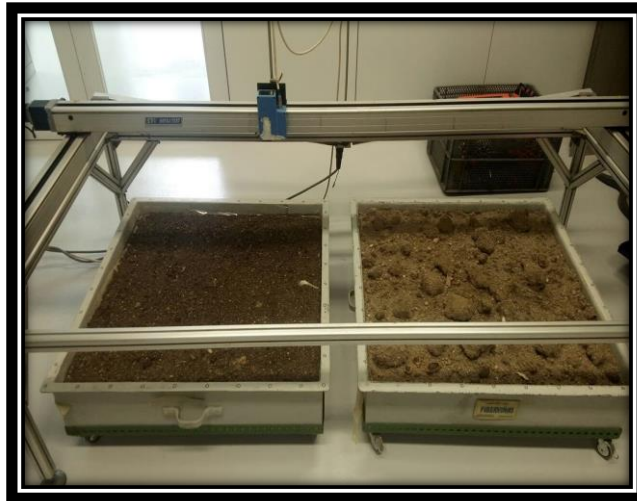


Figura 16.- Representação de duas bandejas e de uma parcela de campo submetidas a leitura do rugosímetro a laser

4.2.1.3.2.- Método fotogramétrico

No método fotogramétrico, foram tomadas 25 imagens percorrendo toda a extensão da bandeja. Cada imagem foi tomada verticalmente, a uma altura de 1,20 m da superfície. A câmera utilizada foi uma Sony Alpha 58 com uma lente de 55 mm (Figura 15). Na sequência, transferiu-se as imagens para o programa computacional Visual SFM (Wu, 2011), o qual convertia o mosaico das imagens em nuvens de pontos. Na borda de cada bandeja foram marcados círculos minúsculos, chamados pontos de controle, espaçados a cada 10 cm, que posteriormente serviriam de base para referenciar todos os demais pontos da nuvem. Para referenciar a nuvem foi utilizado o programa SFM_GEOREF (James & Robson, 2012).

O SFM_GEOREF é um software para escalar e georreferenciar nuvens em pontos de “estruturas de movimento” (SfM) para coordenadas do mundo real, utilizando observações feitas diretamente no conjunto de imagens SfM (em vez de identificar e combinar recursos da nuvem de pontos). Para dimensionar um projeto, é necessário pelo menos uma distância (um comprimento de controle) entre posições que podem ser observadas diretamente em duas ou mais imagens. Para dimensionar e georreferenciar

um projeto, as posições 3D reais de três ou mais pontos (pontos de controle) que podem ser observadas em duas ou mais imagens, são necessárias. Depois que a transformação é determinada, isso pode ser aplicado a arquivos de nuvem de pontos (.ply) gerados por Bundler (esparso) ou PMVS2 (denso), com provisão dada, pode até mesclar vários arquivos (como produzidos pelo CMVS em cluster para PMVS2) em um (James & Robson, 2012).



Figura 17.- Representação de uma bandeja de baixa rugosidade submetidas a captação de imagem para uso da fotogrametria.

4.2.1.4.- Simulador de chuva

Após tomadas as leituras das elevações e depressões da superfície do solo, as bandejas foram submetidas a um teste de chuva simulada.

O simulador de chuva é formado por uma estrutura metálica com forma de pirâmide truncada, elaborada com tubos de alumínio de 3 cm de diâmetro, conforme a figura 16.A. As pernas telescópicas permitem adaptar o simulador de acordo com a declividade do terreno. Na sua parte superior foi soldado uma placa metálica na qual se conecta um aspersor pulverizador (Fulljet 1/8 GC6SQ de Spraying Systems Co.), conforme a figura 16.B, formando um sistema gerador de chuva com características similares ao empregado por Navas et al (1990). Este sistema gera um modelo de aspersão com uma zona de abrangência quadrada, na qual se obtém ângulos de aspersão entre 40°

e 105° e vazão que varia de 0,9 a 7,7 L min⁻¹ para pressões de trabalho que oscilam entre 0,01 e 1 MPa. A unidade de bombeamento consiste em uma bomba de pressão (Jabsco ITT) conectada a uma bateria de 12 volts e a um sistema regulador de pressão com um manômetro e um registro hidráulico que permite regular de forma manual a pressão de saída da água. O abastecimento de água é realizado a partir de um tanque de 50 litros e mediante um sistema de mangueiras de borracha que permite o transporte até o aspersor.

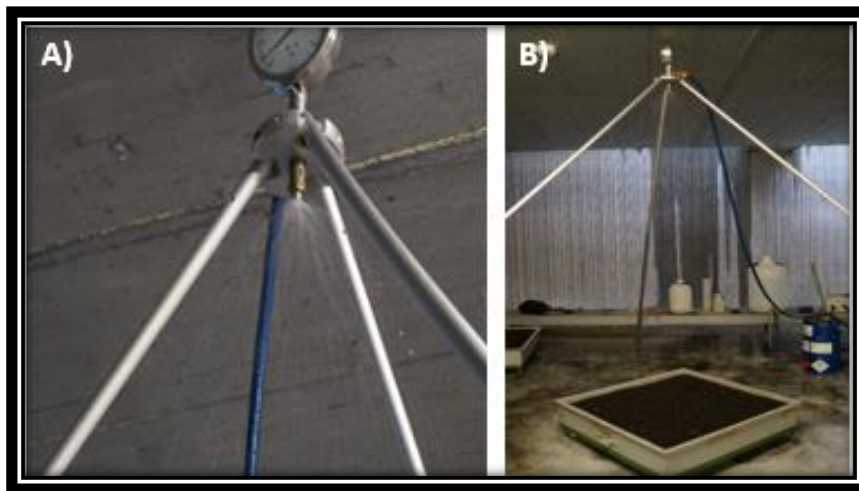


Figura 18.- A) Sistema de aspersor gerador de chuva e, B) Simulador de chuva sobre uma bandeja de rugosidade.

A intensidade da chuva escolhida para o trabalho foi de 63 mm h⁻¹, obtida a partir de uma pressão de trabalho de 0,02 Mpa e uma altura de queda de 2,05 m a partir da superfície da bandeja. A escolha dessa intensidade se deve ao fato de que a mesma representa uma tormenta de alta intensidade no noroeste da Espanha (Benito et al., 2001). A duração de cada simulação de chuva foi de 60 minutos e seu objetivo foi provocar alteração na rugosidade do solo e verificar se os distintos métodos eram capazes de identificar essa alteração. Durante os testes de chuva as bandejas se mantiveram em nível com o simulador, ou seja, sobre nenhum efeito de declividade.

Após 24 horas do término do teste de chuva em cada bandeja, as novas medições de rugosidade foram feitas. Esse tempo de drenagem foi definido para evitar a reflexão

difusa do feixe ótico do rugosímetro a laser, provocado pelo acúmulo de água nas depressões, que poderia propiciar mensurações incorretas do microrrelevo.

4.2.1.5.- Índices de rugosidade e capacidade de armazenamento de água

Com os modelos de elevação digitalizados para ambos os métodos, procedeu-se o cálculo dos índices de rugosidade superficial.

O índice de rugosidade aleatória (RR) foi calculado de acordo com a metodologia proposta por Kamphorst et al. (2000), calculando o desvio padrão das alturas ao invés do erro-padrão e se utilizando os dados de altura da superfície das bandejas, sem transformá-los para logaritmo e sem eliminar seus valores extremos. A equação 2, da seção 3.6.1 do presente trabalho descreve a forma de obtenção do referido índice.

A geoestatística foi empregada para avaliar a dependência espacial dos valores de rugosidade superficial. Para isso determinou-se a variabilidade espacial por meio da modelagem do semivariograma experimental. Desta maneira foi possível determinar os parâmetros de ajustes do semivariograma: efeito pepita (C_0), que representa a variabilidade não detectada durante o processo de amostragem; alcance (a), que representa o tamanho máximo das zonas de variabilidade espacial; patamar (C_1), que descreve até que ponto existe correlação entre amostras. A equação 8 (seção 2.5.2.2) do presente trabalho descreve a forma de obtenção e maiores detalhes sobre os referidos índices.

Os índices multifractais foram aplicados através da dimensão generalizada (D_q). As dimensões generalizadas, D_q para $q = 0$, $q = 1$ e $q = 2$, são conhecidas como dimensões de capacidade, entropia e correlação, respectivamente. A dimensão de capacidade D_0 fornece informações médias de um sistema. A dimensão de entropia D_1 está relacionada à informação ou entropia de Shannon, e quantifica o grau de desordem presente em uma distribuição (Wang et al., 2008). A dimensão de correlação D_2 está matematicamente

associada à função de correlação e mede a densidade de distribuição média da medida (San José Martínez et al., 2010). Ainda utilizando a teoria fractal, o espectro multifractal, $f(\alpha)$, e a força de singularidade, $\alpha(q)$, foram calculados. Uma curva de $f(\alpha)$ versus α , ou espectro da singularidade, tem uma forma côncava descendente parabólica, e a variabilidade da medida aumenta com o aumento da faixa de valores (Hentschel e Procaccia, 1983; Marinho et al., 2017). Neste estudo, as funções $f(\alpha)$ e α foram computadas no intervalo $-30 \leq q \leq 30$. A equação de $f(\alpha)$ foi obtida pelo método dos mínimos quadrados. A $\Delta\alpha$ ($\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$) é definida como a largura do espectro da singularidade, que pode refletir quantitativamente a variabilidade da distribuição da medida da probabilidade da quantidade física em toda a estrutura fractal (Li et al., 2011; Rodriguez-Lado e Lado-Liñares, 2017). A seção 2.5.3.1 aborda com detalhes as formas de obtenção dos referidos índices e todos os parâmetros envolvidos.

A capacidade de armazenamento de água na superfície do solo foi calculada utilizando o método proposto por Plachon e Darboux (2001) e implementado através das funções do programa Rstudio. Nos modelos de elevação digital, aplicam-se dois algoritmos que simulam a adição de uma camada espessa de água na superfície das bandejas e, em seguida, procede a drenagem do excesso de água até que a superfície convirja em uma camada fina, com todas as depressões removidas. Na seção 2.6 é abordado os processos envolvidos na obtenção dessa determinação.

4.2.2.- Ensaio de campo

4.2.2.1.- Localização e caracterização dos solos utilizados

A segunda etapa deste trabalho teve por objetivo avaliar o comportamento da rugosidade superficial do solo de três tipos de solo com características distintas, comuns na região da Galícia, Espanha, além de comparar os dois métodos de obtenção da rugosidade em condições de campo e estudar sua relação com a erosão hídrica. Essa etapa

foi desenvolvida em um campo próximo a UDC, localizado nas coordenadas 43° 19' latitude norte e 8° 24' longitude oeste, sob declividade de 0,09 m m⁻¹ (figura 16).

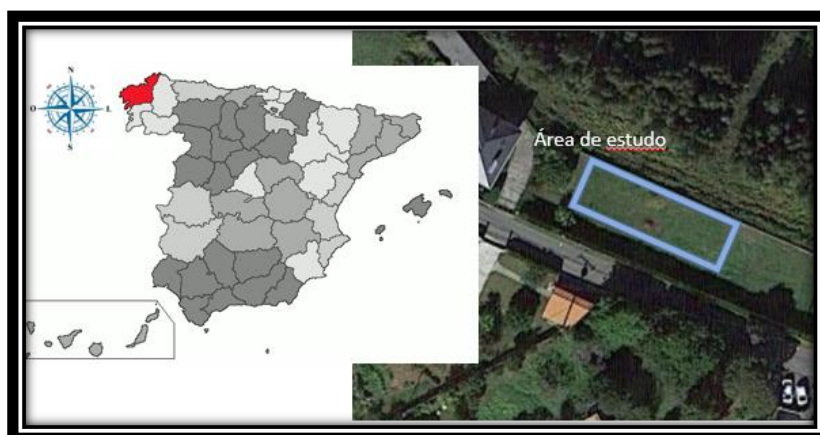


Figura 19.- Localização da área de estudo em campo na cidade de La Coruña, Espanha.
Fonte: Google Maps.

Os solos utilizados para essa etapa são procedentes da comarca de La Coruña. Dois deles foram coletados na área experimental do Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo (CIAM), situado na zona que lhe dá o nome e desenvolvido sobre Esquistos (Complejo de Órdenes). O primeiro é proveniente de uma área sob exploração agrícola com pomar de maçãs, apresentando boa estrutura. O segundo, trata-se de um solo de encosta, desprovido de vegetação por período integral e estrutura pobre. O terceiro solo está desenvolvido sobre granito e procede de um campo nativo abandonado na zona da Zapateira, La Coruña, que atualmente é destinado ao pastoreio ocasional. Ambos os solos são frequentes na região da Galícia, particularmente na província de La Coruña.

De acordo com o sistema WRB/FAO, os três solos estudados pertencem ao grupo dos Umbrissolos, embora apresentem diferenças notáveis quanto a sua coloração, textura e conteúdo de matéria orgânica. O solo desenvolvido sobre o granito apresenta coloração mais escura e maior teor de matéria orgânica em relação aos solos sobre Esquistos.

Para os três tipos de solo foram coletadas amostras da camada de 0-20 cm e procederam-se as mesmas análises realizadas na etapa anterior (laboratório).

Na tabela 2, são apresentados os resultados da análise das propriedades gerais do solo (pH, carbono e granulometria).

Tabela 2.- Propriedades gerais do solo utilizado na etapa de campo

Etapa	% de C	pH em H ₂ O	% de areia		% de silte	% de argila	Classe textural
			% areia grossa	% areia fina			
Parcela 1	6,03	6,30	28	29	30	13	FA
Parcela 2	2,98	5,54	8	19	58	15	FS
Parcela 3	1,03	5,41	21	18	47	14	F

FS = franco arenoso; FS = franco siltoso; F = Franco.

4.2.2.2.- Disposição do ensaio no campo

O ensaio foi conduzido em unidades experimentais, ou parcelas, com dimensões de 1 m², delimitadas nas laterais e extremidade superior por chapas galvanizadas inteiras de 3 x 0,2 m, cravadas 0,1 m no solo, com o intuito de evitar perda da enxurrada, ou que houvesse entrada de água das áreas circunvizinhas. A extremidade inferior da parcela era delimitada e composta por uma calha coletora de enxurrada, conectada a uma mangueira de 50 mm de diâmetro e 3 m de comprimento, cuja função era direcionar o fluxo do escoamento até uma trincheira onde se realizavam as medições e coletas da enxurrada (Figura 18.).

Os solos coletados eram distribuídos uniformemente sobre a extensão de cada parcela, onde cada uma recebeu uma camada de aproximadamente 15 cm de solo. Em seguida, procedeu-se uma simulação de preparo com escarificador, com o objetivo de produzir sulcos na parcela e se aproximar das condições de campo quando aplicado sobre a área um preparo mecanizado. A escarificação foi realizada com uma estaca de madeira pontiaguda, o qual simulou o trabalho de uma haste de escarificador, à uma profundidade de 15 cm, no sentido da declividade do terreno. A declividade da superfície do solo, no interior das parcelas era de 0,10 m m⁻¹.



Figura 20.- Modelo das parcelas construídas no campo

4.2.2.3.- Determinação da rugosidade superficial

Antes e ao final de todos os testes de chuva realizou-se a medição da rugosidade superficial do solo com os dois métodos utilizados. Após as simulações de chuva, esperava-se um tempo hábil para que as microdepressões do terreno fossem esvaziadas, a fim de evitar qualquer interferência de leitura com ambos os métodos. Ao colocar o rugosímetro a laser sobre cada parcela, o principal cuidado foi mantê-lo em nível. Para isso tiveram que ser feitos buracos no solo para o encaixe dos pés superiores do simulador.

Uma dificuldade encontrada no campo ao utilizar o rugosímetro a laser foi a distância vertical do sensor até o solo. Segundo o fabricante do sensor DME-2000 (SICK Optic-Electronic, S.A.), o dispositivo é capaz de realizar leituras de até 2 m de distância, porém, no campo isso não se confirmou. Distâncias superiores a 0,7 m não eram registradas pelo programa, o que dificultou a operação do mesmo, sendo necessário em alguns casos, a repetição de leituras. Para evitar esse problema, o rugosímetro teve que ser rebaixado, o que para isso foram feitos buracos para o encaixe dos quatro pés do rugosímetro.

Para o método da fotogrametria foram sacadas entre 30 e 35 fotografias por superfície, retiradas de forma vertical à superfície do terreno e percorrendo toda a

extensão da parcela, mantendo uma altura de 1,20 m. Basicamente, essa variação se deu por conta do fator iluminação, pois imagens sombreadas não detectavam muito bem toda a extensão das parcelas no momento da transformação das imagens em nuvem de pontos, através do programa computacional Visual SFM (Wu, 2011). O procedimento de tratamento de imagens após a conversão das imagens em nuvens de pontos ocorreu da mesma forma que a etapa anterior deste trabalho.

4.2.2.4.- Simulações de chuvas

Em cada parcela aplicou-se 4 testes de chuva simulada com o objetivo de avaliar o comportamento temporal da rugosidade superficial do solo. O intervalo entre cada teste variou entre 48 e 72 horas, de acordo com as condições climáticas do local, pois chuvas naturais poderiam afetar o estudo. Quando havia previsão de chuva, as parcelas eram cobertas com uma lona plástica. O objetivo do intervalo de tempo entre chuvas era para que as simulações ocorressem com o solo seco. A intensidade da chuva aplicada foi de 63 mm h^{-1} e o modelo do simulador, semelhante ao descrito por Navas et al. (1990), é descrito na etapa anterior. O simulador era ajustado em nível e seu aspensor foi mantido à uma altura de 2,10 m acima da superfície da parcela, a fim de que a chuva fosse distribuída uniformemente sobre toda a extensão das unidades experimentais. O jato emitido pelo aspensor recobria uma área útil de aproximadamente $1,96 \text{ m}^2$. O tempo de cada simulação foi de 60 minutos. O sistema de bombeamento de água ocorreu através de uma bomba de pressão (Jabson ITT) conectada em uma bateria de 12 volts. Para evitar que a mesma não esgotasse sua energia e oscilasse a pressão de distribuição de água, a mesma era conectada a um carregador elétrico durante todo o período de cada simulação. O fornecimento de água se realizou através de um tanque de 50, da mesma forma que na etapa de laboratório deste trabalho. Para isolar o simulador de chuva do efeito dos ventos,

sobre as parcelas instalou-se uma tenda de dimensões 3 x 3 x 3 m, com três laterais fechadas por uma lona plástica.

4.2.2.5.- Cálculo das perdas de solo e água

Por meio do *software* Poderosão, desenvolvido por Elemar Antonino Cassol, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, calculou-se as taxas instantâneas de perdas de solo e água para intervalos de um minuto por interpolação linear dos valores de perdas quantificadas a campo a cada cinco minutos. A concentração de sedimentos existente na enxurrada foi obtida dividindo-se a massa de sedimentos pela massa de sedimentos + água. Assim, a taxa instantânea de perda de solo, expressa em kg h^{-1} , foi obtida multiplicando-se a taxa instantânea de enxurrada, expressa em $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$ a cada minuto, pela concentração instantânea de sedimentos, expressa em kg m^{-3} . A quantidade total de solo perdida por erosão foi obtida pela integração das taxas instantâneas de perda de solo, extrapolando-se os resultados obtidos na área da parcela para um ha, expressando o resultado em t ha^{-1} .

Para facilitar a comparação dos resultados obtidos se fez necessário a padronização dos mesmos. Os dados de perda total de água e perda total de solo foram ajustados para a intensidade de chuva planejada de 65 mm h^{-1} , conforme definido por Cogo (1981). A perda de água ajustada foi obtida seguindo a equação a seguir:

$$FCI = i_{planejada} \times i_{aplicada}^{-1}$$

Onde:

FCI = fator de correção da intensidade para a perda total de água

$i_{planejada}$ = intensidade de chuva planejada (65 mm h^{-1})

$i_{aplicada}$ = intensidade de chuva que foi medida durante os testes de chuva simulada (mm h^{-1}).

O ajuste das perdas de solo para a intensidade da chuva foi obtido elevando-se ao quadrado o resultado da divisão da intensidade da chuva planejada pela intensidade da chuva aplicada, conforme a equação a seguir:

$$FCI = (i_{planejada} \times i_{aplicada}^{-1})^2$$

Onde:

FCI = Fator de correção da intensidade para a perda total de solo

i_{planejada} = intensidade de chuva planejada (65 mm h⁻¹)

i_{aplicada} = intensidade de chuva real que foi medida durante os testes de chuva simulada (mm h⁻¹).

Os dados de perda de solo ainda receberam ajuste para a declividade do terreno, padronizando as perdas para a declividade média das parcelas experimentais que era de 0,0934 m m⁻¹, seguindo o proposto por Wischmeier & Smith (1978). O ajuste para a declividade foi baseado na seguinte fórmula:

$$S = 0,065 + 4,56 \text{ sen } \theta + 65,41 (\text{sen } \theta)^2$$

sendo:

S = fator declividade da EUPS e;

θ = ângulo de declive do terreno.

O fator de correção para a declividade (FCS) foi obtido pela divisão do fator *S* da parcela cujo dado se queria corrigir pelo fator *S* da declividade média das parcelas, conforme demonstrado na equação a seguir:

$$FCS = S_{parcela} \times S_{média}^{-1}$$

Onde:

FCS = fator de correção para a declividade;

S_{parcela} = fator *S* da declividade da parcela e;

$S_{média}$ = fator S da declividade média de todas as parcelas (no caso 0,134 m m⁻¹).

Assim, ajustou-se a perda de solo multiplicando-se a perda de solo obtida na parcela pelos dois fatores de correção, conforme a expressão que segue:

$$P_{solo\ ajustada} = P_{parcela} \times FCI \times FCS$$

Onde:

$P_{solo\ ajustada}$ = perda de solo ajustada para a intensidade e declividade (t ha⁻¹);

$P_{parcela}$ = perda de solo obtida na parcela (t ha⁻¹);

FCI = fator de correção da intensidade e;

FCS = fator de correção para a declividade.

4.2.2.6.- Determinação dos índices de rugosidade e capacidade de armazenamento de água

Antes da determinação dos índices de rugosidade, ajustou-se um plano que melhor se ajustasse para a eliminação da declividade. Os cálculos foram realizados utilizando os resíduos mínimos desse ajuste. Os índices de rugosidade utilizados e a determinação da capacidade de armazenamento de água na superfície das parcelas nessa etapa, são descritos na etapa de laboratório.

4.3.- RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.3.1.- Comparação de métodos em laboratório

Os dois métodos utilizados foram submetidos a comparações quanto a sua precisão de medida, resolução dos modelos de elevação digital (MDE), número de pontos por MDE, tempo de aquisição e computação dos dados. Os índices rugosidade aleatória, RR, parâmetros geoestatísticos de dependência espacial também foram calculados, além da distribuição espacial do microrrelevo do solo, que foi caracterizada pela análise multifractal através do espectro da dimensão generalizada, D_q , e do espectro de singularidade, $f(\alpha)$ vs $\alpha(q)$.

Os dados de precisão do método fotogramétrico foram obtidos de Gilliot et al. (2017), que empregaram a mesma metodologia para a restituição que os utilizados neste trabalho, enquanto que os dados do rugosímetro a laser foram obtidos diretamente do fabricante do laser.

A precisão do método de fotogrametria foi 3,3 vezes maior do que o rugosímetro a laser (Tabela 3), demonstrando ser um método mais confiável na aquisição dos dados. De acordo com Lievens et al. (2009), uma precisão de 2 mm pode ser conservadora para o caso de medições do microrrelevo em 3D. O erro calculado refere-se à subestimação ou superestimação da área medida e reflete a sensibilidade dos métodos. Neste caso, o erro calculado para a fotogrametria foi 2,3 vezes menor do que as medidas com o rugosímetro a laser. Na prática, cada valor obtido com o rugosímetro a laser representa a média de 5 leituras no mesmo ponto. Neste trabalho, o desvio padrão médio das medidas das 5 superfícies estudadas foi de 2.38 mm. Já para a fotogrametria, após a reconstrução da superfície, o procedimento foi realizar a transformação das medidas, incluindo os pontos de controle para cada superfície. Neste passo, pode ocorrer um erro posicional, o que afeta a precisão da reconstrução. No entanto para este trabalho, o erro calculado pela raiz

quadrada média do resíduo (RMS) dos pontos de controle, foi por término médio menor que 1 píxel, nas 5 superfícies estudadas. Considerando que cada píxel representa 0,71 mm, admite-se que o referido erro não interfere na obtenção dos índices de rugosidade. Snapir et al. (2014), ao estudar a precisão de medida da rugosidade superficial do solo, obtida com uma câmera semelhante, sob diferentes distâncias de elevação e utilizando SFM, chegaram a resultados de precisão e estimativa de erro similares, 1,5 mm e 3,1, respectivamente.

Tabela 3.- Parâmetros de precisão e densidade de pontos dos modelos de elevação digital, obtidos com diferentes métodos de medida.

Métodos utilizados	Precisão (mm)	Erro médio* (mm)	Resolução da célula (mm)	Densidade de pontos (ptos/mm ²)
Fotogrametria	1.5 ⁽¹⁾	1.29	2	1.40
Laser	5.0 ⁽²⁾	3.0	2	0.25

⁽¹⁾: Dados obtidos em Gilliot et al., (2017). ⁽²⁾: Dados obtidos no Catálogo Técnico do fabricante (Sensor DME-2000). *: média global do erro posicional e de elevação.

O programa computacional acoplado ao rugosímetro a laser permite uma distância mínima de medida de 2 mm. Para efeitos de comparação, a nuvem de pontos obtida por fotogrametria também foi interpolada em um tamanho de célula de 2 mm e, cada valor de medida representa a média do número de pontos dentro de cada célula. Esse número de pontos variou entre 5,3 e 5,9 entre as superfícies estudadas, o que segundo Snapir et al. (2014) é normal, pois a menor variação de iluminação e sombreamento podem interferir na transformação das imagens. De forma geral, a densidade média de pontos das 5 superfícies estudadas, obtida através da técnica fotogramétrica foi 5,6 vezes maior que o rugosímetro a laser, o que representa um MDE com mais detalhes e maior representatividade das condições reais da rugosidade superficial.

O número de pontos obtido em cada bandeja de laboratório é apresentado na tabela 4. No método da fotogrametria houve variação entre 414.620 (mínimo) e 717.099 (máximo) pontos de leitura. Conforme descrito acima, para a construção da nuvem de

pontos através da fotogrametria, a qualidade das imagens pode interferir no resultado final. Geralmente o sombreamento, a iluminação e distorção das imagens são responsáveis por essa variação (Snapir et al., 2014; Gilliot et al., 2017). Mesmo assim, até mesmo a nuvem com menor densidade (B3), foi 3,9 vezes maior do que a mesma superfície medida com o rugosímetro a laser. O rugosímetro a laser por sua vez não apresentou grande variação no número de pontos medidos, visto que o espaçamento entre leituras é predeterminado no programa computacional e controlado pelo movimento dos motores. Porém, esse método também é passível de erros de não-leitura. Segundo Souza (2011), neste tipo de aparelho pode ocorrer que o feixe de luz incida exatamente sobre uma aresta da rugosidade, promovendo a reflexão difusa e não registrando a medida nesse ponto. Bertuzzi et al. (1990) e Paz-González & Taboada (1996) também relataram erros de não-leitura quando o rugosímetro trabalha em exposição à radiação solar, pois essa interferência muitas vezes pode induzir a erros consideráveis de medida ou simplesmente não registrar a leitura.

Tabela 4.- Número de pontos de leitura da rugosidade superficial do solo e tempo de obtenção para cada método

Superfícies estudadas	Nº de pontos		Tempo (horas)	
	Fotogrametria	Laser	Fotogrametria	Laser
B1	717.099	105.625	01:10	10:30
B2	694.716	105.625	01:00	10:30
B3	414.620	105.614	00:50	10:30
B4	594.350	105.625	00:55	10:30
B5	548.584	105.621	00:50	10:30

B1e B2: bandejas alta rugosidade; B3 e B4: bandejas baixa rugosidade; B5: bandeja rugosidade média.

4.3.1.1.- Rugosidade aleatória (RR)

A tabela 5 apresenta os valores do índice de rugosidade aleatória para os dois métodos estudados, antes e após a aplicação de um teste de chuva simulada.

Não há dúvidas de que o índice mais comumente utilizado para descrever o microrrelevo superficial do solo a partir de dados pontuais de alturas obtidas com distintos métodos e resoluções ainda vem sendo a rugosidade aleatória, RR. Como visto na seção 3.6.1, este índice foi proposto por Allmaras et al. (1966) e descreve o componente aleatório da rugosidade, ou seja, o microrrelevo criado apenas por torrões e agregados do solo dispostos aleatoriamente sobre a superfície de estudo. Portanto, para o seu cálculo é necessário excluir a rugosidade gerada por diferenças de altura promovidas pela declividade do terreno, bem como pelas marcas de preparo geradas pelos implementos agrícolas.

Como essa etapa do ensaio foi conduzida em bandejas em laboratório, as correções dos dados originais não se fizeram necessárias, já que as superfícies preparadas foram mantidas em nível, evitando gerar estruturas lineares.

Observa-se também que os diversos autores que utilizaram o índice de rugosidade aleatória, não obedecem ao mesmo método de cálculo, o que torna difícil muitas realizar a comparação dos resultados entre si.

Considerando as cinco superfícies estudadas e os dois momentos de leitura, a rugosidade aleatória a partir do método da fotogrametria variou entre 14,23 e 38,02 mm, sendo 8% superior a variação obtida a partir do rugosímetro a laser, 15,42 e 37,22 mm, como valores mínimos e máximos, respectivamente (Tabela 4). Para todas as superfícies, o valor de RR medido através da fotogrametria antes do evento de precipitação foi maior do que o rugosímetro a laser. O contrário foi verificado após o evento de precipitação, onde para todas as superfícies estudadas o valor de RR com a fotogrametria foi menor em relação ao rugosímetro a laser. Ainda, o efeito da precipitação sobre as superfícies foi verificado através da redução dos valores de RR, expressos em %. De forma geral, o método da fotogrametria detectou uma redução de RR de 12,64% maior do que o

rugosímetro a laser, na média das superfícies. Esses valores revelam que o método da fotogrametria apresenta maior sensibilidade às mudanças do microrrelevo promovidas por um evento de precipitação. Tal sensibilidade pode ser atribuído ao fato de que com método da fotogrametria foi possível construir os MDE a partir de uma precisão 3,3 vezes maior do que com o rugosímetro a laser.

Ainda que o preparo das superfícies com distintas rugosidades tenha sido realizado de forma manual simulando o uso de implementos agrícolas, quando comparamos os resultados com os obtidos por alguns autores no campo, encontramos valores similares. Vidal Vázquez (2002) estudando 66 superfícies com distintas rugosidades no noroeste da Espanha e medidas com auxílio de um rugosímetro de hastes, encontrou valores de rugosidade aleatória que variaram entre 7,42 e 38,55 mm, sendo que o valor máximo foi encontrado em superfície preparada com arado de aiveca e o mínimo valor em superfícies com duplo preparo. Esse valor máximo de Vidal-Vázquez (2002) está próximo dos encontrados em B1 e B2, que representavam a alta rugosidade. Da mesma forma B3 e B4 que representam a baixas rugosidade, estão de acordo com o valor mínimo encontrado pelo autor, ainda que neste trabalho os valores tenham sido um pouco maiores.

Tabela 5.- Índice de rugosidade aleatória nos dois métodos estudados para superfícies com diferentes rugosidades, antes e após o evento de precipitação.

Bandejas	Métodos	RR (mm)		% de redução
		Antes	Depois	
B1	Fotogrametria	35.13	30.89	28.34
	Laser	37.22	33.21	10.77
B2	Fotogrametria	38.02	31.82	27.55
	Laser	36.84	34.01	7.68
B3	Fotogrametria	17.12	14.23	16.88
	Laser	16.66	15.42	7.44
B4	Fotogrametria	18.41	15.01	18.46
	Laser	17.64	15.89	9.92
B5	Fotogrametria	24.15	19.55	19.25
	Laser	23.88	21.14	11.47

B1 e B2: bandejas alta rugosidade; B3 e B4: bandejas baixa rugosidade; B5: bandeja rugosidade média.

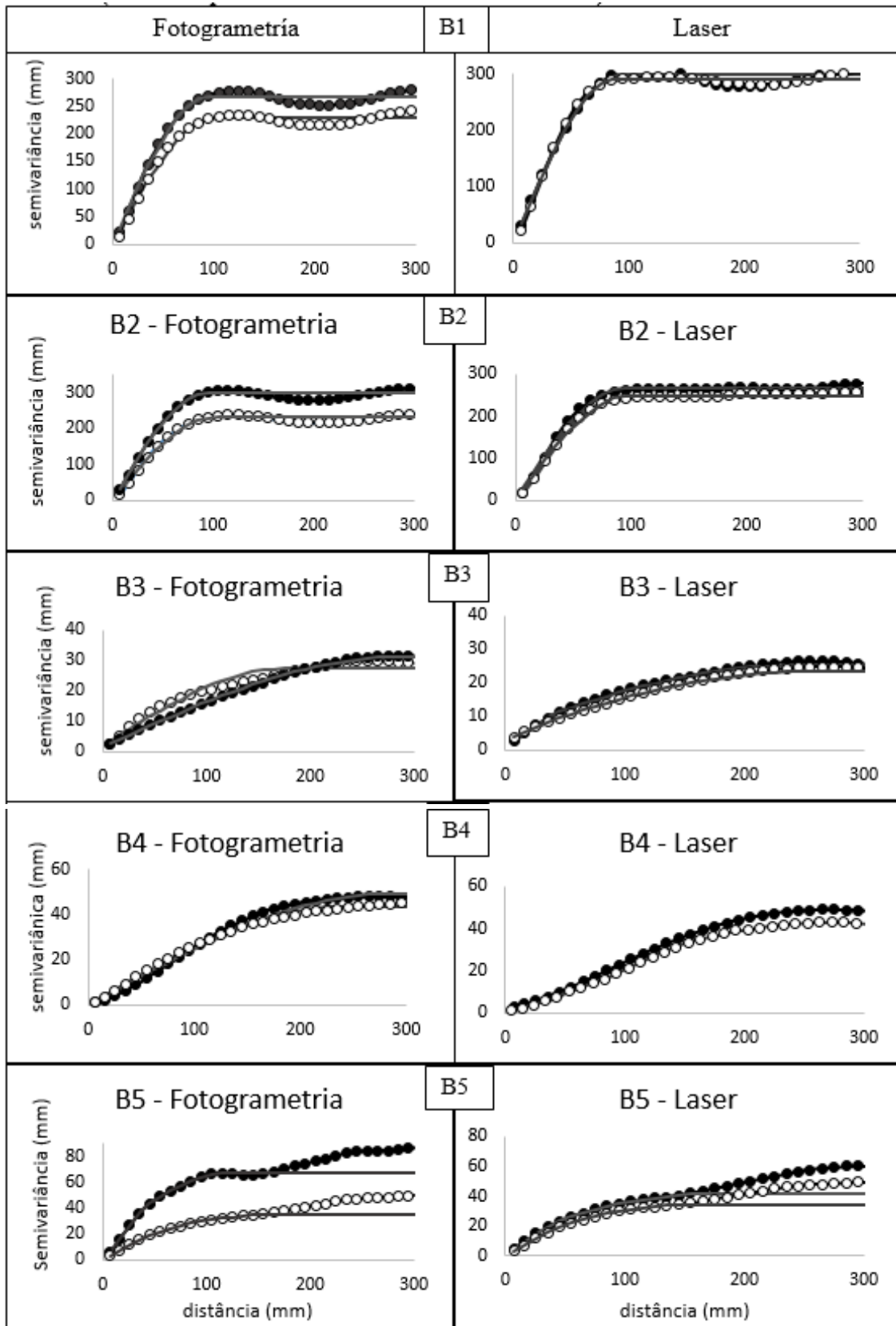
4.3.1.2.- Índices baseados na geoestatística

A dependência espacial entre os dados pontuais de altura do microrrelevo é estudada nessa seção considerando critérios geoestatísticos. Os semivariogramas experimentais ajustados para os mesmos são apresentados na figura 19. Na tabela 6 é apresentado o tipo do semivariograma e os valores de alcance e patamar das superfícies estudadas, através dos dois métodos de obtenção dos dados, antes e após um evento de precipitação simulada.

Ao ajustar os semivariogramas teóricos utilizando os dois métodos de medida, obtidos sobre uma rede de amostragem de 2 mm, observou-se que duas superfícies proveniente das medidas realizadas com o rugosímetro a laser, não foram capazes de capturar toda a variabilidade espacial do microrrelevo, apresentando efeito pepita diferente de zero (B3 - antes). A impossibilidade de se fazer reamostragem exatamente sobre um ponto já amostrado, podendo ocorrer variações a distâncias menores do que a menor distância entre as amostras e erros de medição, são justificativas dessa descontinuidade na origem (Isaaks e Srivastava, 1989). No entanto, resulta impossível quantificar se a maior contribuição provém de erros de medida ou da variabilidade a pequena escala não captada pela amostragem.

De forma geral, todos os semivariogramas estudados, antes e após um evento de precipitação e obtidos através de dois métodos distintos, atingiram um patamar estável, exceto a superfície B5, medida com o rugosímetro a laser, que apresentou uma tendência à estabilidade.

Figura 21.- Semivariogramas experimentais e modelos ajustados para as cinco superfícies com distintas rugosidades superficiais obtidas através de dois métodos distintos (antes e depois de um evento de chuva simulada)



B1 e B2: bandejas alta rugosidade; B3 e B4: bandejas baixa rugosidade; B5: bandeja rugosidade média.
 ●: Antes - ○: Depois.

Esse comportamento foi visível antes da aplicação da chuva simulada e pareceu surpreendente, visto que em todas as superfícies tomou-se o cuidado para que as bandejas estivessem em nível. Esse comportamento poderia ser atribuído à presença de um sistema de torrões que apresentaria uma tendência do tipo linear sobreposta à declividade média da superfície medida.

Apesar do restante das superfícies terem atingido estabilidade de patamar, observa-se em algumas um comportamento cíclico (ondulações). Como exemplo, podemos citar as superfícies B1 e B2, obtidas através dos dois métodos. O comportamento cíclico indica a presença de estruturas que apresentam um efeito de “vala”, embora pouco pronunciado, podendo se assimilar a um comportamento cíclico de pequena magnitude em comparação com o fator orientado do microrrelevo induzido pelos implementos agrícolas. Segundo Vermang et al. (2014), esse comportamento está ligado à forma e tamanho dos agregados. Devido a magnitude baixa deste efeito, quando comparado com a semivariância total, não se considerou para o ajuste dos modelos.

Obtiveram-se três tipos de ajustes dos modelos de dependência espacial para as cinco superfícies estudadas, o qual são apresentados na tabela 6. Partindo do ponto de vista da análise estrutural, considera-se que os modelos de dependência espacial exponencial e esférica apresentam várias similaridades (Samper & Carreira, 1990; Vidal Vázquez, 2000). Segundo os autores, o modelo esférico é um dos mais empregados na prática para estudar fenômenos naturais; no entanto, frequentemente os dados de um componente aleatório do relevo apresentam um modelo espacial do tipo Gaussiano (Cacheiro Pose et al., 2001; Thonon & Cacheiro, 2001). Ainda, costuma-se empregar o modelo tipo Gaussiano para representar fenômenos contínuos em todos os pontos e deriváveis na sua maioria, o que conceitualmente pareça ser o mais adequado para

descrever a dependência espacial de dados do relevo obtidos a partir de dados topográficos.

Para o estudo da análise estrutural considera-se também os parâmetros patamar e alcance dos semivariogramas teóricos. A princípio, o valor de patamar deve ser próximo ao da variância amostral, ou seja, apresenta relação estreita com a rugosidade aleatória, RR, o qual é definida pelo desvio padrão dos dados pontuais de altura.

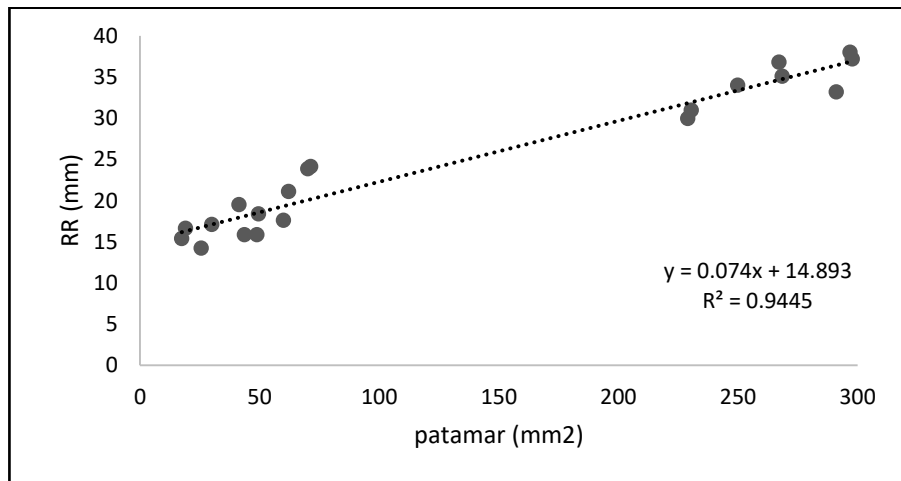
Tabela 6.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois da simulação de precipitação.

Bandeja	Métodos	Modelo de ajuste	C ₀		Patamar		Alcance	
			Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
B1	Fotogrametria	Esférico	0	0	268.44	228.92	95.95	100.96
	Laser	Esférico	0	0	297.71	291.25	91.65	89.78
B2	Fotogrametria	Esférico	0	0	296.86	230.48	93.68	100.64
	Laser	Esférico	0	0	267.14	249.9	93.98	98.67
B3	Fotogrametria	Exponencial	0	0	30.01	25.50	190.47	238.51
	Laser	Exponencial	1,02	0	23.55	20.14	235.51	259.62
B4	Fotogrametria	Gaussiano	0	0	49.44	43.55	245.71	264.58
	Laser	Gaussiano	0	0	45.21	41.23	251.12	233.56
B5	Fotogrametria	Esférico	0	0	61.3	36.35	110.76	124.25
	Laser	Esférico	0	0	41.01	30.12	107.41	122.32

B1 e B2: bandejas alta rugosidade; B3 e B4: bandejas baixa rugosidade; B5: bandeja rugosidade média.

A figura 21 é apresentada a relação entre a rugosidade superficial, RR, e a semivariância amostral para os 10 semivariogramas estudados, descrito por uma função linear, sendo o coeficiente de correlação $R^2 = 0,944$. Isso significa que a proporção da variância não explicada por essa relação é inferior a 6% e pode ser atribuída a falta de precisão do parâmetro patamar dos modelos ajustados aos dados teóricos para grandes distâncias. Espera-se que o ajuste dos modelos teóricos para grandes distâncias seja mais preciso do que aqueles casos em que se detectam fenômenos que determinam a presença de efeito “vala”.

Figura 22.- Relação entre o patamar e a rugosidade aleatória, RR, das superfícies estudadas.



Entre os métodos de obtenção da rugosidade superficial, a fotogrametria apresentou maior valor máximo de patamar considerando todas as superfícies, porém a diferença foi minúscula, 297,71 contra 296,86 mm². Na média das cinco superfícies calculadas antes do teste de precipitação, o método da fotogrametria apresentou um patamar 4% superior, em relação ao rugosímetro a laser. No entanto, na média das mesmas superfícies após o teste de precipitação, a fotogrametria apresentou valor 11% menor em relação ao rugosímetro a laser. Esses resultados contribuem para afirmar que a fotogrametria, por apresentar melhor resolução, melhor precisão e maior densidade de pontos por unidade de área, possui maior a capacidade em detectar mudanças no microrrelevo, demonstrando com esses resultados ser um método mais sensível e confiável. Entre os níveis de rugosidade, ambos os métodos demonstraram ser mais sensíveis quanto a alterações em superfícies de alta rugosidade.

O parâmetro alcance representa a correlação espacial dos semivariogramas teóricos e mede o intervalo entre a origem de coordenadas e o ponto a partir do qual se alcança um patamar estável. Alguns trabalhos anteriores revelam que o valor de alcance apresenta uma estreita relação com de dependência espacial notável com o tamanho dos

agregados de maiores dimensões que formam o microrrelevo (Helming et al., 1993; Paz González et al., 1998; Lado Liñares, 1999; Vermang et al., 2014).

Ao estudar o efeito da precipitação sobre os valores de alcance, observa-se que em todas as superfícies, obtidas através da fotogrametria, houve um aumento nesse valor. Outros autores também relataram esse comportamento (Vidal Vázquez, 2002; Helming, et al., 1993; Vermang et al., 2013). De acordo com Helming et al. (1993), isso se deve ao fato de que com os eventos de precipitação, há uma redução da altura e simultaneamente há o aumento da largura dos torrões de maior diâmetro, promovendo maior continuidade a longas distâncias em agregados de pequenas dimensões. Para o rugosímetro a laser esse comportamento não seguiu um comportamento padrão.

4.3.1.3.- Índices multifractais

Nesta seção são estudados os índices multifractais para as superfícies com distintas rugosidades. Previamente, é preciso considerar que a caracterização das unidades estruturais que compõe o microrrelevo do solo apresenta dependem da escala em que se é medida. Consequentemente, a descrição da rugosidade através dos índices estatísticos, como rugosidade aleatória, é considerada insuficiente devido aos problemas que representa o uso de uma só escala de medida ou uma só rede de amostragem (Huang & Bradford, 1990). Ainda, os índices tradicionais de rugosidade refletem algumas características do microrrelevo do solo, enquanto os parâmetros multifractais do microrrelevo refletem não apenas as características gerais, mas também as características da superfície do local.

Existem várias funções de escala na análise multifractal. Para o presente trabalho, foram empregadas a dimensão generalizada $D(q)$ e o espectro de singularidade $f(\alpha)$ vs

α). Para o seu cálculo utilizou-se o método “Gliding Box” (Cheng, 1997), descrito na seção 3.6.4. Os espectros foram calculados a partir da função de partição δ vs q .

A equação [39], presente na seção 3.6.3.2, foi empregada para calcular a dimensão generalizada do microrrelevo do solo $D(q)$. Para $q = 0$, $q = 1$ e $q = 2$, as dimensões generalizadas, $D(q)$, são conhecidas como a capacidade, a informação (entropia de Shannon) e as dimensões de correlação, respectivamente. Para medidas monofractais não se espera nenhuma dependência da dimensão generalizada para distintos momentos q . Entretanto, para multifractais, estes espectros apresentam características específicas para diferentes q , com $D_0 > D_1 > D_2$. Em outras palavras, quando a curva $D(q)$ apresenta formato de “S” típico (sigmoideal), o objeto em estudo possui características multifractais óbvias. No entanto, quando a curva tende a ter uma característica linear, o objeto possui características multifractais fracas ou monofractais.

Para as cinco superfícies estudadas e para os dois métodos de obtenção das medidas, o valor de $D(q)$ reduziu invariavelmente com o aumento do fator de ponderação q (máximo = -30 e mínimo = 30). Em geral, nas cinco superfícies, os valores estiveram entre 1,9649 e 2,0290. A figura 20 apresenta os parâmetros da dimensão generalizada $D(q)$ para os momentos $q = -30$, $q = 0$, $q = 1$, $q = 2$ e $q = 30$, das cinco superfícies estudadas. Todas as curvas que descrevem $D(q)$ cruzaram 2,00 no momento $q = 0$, com exceção de B4, que cruzou 1,99. O espectro de dimensão generalizada, D_0 variou entre 1,999 e 2,005. No entanto, para a dimensão de entropia, D_1 , esses valores variaram de $1,995 \pm 0,0004$ a $2,003 \pm 0,0007$. Para a dimensão de correlação, D_2 , os valores estiveram entre $1,994 \pm 0,0008$ e $2,002 \pm 0,0014$ (Figura 21).

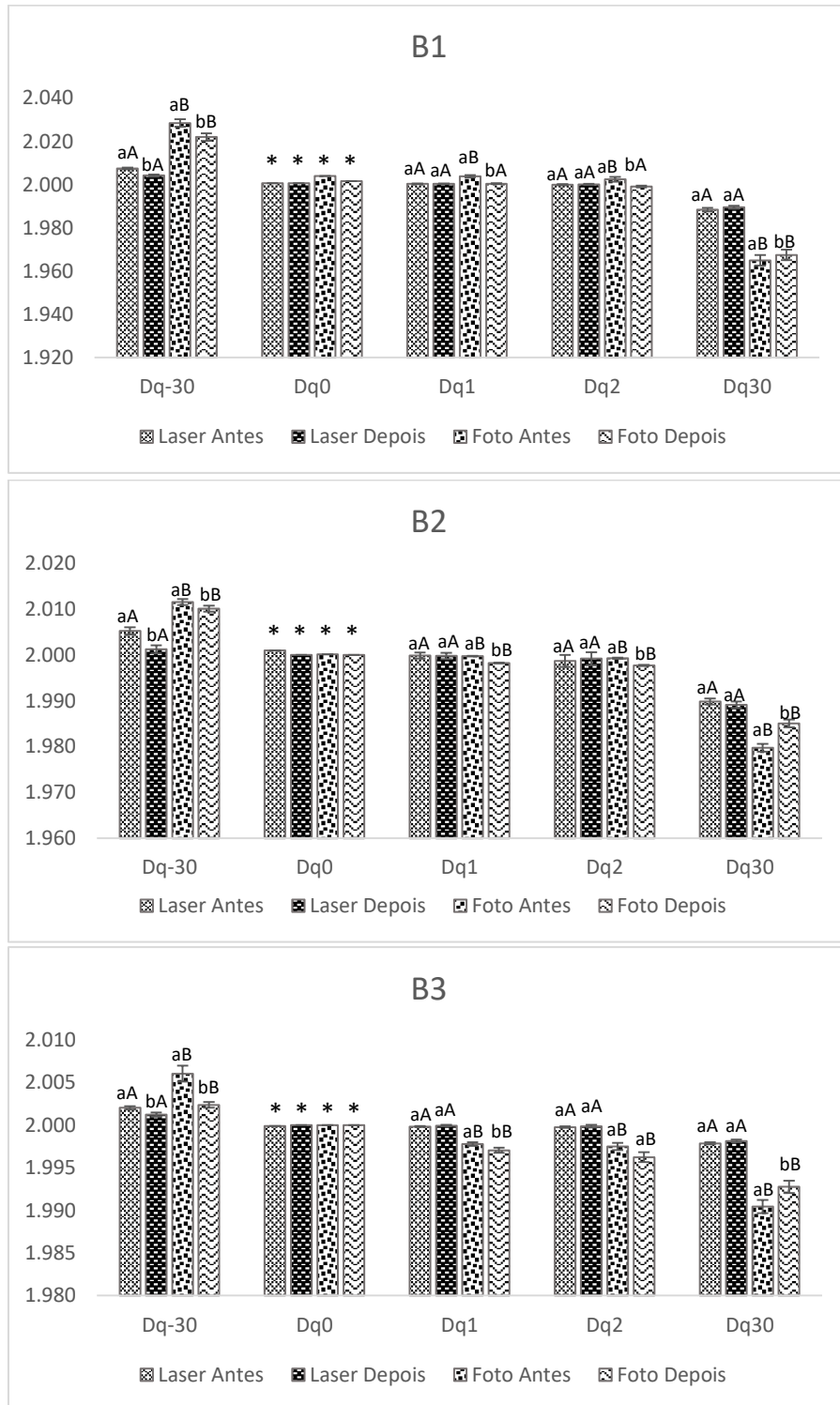
Os coeficientes de determinação R^2 foram maiores para a dimensão generalizada $q = 0$ ($R^2 = 1,000$) na fotogrametria e muito próximo de 1,000 para o rugosímetro a laser. Para o restante das dimensões ($q = -30$, $q = 1$, $q = 2$, $q = 30$) os valores foram inferiores a

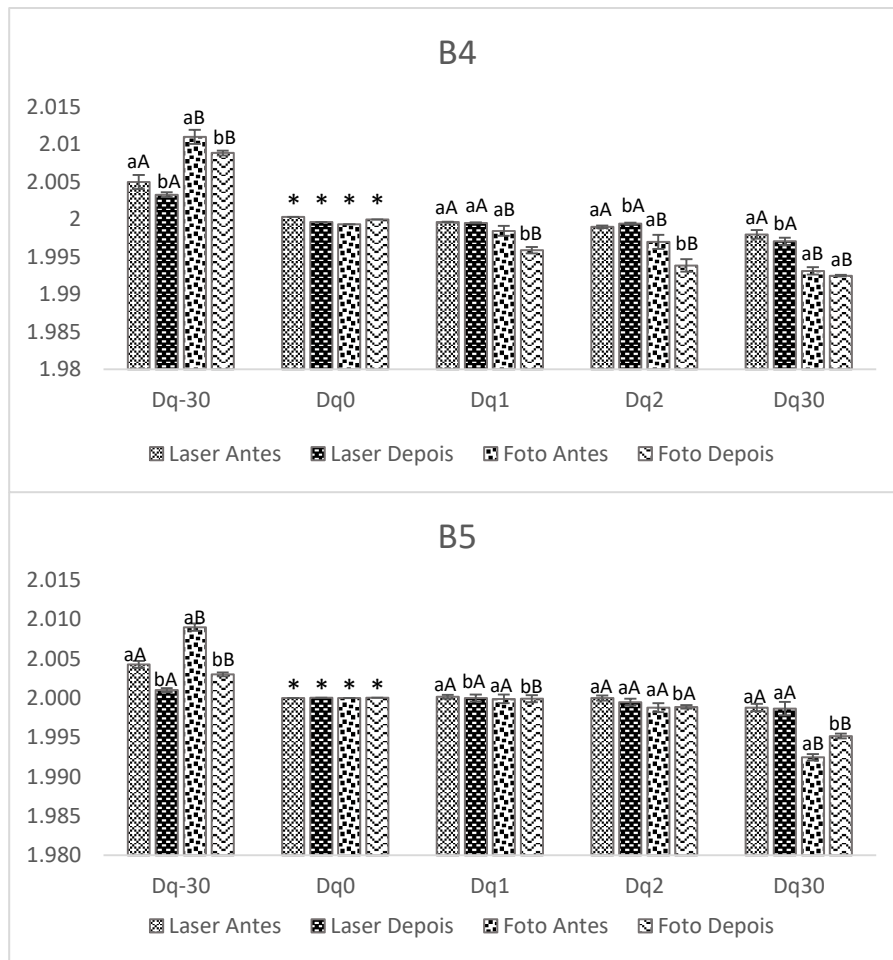
1,000, porém, para ambos os métodos esses valores ficaram muito próximo (entre 0,9999932 e 0,9999988).

Os valores dos erros padrão de D_q aumentaram com os valores crescentes de q , para $q = -30$, $q = 0$, $q = 1$, $q = 2$, $q = 30$ e verificou-se erros médios de $\pm 0,0035$, $\pm 0,0000$, $\pm 0,00021$, $\pm 0,0042$ e $\pm 0,0051$, respectivamente para rugosímetro a laser e, $\pm 0,0002$, $\pm 0,0000$, $\pm 0,00012$, $0,00032$ e $\pm 0,00043$ para a fotogrametria. Portanto, as dimensões Rényi no estudo da rugosidade superficial do solo foram caracterizadas por uma escala de lei de potência muito forte.

A diferença de valores de $D_{\text{máx.}} - D_{\text{mín.}}$, que caracteriza a amplitude da medida, para todas as superfícies estudadas foi maior na fotogrametria do que no rugosímetro a laser. A maior diferença foi encontrada em B1 antes da chuva para fotogrametria (0,064) e a menor foi encontrada em B5 antes da chuva para o rugosímetro a laser (0,002). De acordo com Paz-Ferreiro et al. (2010) valores de diferença próximos a 1 têm sido usados como percepção de multifractalidade. Diferenças ou semelhanças entre dimensão de capacidade, D_0 , dimensão de entropia, D_1 e dimensão de correlação, D_2 , são também frequentemente utilizadas para avaliar se as propriedades de escala observadas correspondem à escala monofractal ou multifractal (Vidal-Vázquez et al., 2013). Nesse estudo pode se dizer que a multifractalidade dos conjuntos de dados para ambos os métodos é considerada fraca.

Figura 23. Parâmetros da dimensão generalizada D_q para os momentos $q = -30, q = 0, q = 1, q = 2$ e $q = 30$, das cinco superfícies em laboratório.





B1: Alta rugosidade 1; B2: Alta rugosidade 2; B3: Baixa rugosidade 1; B4: Baixa rugosidade 2; B5: Média rugosidade. Letras minúsculas diferem entre momentos (antes e depois) nos métodos, letras maiúsculas diferem os momentos entre os métodos. * Devido ao erro padrão para os valores de $D(q)$ para o momento 0 ser igual a 0,00, não se pode calcular a dependência entre essa variável.

Ao comparar a dependência dos valores antes e depois de um evento de simulação de chuva, nas cinco superfícies estudadas, através do teste de qui-quadrado, observou-se que o parâmetro de $D(q)$ para $q = -30$ apresentou diferença significativa em todas as superfícies, independente do método de obtenção e, o parâmetro $D(q)$ para $q = 30$ só não apresentou diferença significativa em B4 para o método de fotogrametria e, para o método do rugosímetro a laser, não se detectou diferença significativa em nenhuma superfície. Isso se deve ao fato de que no rugosímetro a laser os erros padrão foram maiores em todos os parâmetros e superfícies estudadas, do que na fotogrametria.

O parâmetro $D(q)$ para $q = -30$ está intimamente relacionado aos valores mínimos de altura do microrrelevo superficial. A redução do D_{-30} após um evento de precipitação

significa que a distribuição heterogênea dos valores mínimos de altura é reduzida. Quando as gotas de chuva impactam as estruturas de maior altura da superfície do solo, promovem a desagregação pontual dos sedimentos que o compõe. Com a desagregação, esses sedimentos tornam-se passíveis de serem transportados para fora da sua origem e muitas vezes são depositados nas microdepressões promovendo o “preenchimento do fundo”. Consequentemente a distribuição heterogênea dos valores mínimos de altura é reduzida.

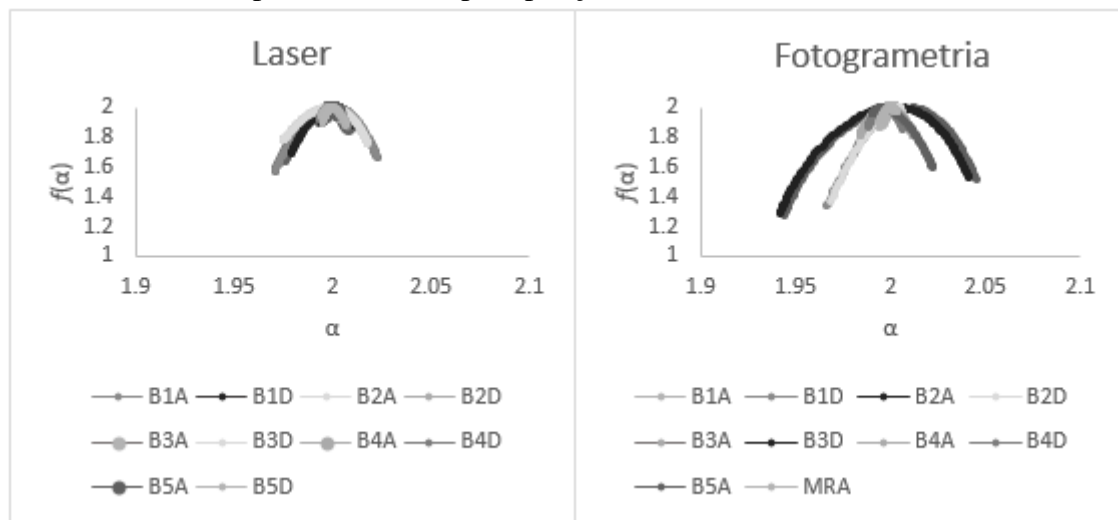
A diferença da distribuição heterogênea dos valores máximos de altura, representado pelo parâmetro D_{30} , também ocorre, porém não foi significativo para todos as superfícies e métodos. Em outras palavras, pode-se afirmar com isso que as microdepressões necessitam de pouco sedimento para serem preenchidas e alterada significativamente, enquanto que as microelevações necessitam de maior “corte do topo” para que se detecte sua alteração significativamente. Isso por que a redução da altura dos torrões de maior tamanho depende exclusivamente do impacto das gotas de chuva sobre o mesmo, enquanto que o preenchimento das microdepressões dependem tanto do material desagregado pelo efeito salpico ou “*splash*” das gotas de chuva, como pela deposição que o ocorre durante o transporte pelo escoamento superficial.

Ao comparar os dois métodos de obtenção da rugosidade superficial em um mesmo momento de coleta de dados (ex: antes fotogrametria x antes rugosímetro a laser) encontrou-se diferença em todos os parâmetros, exceto para dimensão de entropia, D_1 e para dimensão de correlação, D_2 , da superfície B5. De forma geral, a fotogrametria apresentou maior capacidade em detectar a heterogeneidade da distribuição dos conjuntos de dados, demonstrando maior tendência multifractal do que o rugosímetro a laser. (Figura 20).

Os valores de α e $f(\alpha)$ do espectro de singularidade foram calculados através das equações [42] e [43] da seção 3.6.3.2, para os momentos de q . Assim, os valores mínimos

para os quais o ramo direito do espectro q - variaram de $q_- = -1$ a $q_- = -30$ e, os valores máximos para o ramo esquerdo foram de $q_+ = 1$ a $q_+ = 30$. A figura 22 apresenta os espectros de singularidade para os dois métodos estudados, antes e depois do evento de precipitação.

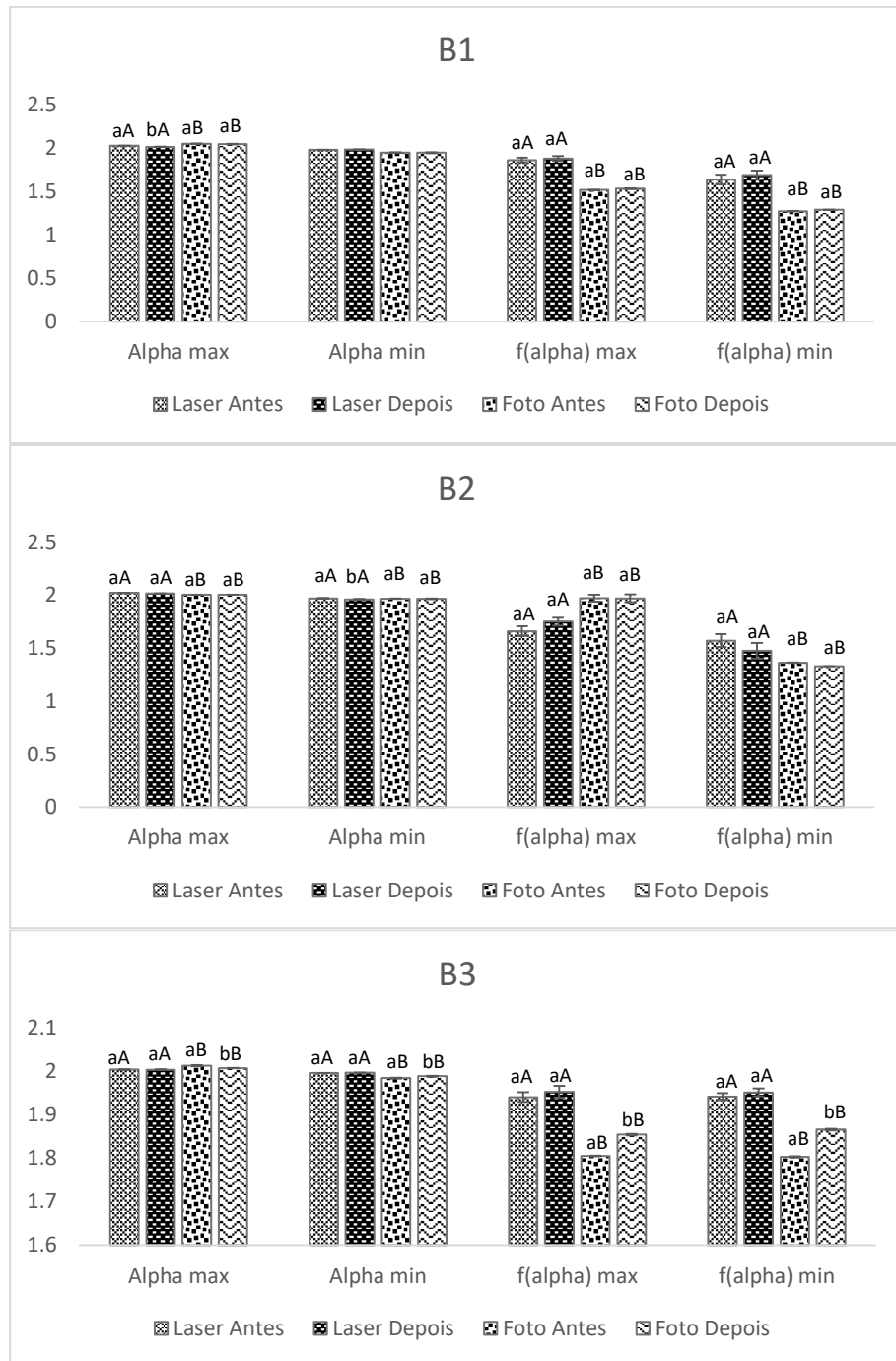
Figura 22. Espectros de singularidade multifractal para as cinco superfícies estudadas, antes e após o evento de precipitação

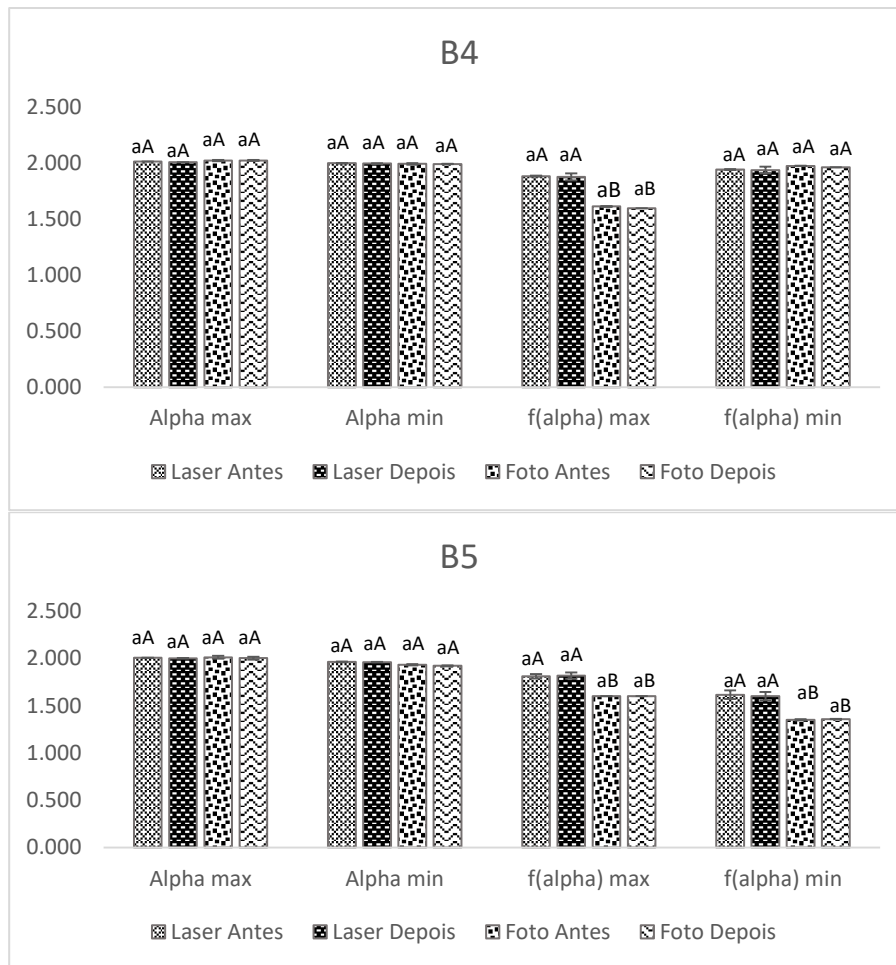


B1: Alta rugosidade 1; B2: Alta rugosidade 2; B3: Baixa rugosidade 1; B4: Baixa rugosidade 2; B5: Média rugosidade.

Nos gráficos $f(\alpha)$ versus α , (Figura 22), no geral, os espectros de singularidade, apresentaram curvas parabólicas côncavas com maior ou menor amplitude assimétrica para todas as superfícies, sendo que as maiores amplitudes ocorreram nas superfícies de maior rugosidade, B1 e B2, para ambos os métodos. Para essas superfícies, a maior distribuição heterogênea foi encontrada para os valores máximos de altura, representada pela rama deslocada para a esquerda. (Escrever mais)

Figura 22. Parâmetros multifractais do espectro de singularidade obtidos com dois distintos métodos





B1: Alta rugosidade 1; B2: Alta rugosidade 2; B3: Baixa rugosidade 1; B4: Baixa rugosidade 2; B5: Média rugosidade. Letras minúsculas diferem entre momentos (antes e depois) nos métodos, letras maiúsculas diferem os momentos entre os métodos.

4.3.1.4.- Armazenamento em microdepressões

O estudo da relação entre a rugosidade superficial do solo e a capacidade máxima de armazenamento de água nas microdepressões da superfície do solo vem sendo um elemento fundamental no desenvolvimento de modelos hidrológicos, que podem auxiliar no desenvolvimento de estratégias de conservação de solo e água. Boas estimativas do volume máximo de água armazenada são importantes para avaliação do escoamento superficial durante eventos de precipitação. Ainda, esse parâmetro hidrológico é um elemento básico na comparação de distintas técnicas agrícolas de manejo do solo, do ponto de vista da eficiência na produção de superfícies com alta ou baixa retenção de água

nas microdepressões, influenciando na eficiência da infiltração e disponibilidade de água no solo e na redução do escoamento superficial por erosão.

Dentre as cinco superfícies estudadas, houve variação na capacidade de armazenamento de água, visto que haviam três distintas simulações de preparo, que promoveram diferenças na rugosidade superficial, conforme visto pelos índices discutidos anteriormente. As superfícies que apresentavam maior rugosidade (B1 e B2), simulando o preparo do solo com grade aradora, foram as que também promoveram maior retenção de água nas suas depressões, para ambos os métodos (Figura 07). É comum que preparos do solo com maior revolvimento, também promovam maior distribuição de microdepressões superficiais, o que aumentam as possibilidades de maior capacidade de retenção de água nessas áreas. A superfície com rugosidade intermediária (B5), apresentou valores de retenção de água em microdepressões muito próximas das superfícies com baixa rugosidade (B3 e B4). Isso revela que, apesar das microelevações terem sido maiores, esses pouco contribuem para a retenção de água, sendo mais importante as microdepressões para o estudo desse atributo, o que nesse caso, demonstraram ser semelhantes.

Tabela 7.- Capacidade de armazenamento de água nas microdepressões obtidas através de dois métodos, antes e depois de um evento de precipitação

Superfícies	Armazenamento (mm)					
	Fotogrametria		Redução (%)	Laser		Redução (%)
	Antes	Depois		Antes	Depois	
B1	1.47	0.59	60.06	1.12	0.52	53.62
B2	1.58	1.27	19.88	1.11	0.89	20.26
B3	0.59	0.71	-16.53	0.63	0.79	-20.23
B4	0.81	0.45	44.75	0.75	0.44	24.75
B5	0.86	0.51	40.38	0.78	0.48	40.60
Média	1.06	0.71	33.69	0.87	0.62	27.92

B1: Alta rugosidade 1; B2: Alta rugosidade 2; B3: Baixa rugosidade 1; B4: Baixa rugosidade 2; B5: Média rugosidade.

Os valores máximos e mínimos da capacidade de armazenamento de água nas microdepressões foram de 1,58, 0,44 e 1,12, 0,45, para a fotogrametria e o rugosímetro a laser, respectivamente, revelando que o método fotogramétrico foi capaz de detectar maior capacidade de armazenamento que o rugosímetro a laser. Ao observar o efeito da precipitação sob as superfícies, a maior redução ocorreu na B1 (alta rugosidade), para ambos os métodos. O impacto das gotas de chuva sobre os torrões de maiores alturas possivelmente promoveu a sua desagregação e as partículas de solo acabaram sendo transportadas, preenchendo as microdepressões, ocupando o lugar que antes era destinado ao armazenamento de água. De forma geral, o efeito da precipitação sobre as superfícies, reduziu a capacidade de armazenamento de água em 71% para a fotogrametria e 62% para o rugosímetro a laser (Figura 07). Porém, nem todas as 5 superfícies tiveram a mesma tendência de comportamento. Na superfície B3 (baixa rugosidade), essa capacidade aumentou após o evento de precipitação. Por apresentar uma baixa rugosidade, sem presença de torrões, o impacto das gotas de chuva promoveu o aparecimento de microdepressões capazes de elevar a retenção e armazenamento. Além do aparecimento de microdepressões, outra observação que explica esse comportamento foi o transporte dos sedimentos centrais da parcela, em direção às suas extremidades, o que tornou a superfície com uma aparência côncava, transformando toda a superfície da bandeja em uma única e grande depressão.

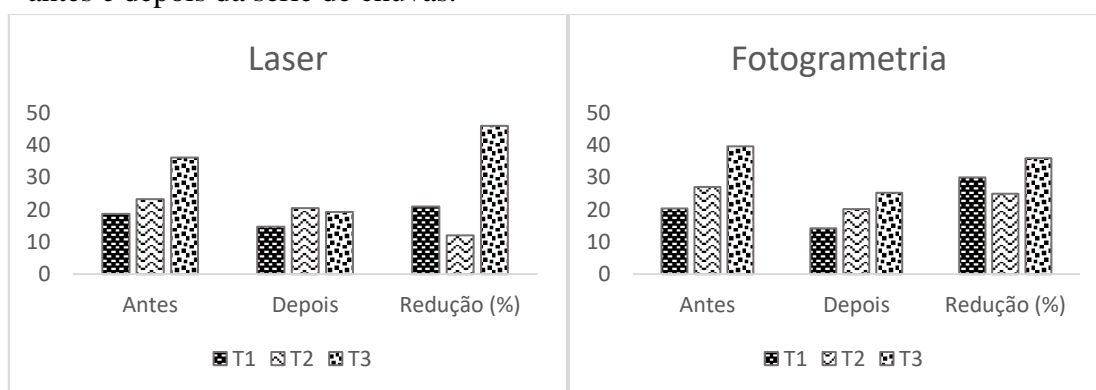
4.3.2.- Resultados em campo

4.3.2.1.- Rugosidade aleatória (RR)

O primeiro índice a ser determinado foi o mais clássico e mais utilizado em estudos desta natureza, a rugosidade aleatória, RR. Na figura 22, são apresentados os valores de RR para os três tipos de solo estudados antes e depois dos eventos de precipitação e a sua porcentagem de redução.

Após o preparo do solo com a simulação de escarificação, o índice de rugosidade aleatória variou entre 8,66 e 39,21 mm, considerando as leituras com os dois métodos estudados. Alguns autores, ao estudar diferentes sistemas de manejo do solo, encontraram para o solo escarificado valores semelhantes (Bertol et al., 2006; Zoldan Junior et al., 2008; Bertol et al., 2008; Panachuki, et al., 2010; Correa et al., 2012). Em geral, os valores de rugosidade aleatória encontrados nesta etapa do estudo podem ser considerados de baixa magnitude, quando comparados com a escala de valores desta variável estabelecida por Renard et al. (1997), para ser utilizada na Equação Universal de Perdas de Solo Revisada – EUPS.

Figura 22. Índice de rugosidade aleatório (RR) nos três tratamentos estudados, antes e depois da série de chuvas.



Ao comparar os valores obtidos entre os dois métodos, observa-se que a fotogrametria apresentou valores mais altos para os três tipos de solo. Na média dos três tipos de solo, antes e após os eventos de precipitação, a superioridade da fotogrametria

frente ao rugosímetro a laser foi de 9 e 5 mm, respectivamente. Considerando que o método da fotogrametria apresenta maior precisão, menor erro médio e maior densidade de pontos por mm², admite-se que o referido método foi o que apresentou valores mais representativos da realidade. Bertolani et al. (2000), utilizando um rugosímetro semelhante detectou que, em campo, as leituras sofriam interferência na presença da luz solar, provocando alterações significativas nos resultados.

Avaliando o comportamento da rugosidade aleatória entre os três tipos de solo, observou-se valores maiores no solo de textura franca, seguido do solo franco-siltoso e franco-arenoso, para os dois métodos estudados. Esses resultados podem estar ligados à formação de agregados no solo e, apesar de dinâmico, a textura do solo possui uma importância de destaque.

Vale ressaltar que o conceito central de franco pode ser definido como uma mistura de areia, silte, e partículas de argila que exhibe as propriedades destas frações em proporções iguais. Esta definição de franco não significa que as três frações estão presentes em quantidades iguais. Isso se deve porque uma percentagem relativamente pequena de argila é suficiente para atribuir ao solo propriedades referentes à esta fração (muitas vezes maior estabilidade de agregados), considerando que pequenas quantidades de areia e silte possuem menor influência sobre o comportamento do solo (vide tabela 2). A menor rugosidade apresentada no solo franco-arenoso era em partes esperado, pois, quanto maior a partícula do solo, menor capacidade de formação de agregados estáveis ou de torrões de maiores tamanhos, o que pode refletir no microrrelevo do solo.

Avaliando o efeito das simulações de chuva sobre a rugosidade aleatória, observa-se que nos três tipos de solo houve redução visível dos valores, para os dois métodos estudados. Apesar dos valores de RR terem sido maiores no solo franco, as maiores reduções também ocorreram nessa parcela, sendo 35 e 36% para o rugosímetro a laser e

fotogrametria, respectivamente. Isso pode ser atribuído ao fato de que esse solo foi coletado em zonas de encosta, desprovido de vegetação por período integral, de estrutura pobre e que apresentava o menor teor de carbono (1,03%), em relação aos demais, o que lhe conferiu menor resistência à desagregação pelo impacto das gotas de chuva. Por outro lado, a parcela 2, que apresentou maior conteúdo de silte, foi o que reduziu menos os valores de RR, para os dois métodos estudados. Apesar do maior conteúdo de silte, esse solo também apresentava maiores conteúdos de argila que os demais e maior conteúdo de carbono do que o solo da parcela 3 (franco), o que contribuiu para maior resistência a desagregação dos torrões pelo efeito das gotas de chuva.

Por fim, o solo com franco-arenoso (parcela 1) apresentou redução intermediária nos valores de RR, 24% para o rugosímetro a laser e 25% para a fotogrametria. Apesar desse solo apresentar maiores valores de partículas areia (fina e grossa), o elevado conteúdo de carbono (tabela 2) pode ter ajudado para que superfície do terreno se mantivesse em níveis intermediários, mesmo após os eventos de precipitação. De acordo com Weil & Brady (2009) em solos arenosos que possuem pouca argila, a agregação é quase totalmente dependente de processos biológicos.

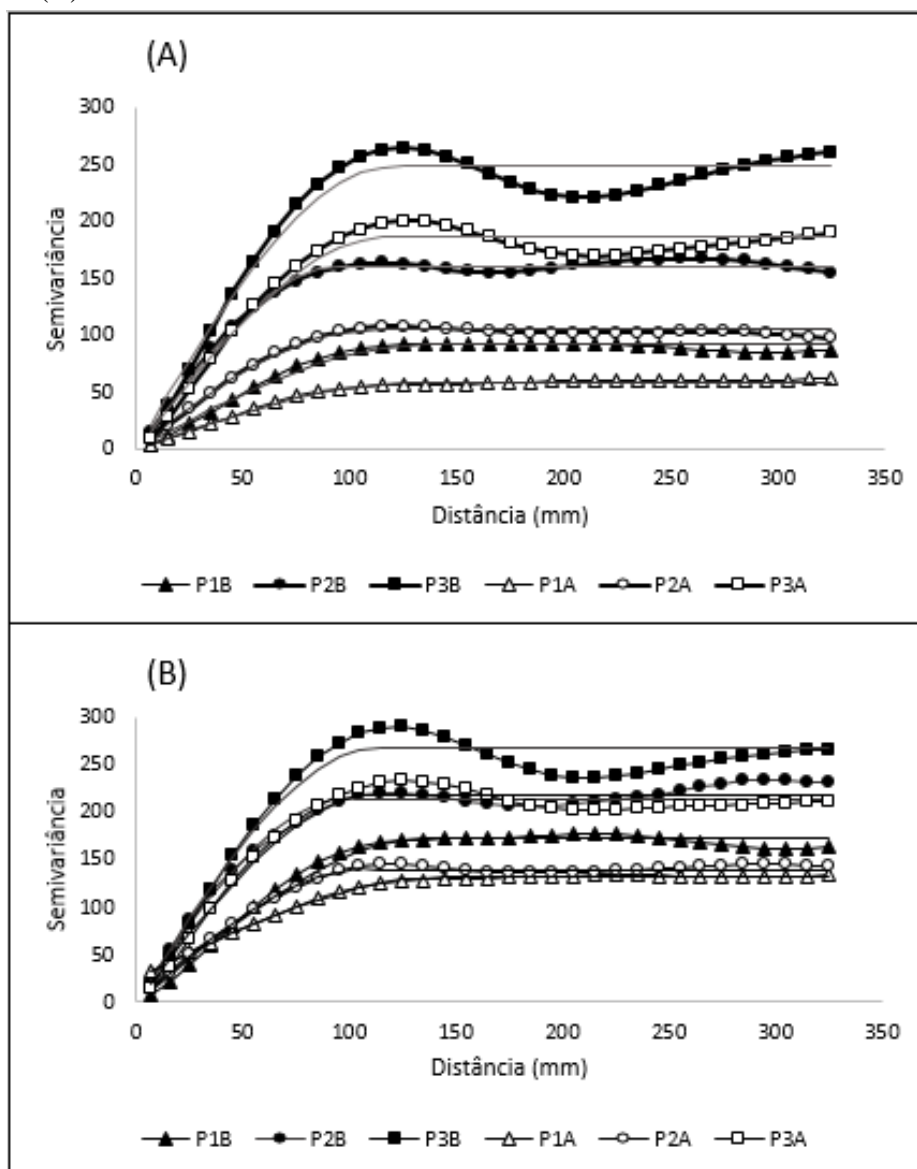
4.3.2.2.- Índices baseados na geoestatística

De forma geral, a variabilidade espacial dos atributos físicos e químicos do solo, seja em ambientes naturais ou transformados, é uma ferramenta importante para o entendimento dos processos de formação e evolução do solo e das variações desses atributos para diferentes sistemas de uso e manejo do solo (Oliveira et al., 2013; 2015a; Aquino et al., 2016). Conhecer a variabilidade espacial da rugosidade superficial do solo torna-se imprescindível para o estudo do seu comportamento, pois, a maioria dos atributos do solo não variam aleatoriamente, mas apresentam correlação ou dependência espacial

(Vauclin et al., 1982; Miller et al., 1988). Nesse sentido, torna-se necessária a utilização de procedimentos complementares como a geoestatística.

O semivariograma é uma das ferramentas da geoestatística, utilizada para determinar a variabilidade espacial de atributos do solo, expressando o grau de dependência espacial entre amostras, por meio de seus parâmetros, em um campo específico. Os dados dos semivariogramas experimentais ajustados para os mesmos são apresentados nas figuras 23. Na tabela 7 é apresentado o tipo do semivariograma e os valores de alcance e patamar das superfícies estudadas, através de dois métodos de obtenção dos dados, antes e depois de uma série de quatro simulações de precipitação.

Figura 24.- Semivariogramas ajustados de rugosidade superficial para os três tratamentos, antes e depois da série de chuvas. Leitura com rugosímetro a laser (A) e fotogrametria (B).



P1: solo franco-arenoso; P2: solo franco-siltoso; P3: solo franco. a: antes das precipitações; d: depois das precipitações.

Ao ajustar os semivariogramas teóricos obtidos sobre uma rede de amostragem de 2 mm, verificou-se que, para todas as superfícies analisadas, a rugosidade superficial apresentou alta dependência espacial, o qual foi constatada pelos valores do efeito pepita (C_0), que foram zero para os dois métodos de medida, para os três tipos de solo e para os dois momentos de leitura (antes e depois das precipitações). De acordo com Cambardella et al. (1994), o efeito pepita, um dos parâmetros do semivariograma, pode referir-se a um

erro analítico (variabilidade não explicada), ou ser devido a microvariações não detectadas, em face da distância de amostragem utilizada. Os dados encontrados no presente estudo, para o efeito pepita, podem ser atribuídos ao espaçamento reduzido entre pontos de leitura. Bertolali et al. (2000), ao estudar a variabilidade espacial da rugosidade superficial medida com um rugosímetro a laser, encontrou esse mesmo comportamento quando utilizou menor espaçamento entre amostragens.

Os modelos de ajuste de dependência espacial para os três tipos de solo estudados, antes e depois dos eventos de precipitação são apresentados na tabela 7. Foram ajustados para todas as superfícies o modelo esférico. De acordo com (Isaaks e Srivastava, 1989), o modelo esférico apresenta variabilidade mais contínua, quando comparado com os demais. De acordo com Samper & Carreira, (1990), o modelo esférico é um dos mais empregados na prática para estudar fenômenos naturais.

Todos os semivariogramas estudados atingiram um patamar estável. Porém, apesar das parcelas construídas com os três tipos de solo terem sido submetidas ao mesmo sistema de preparo do solo (escarificação de forma manual), ao observar os valores de patamar, o comportamento entre eles foi diferente. Tal fato ocorreu devido possivelmente devido a diferenças existentes no tamanho e na distribuição dos agregados formados após o preparo do solo. O P1, por ser um solo com alto conteúdo de areia, partículas entre 0,05-2 mm, (Tabela 02), não possuem capacidade de formar uma massa coerente, permanecendo mais soltos na superfície. Já em P3, parcela que apresentou maior valor de patamar para ambos os métodos, temos um solo franco, o qual por conceito, pode ser definido como uma mistura de areia, silte, e partículas de argila que exibe as propriedades destas frações em proporções iguais. Esta definição não significa que as três frações estão presentes em quantidades iguais. Este comportamento existe porque uma percentagem relativamente pequena de argila é suficiente para atribuir ao solo propriedades referentes

à esta fração, considerando que pequenas quantidades de areia e silte possuem menor influência sobre o comportamento do solo.

Apesar de P3 ter apresentado maiores valores de patamar, observou-se um comportamento cíclico (ondulações), mesmo após a retirada da tendência não determinística, de acordo com Currence & Lovely (1970). Esse comportamento foi observado da mesma forma e pelas mesmas razões que as superfícies B1 e B2 (Figura 17), estudadas em laboratório na primeira parte deste presente trabalho. O comportamento cíclico indica que após a retirada da tendência não determinística, podem permanecer estruturas que ainda apresentam um efeito de “vala”, embora pouco pronunciado, podendo se assimilar a um comportamento cíclico de pequena magnitude em comparação com o fator orientado do microrrelevo induzido pelos implementos agrícolas, o qual considera-se eliminado com aplicação do método Currence & Lovely (1970). Vermang et al. (2014), ao verificar o mesmo comportamento em seus estudos relacionou essa tendência ao tamanho dos agregados. Assim como em B1 e B2 (Figura 17), devido a magnitude baixa deste efeito quando comparado com a semivariância total, não se considerou para o ajuste dos modelos.

Entre os dois métodos de medida estudados, a fotogrametria apresentou maiores valores de patamar nos três tipos de solo, tanto antes quanto após a aplicação das simulações de precipitação. Na média das superfícies medidas, essa superioridade foi de 26%. Esses resultados corroboram para afirmar que a fotogrametria, por todos os motivos já discutidos em laboratório, possui maior capacidade em detectar mudanças no microrrelevo também no campo, demonstrando ser um método mais sensível e confiável.

Tabela 8.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois de quatro simulação de precipitação

Tratam.	Métodos	Modelo de ajuste	C ₀		Patamar		Alcance	
			Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
P1	Laser	Esférico	0	0	92.06	59.12	112.38	135.89
	Fotogrametria	Esférico	0	0	173.27	131.55	124.46	144.46
P2	Laser	Esférico	0	0	160.48	104.76	95.45	114.53
	Fotogrametria	Esférico	0	0	218.76	139.47	124.01	139.8
P3	Laser	Esférico	0	0	248.05	187.55	134.92	136.97
	Fotogrametria	Esférico	0	0	267.07	218.57	142.16	154.99

P1: solo franco-arenoso; P2: solo franco-siltoso; P3: solo franco.

O parâmetro alcance da dependência espacial dos semivariogramas também é considerado na análise estrutural. De forma geral, quando há dependência espacial, o semivariograma tem seu início com valor baixo, crescendo à medida que aumenta a distância, até atingir uma distância conhecida como alcance. Desta forma, pode-se afirmar que medidas separadas por distâncias menores que o alcance são correlacionadas espacialmente e, aquelas separadas por distâncias maiores não o são (Bertolini et al., 2000).

Neste estudo de campo, observa-se que os maiores valores de alcance foram encontrados para as mesmas superfícies que apresentaram maior valor de patamar (P3).

Conforme já discutido na etapa de laboratório do presente trabalho, o valor de alcance apresenta uma estreita relação de dependência espacial notável com o tamanho dos agregados de maiores dimensões que compõe o microrrelevo. Em geral, a fotogrametria detectou dependência espacial maior que o rugosímetro a laser nos três tipos de solo antes e depois da aplicação da série de quatro simulações de precipitação. Na média dos três tipos de solo essa superioridade foi de 12% tanto antes das simulações de precipitação, como após.

O efeito das chuvas elevou os valores de alcance, da mesma forma que observado na maioria das superfícies estudadas em laboratório. Isso se deve ao fato de que com o

aumento das quantidades de chuva aplicada, há uma redução da altura das microelevações e conseqüentemente há um aumento no diâmetro dos agregados, promovendo maior continuidade a longas distâncias em torrões de pequenas dimensões. Esse comportamento foi verificado nos dois métodos de medida, ainda que para o rugosímetro a laser essa magnitude de redução após as chuvas tenha sido inferior à fotogrametria.

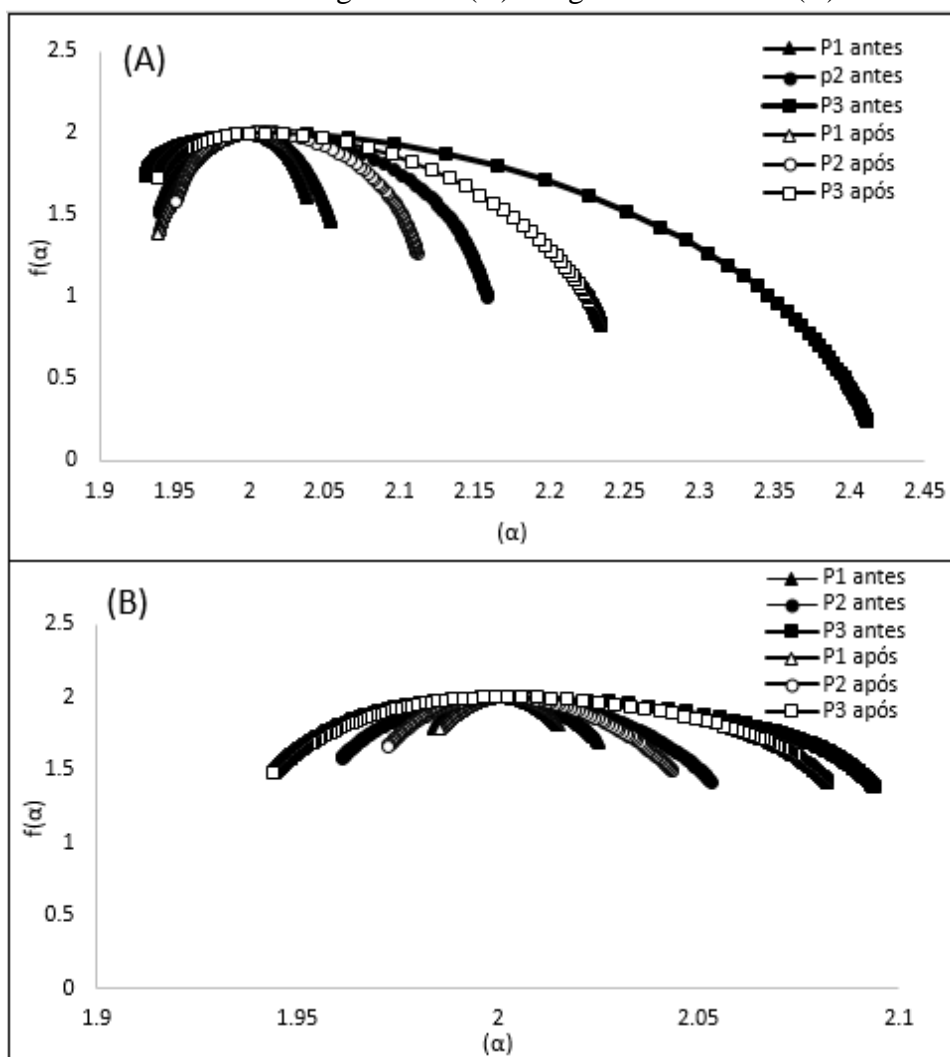
4.3.2.3.- Índices multifractais

Os espectros multifractais ($f(\alpha)$ vs $\alpha(q)$) calculados para esta etapa de campo são apresentados na figura 24. Os valores referentes a dimensão generalizada $D(q)$, para os momentos $q=-30$, $q=0$, $q=1$, $q=2$ e $q=30$ são apresentados na figura 25, para ambos os métodos de medida.

Conforme discutido na etapa de laboratório, os índices tradicionais de rugosidade refletem algumas características da microrrelevo do solo, enquanto que os parâmetros multifractais do microrrelevo refletem não apenas as características gerais, mas também as características da superfície do local.

Ao analisar os espectros de singularidade calculados no intervalo de $-30 < q < 30$, de forma geral, os gráficos apresentaram curvas parabólicas côncavas com maior ou menor amplitude assimétrica para todas as superfícies estudadas, em ambos os métodos de medida. As superfícies se mantiveram assimétricas e deslocadas para a direita, principalmente em P3, seguido de P2 e P1, com o ramo direito mais alongado para os três tratamentos no método da fotogrametria, o que é representado pelos valores menores de rugosidade. A heterogeneidade de uma variável pode ser indicada pela amplitude ou largura do espectro de singularidade, α_{\max} e α_{\min} , sendo tanto maior quanto maior for o espectro $f(\alpha)$ vs $\alpha(q)$, o qual fornece informações sobre a diversidade dos expoentes em escala de uma dada medida (Vidal-Vázquez et al., 2013; Wilson et al., 2016).

Figura 25.- Espectro multifractal da rugosidade superficial do solo antes e depois da série de chuvas. Leitura com fotogrametria (A) e rugosímetro a laser (B)



P1: solo franco-arenoso; P2: solo franco-siltoso; P3: solo franco.

Observa-se na figura 24, que o formato das curvas entre $f(\alpha)$ vs α (q) demonstrou visivelmente características multifractais da rugosidade superficial do solo, em condições de campo. A amplitude substancialmente menor do espectro obtido em P1, em relação ao solo 2 e 3, para os dois métodos de obtenção das medidas, denota uma estrutura menos complexa, visto que ambos os tratamentos tiveram os mesmos sistemas de preparo.

Ao comparar os dois métodos de medida, observa-se que a fotogrametria se demonstrou mais efetiva em detectar maiores diferenças entre os solos, devido a maior amplitude do espectro e menor simetria entre os tratamentos, o qual podem ser quantificadas encontrando-se a diferença entre os valores de $f(\alpha)$ para os valores de α (q) q à direita e à esquerda do pico. O aparecimento

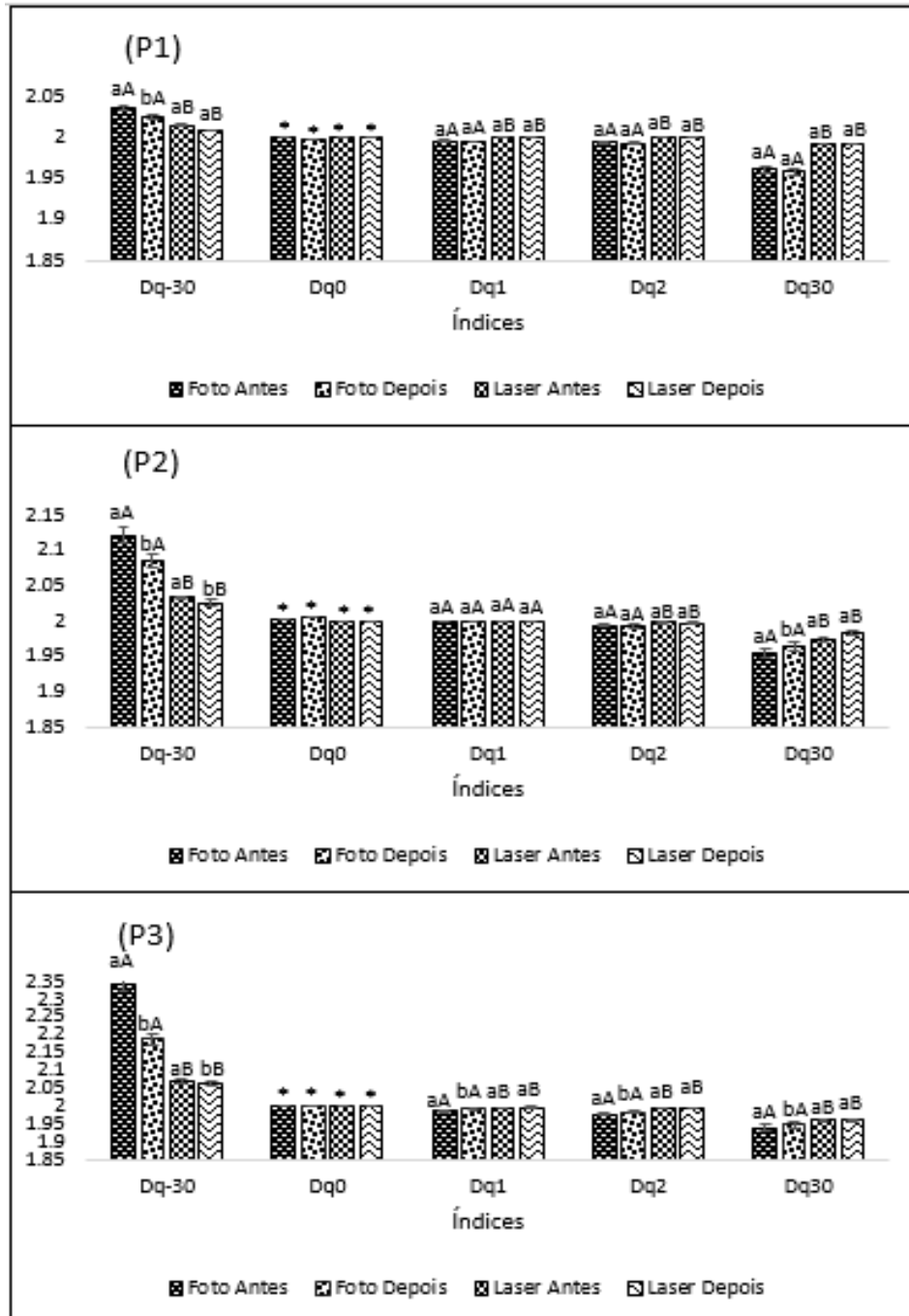
de valores baixos à esquerda do pico q significa que os valores mais altos prevalecem na complexidade espectral. Por outro lado, valores baixos de $f(\alpha)$ à direita do pico q indicam que os valores mais baixos possuem maior impacto na complexidade. Nesta etapa do presente estudo, o padrão de simetria espectral foi semelhante para os dados obtidos com o rugosímetro a laser, o qual pode ser justificada pela menor precisão e maior erro médio, conforme já discutido na etapa anterior (de laboratório).

Na figura 25 é possível observar o comportamento dos parâmetros (D_{-30} , D_0 , D_1 , D_2 e D_{30}) obtidos através dos espectros da dimensão generalizada, D_q , para os dois métodos de medição os três tipos de solo estudados. Vale ressaltar que através dos parâmetros da dimensão generalizada, D_q , também é possível observar a tendência multifractal das superfícies estudadas, pois, em todas as superfícies observou-se $D_0 > D_1 > D_2$. Um monofractal seria caracterizado por $D_0 = D_1 = D_2$. Conforme discutido na etapa de laboratório, diferenças ou semelhanças entre dimensão de capacidade, D_0 , dimensão de entropia, D_1 e dimensão de correlação, D_2 , são também frequentemente utilizadas para avaliar se as propriedades de escala observadas correspondem à escala monofractal ou multifractal (Vidal-Vázquez et al., 2013).

O espectro de dimensão generalizada, D_0 , conhecida como capacidade ou contagem de caixas, para todas as superfícies e métodos, foi invariavelmente, $D_0 = 2.000 \pm 0.000$. Isso releva que ambos os métodos foram capazes de mapear por completo a superfície do solo, não havendo perda de valores de medida. No entanto, para a dimensão de entropia, D_1 , que quantifica o grau de heterogeneidade da distribuição, μ , medindo a maneira como a entropia de Shannon se escala à medida que o tamanho linear da malha diminui, esses valores apresentaram variações significativas entre os métodos. De forma geral, para a fotogrametria, essa variação foi entre $1,9852 \pm 0,0002$ e $1,9981 \pm 0,0007$, enquanto que para o rugosímetro a laser essa variação foi entre $1,9994 \pm 0,0018$ e $1,9962 \pm 0,0014$. Portanto, D_1 pode ser visto como o valor esperado das diferentes concentrações

quando a própria distribuição é levada em consideração, e também determina o tamanho geométrico do conjunto onde a "parte principal" da distribuição se concentra.

Figura 26.- Parâmetros da dimensão generalizada Dq para os três tratamentos de campo



P1: solo franco-arenoso; P2: solo franco-siltoso; P3: solo franco. Letras minúsculas diferem entre momentos (antes e depois) nos métodos, letras maiúsculas diferem os momentos entre os métodos. * Devido ao erro padrão para os valores de $D(q)$ para o momento 0 ser igual a 0,00, não se pode calcular a dependência entre essa variável.

A dimensão de correlação, D_2 , calcula a correlação de medidas contidas em intervalos de tamanho. Para D_2 , os valores tiveram variação entre $1,9837 \pm 0,0002$ e $1,9932 \pm 0,0008$, para a fotogrametria, e para o rugosímetro a laser essa variação ficou entre $1,9997 \pm 0,0022$ e $1,9934 \pm 0,0015$.

A diferença de valores de $D_{m\acute{a}x.} - D_{m\acute{i}n.}$ ($q = -30 - q = 30$) caracteriza a amplitude da medida. A maior diferença entre $D_{m\acute{a}x.}$ e $D_{m\acute{i}n.}$ foi observada para o solo 3 em (ambos os métodos de medida), sendo este 5,4 vezes maior do que o solo 1, e 2,4 vezes maior do que o solo 2 para os valores obtidos com a fotogrametria antes da série de chuvas, e 4,7 vezes maior do que o solo 1, e 1,9 vezes maior do que o solo 2, para os valores obtidos com o rugosímetro a laser no mesmo momento que a fotogrametria. Esses valores corroboram com a maior sensibilidade do método da fotogrametria.

O efeito da série de quatro chuvas simuladas sobre os tratamentos aqui estudados revela, através dos parâmetros da dimensão generalizada, D_q , que a distribuição heterogênea dos valores mais altos e mais baixos da rugosidade superficial são afetados. Neste estudo, efeito do impacto das gotas de chuva sobre o solo alteraram a rugosidade, que apresentaram tendência à homogeneidade da distribuição, sobretudo dos valores mais baixos de altura. Resultados semelhantes também foram encontrados por Vidal-Vázquez et al. (2010). Esses valores podem ser explicados pela desagregação das partículas do solo presentes nos torrões de maior altura, indo parar nas microdepressões da superfície, o que quanto mais essas microdepressões vão sendo preenchidas pelas partículas do solo, mais homogênea essa distribuição vai se tornando. Entre os tratamentos, houve maior redução desses valores em P3, o que é justificado pelo fato de este apresentar estrutura mais pobre em relação aos demais, sendo mais afetado pelo efeito das chuvas na sua superfície.

Os coeficientes de determinação R^2 foram maiores para o momento $q = 0$ ($R^2 = 1.00$), da dimensão generalizada, para ambos os métodos de medida. Em geral, a partir de

$q = 2$ houve decréscimo nos valores de R^2 para $q = 30$ e $q = -30$, porém apesar dessa redução os valores foram altos, ficando entre 0,9999 e 0,9997 para a fotogrametria, e entre 0,9994 e 0,9985 para o rugosímetro a laser.

4.3.2.4.- Armazenamento em microdepressões

Os valores referentes a capacidade de armazenamento de água no microrrelevo do solo, nesta etapa de campo, são apresentados na figura 25. Conforme verificado e discutido na etapa de laboratório, diante de eventos de precipitação é comum a ocorrência de uma notável alteração do microrrelevo do solo no tempo, de tal modo que diminui o volume de espaço aéreo nas depressões da superfície disponível para armazenar água. Segundo indicam evidências experimentais, é indiscutível que tanto a rugosidade da superfície do solo quanto o armazenamento temporal de água no microrrelevo do mesmo, exercem uma visível influência sobre a infiltração e o escoamento e, conseqüentemente, sobre a erosão hídrica.

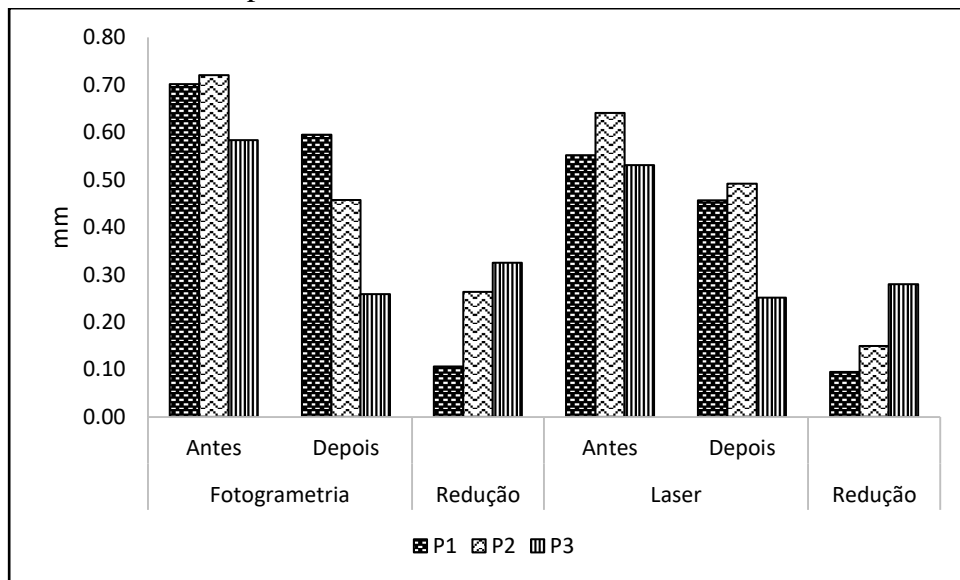
Os maiores valores da capacidade de armazenamento foram verificados em P2, tanto para a fotogrametria como para o rugosímetro a laser, com valores antes dos eventos de precipitação, de 0,72 e 0,64 mm, respectivamente. Já os menores valores foram verificados em P3, para o solo de textura franca e com estrutura pobre, apesar deste ter apresentado maiores valores de RR. Uma percepção comum é que a capacidade de armazenamento de água aumente em função da rugosidade aleatória, no entanto, os valores que contribuem para o aumento da capacidade de armazenamento de água estão mais relacionados aos valores mínimos de altura e não aos valores maiores. Isso significa que uma superfície contendo valores elevados de rugosidade aleatória, nem sempre serão os que apresentam maior capacidade de armazenamento, conforme verificado neste presente estudo. Estes resultados indicam que as percepções comuns da capacidade de

armazenamento em função das superfícies com alta rugosidade podem não estar totalmente corretas em todos os casos.

Após os eventos de precipitação, a maior redução dos valores foi verificada em P3, para ambos os métodos estudados. Esse comportamento era esperado, visto que solos com estrutura pobre tendem a apresentar maior evolução quanto aos efeitos do impacto das gotas de chuva. A menor redução foi vista em P1, solo com textura franco-arenosa, que apresentou menores valores de rugosidade para os índices estudados.

Ao comparar os dois métodos de medida, observa-se que a fotogrametria, assim como para os índices estudados e discutidos anteriormente, apresentou maior sensibilidade em detectar alterações no microrrelevo do solo. Em geral, a redução da capacidade de armazenamento na fotogrametria foi 9, 42 e 15% para P1, P2 e P3, respectivamente, em relação ao rugosímetro a laser.

Figura 27.- Capacidade de armazenamento de água no microrrelevo do solo nas superfícies estudadas no campo



P1: solo franco-arenoso; P2: solo franco-siltoso; P3: solo franco.

4.3.2.5.- Comparação entre índices e a capacidade de armazenamento

Para avaliar o grau de associação entre os índices de rugosidade superficial em si, e os mesmos com a capacidade de armazenamento de água nas superfícies estudadas, realizou-se a análise de correlação linear de Pearson (r). Este coeficiente mede a influência direta de uma variável sobre outra, independente das demais, no contexto das relações de causa e efeito. O valor de r varia de -1 a 1. O sinal indica direção positiva ou negativa do relacionamento e o valor sugere a força da relação entre as variáveis. Uma correlação perfeita (-1 ou 1) indica que o escore de uma variável pode ser determinado exatamente ao se saber o escore da outra. No outro oposto, uma correlação de valor zero indica que não há relação linear entre as variáveis. Todavia, como valores extremos (0 ou 1) dificilmente são encontrados na prática é importante discutir como os pesquisadores podem interpretar a magnitude dos coeficientes. Para Dancey e Reidy (2005) valores entre de r entre 0,10 e 0,3 são considerados fracos; escores entre 0,40 e 0,6 são considerados moderados; e valores entre 0,70 até 1 podem ser considerados fortes.

Para o cálculo de correlação considerou-se os valores obtidos nas 16 superfícies, (10 de laboratório e 6 de campo), e os seus resultados são apresentados na tabela 7, para ambos os métodos estudados (rugosímetro a laser e fotogrametria).

A capacidade de armazenamento de água na superfície do solo apresentou correlação significativa (5% de probabilidade) com 9 índices estudados e obtidos com a fotogrametria, frente a 7 índices obtidos com o rugosímetro a laser. Em geral, a correlação mais estreita da capacidade de armazenamento, aconteceu com os índices Dq_{-30} , α_{max} , RR e patamar, para ambos os métodos, ainda que para a fotogrametria essa relação tenha sido mais estreita. No caso da rugosidade aleatória, RR, e do parâmetro de ajuste do semivariograma, patamar, a correlação positiva com a capacidade de armazenamento revelou que os valores de altura do microrrelevo também contribuem para a retenção de

água nas superfícies. É comumente encontrado na literatura trabalhos que comprovam que as barreiras físicas geradas pelos torrões de solo de maior tamanho presentes na superfície, possuem a capacidade de reduzir as perdas de água e, uma das explicações disso está na retenção de água que promovem essas microelevações, comprovadas nesse trabalho pela correlação dos índices RR e patamar (Tabela 1) e pelas microdepressões, comprovadas pelos índices multifractais. Os índices Dq-30 e α_{\max} estão relacionados com a distribuição heterogênea dos valores menores de altura. Ou seja, a maior correlação significativa (5% de probabilidade) desses índices com a capacidade de armazenamento de água na superfície, em relação aos demais, significa que a maior contribuição para o armazenamento de água ocorreu devido aos valores menores de altura, para cada superfície. Novamente, a fotogrametria demonstrou correlação mais estreita entre esses parâmetros, em relação ao rugosímetro a laser.

Tabela 9.- Estimativas dos coeficientes de correlação de Pearson entre as 10 superfícies estudadas (antes e depois da simulação de chuva) para os dois métodos estudados

	RR	Patam.	Alcan.	Dq-30	Dq0	Dq1	Dq2	Dq30	α_{\max}	α_{\min}	f(α)max	f(α)min	ΔD	$\Delta \alpha$	$\Delta f(\alpha)$	Arma.
Rugosímetro a laser acima da diagonal e fotogrametria abaixo da diagonal																
RR		0.66*	-0.64*	0.75*	0.18*	0.02	0.19*	-0.64*	0.74	-0.46	0.12	-0.74*	0.57*	0.54	0.60*	0.74*
Patamar	0.77*		-0.84*	0.54	0.74*	0.80*	0.65	-0.76*	0.49	-0.30	0.08	-0.71*	0.68*	0.48	0.67	0.76*
Alcance	-0.62*	-0.86*		-0.32	-0.57	-0.70*	-0.52	-0.27	-0.27	0.44	-0.09	0.73*	-0.49	-0.49	-0.69*	-0.54*
Dq-30	0.85*	0.85*	-0.69*		0.67*	0.32	0.20	-0.88*	0.96*	-0.29	-0.70*	-0.31	0.97*	0.70*	-0.09	0.71*
Dq0	0.13	-0.04	-0.36	-0.01		0.71*	0.54	-0.66	0.53	-0.45	-0.23	-0.64*	0.68*	0.62	0.44	0.11
Dq1	-0.04	-0.15	-0.11	-0.39	0.68		0.94	-0.43	0.16	-0.57	0.14	-0.87*	0.39	0.54	0.84*	0.22
Dq2	-0.12	-0.07	0.09	-0.48	-0.09	0.63		-0.25	0.05	-0.43	0.20	-0.71*	0.24	0.38	0.73*	0.14
Dq30	-0.53*	-0.88*	0.69*	-0.90*	0.23	0.57	0.45		-0.87*	0.30	0.41	0.47	-0.98*	-0.66	-0.20	-0.12
α_{\max}	0.86*	0.90*	-0.66*	0.94*	-0.10	-0.29	-0.25	-0.87*		-0.12	-0.68*	-0.14	0.94*	0.57	-0.23	0.80*
α_{\min}	-0.60	-0.47	0.70*	-0.41	-0.40	-0.04	0.34	0.40	-0.26		0.42	0.84*	-0.31	-0.88*	-0.52	0.32
f(α)max	-0.72*	-0.65	0.62*	-0.80*	-0.13	0.24	0.49	0.64*	-0.62	0.73*		0.04	-0.56	-0.67*	0.48	0.53
f(α)min	-0.79*	-0.69*	0.83*	-0.62	-0.29	0.08	0.36	0.63	-0.50	0.96*	0.79*		-0.41	-0.76*	-0.86*	-0.54
ΔD	0.85*	0.89*	-0.71*	0.96*	-0.16	-0.52	-0.47	-0.79*	0.91*	-0.41	-0.71*	-0.64		0.70*	0.07	0.72*
$\Delta \alpha$	0.85*	0.76*	-0.84*	0.73*	0.28	-0.09	-0.38	-0.69*	0.63*	-0.91*	-0.85*	-0.98*	0.72*		0.33	-0.10
$\Delta f(\alpha)$	0.66*	0.57	-0.79*	0.35	0.34	0.05	-0.19	-0.48	0.31	-0.90*	-0.47	-0.91*	0.45	0.85*		0.63*
Arma.	0.83*	0.80*	-0.67*	0.89*	0.07	-0.18	-0.27	-0.76*	0.90*	-0.40	-0.67*	-0.59	0.82*	0.71*	0.40	

RR: rugosidade aleatória; Dq-30, Dq0, Dq1, Dq2, Dq30: momentos da dimensão generalizada; α_{\max} , α_{\min} , f(α)max, f(α)min: parâmetros do espectro de singularidade; ΔD : ($\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$); $\Delta f(\alpha)$: ((α)max-f(α)min); Arma.: armazenamento de água no microrrelevo do solo. *Significativo a 5% de probabilidade de erro (p>0,05).

4.3.2.6.- Comparação entre solos no controle da erosão hídrica

O estudo da erosão hídrica em solos agrícolas envolve uma série de parâmetros e atributos do solo que atuam de forma dinâmica e que são capazes de influenciar na intensidade desse processo. Conhecer a taxas e as quantidades de solo e água perdidas pelo escoamento superficial são fundamentais no planejamento de uso e manejo de cada solo, o qual deve ser realizado considerando práticas conservacionistas, uma vez que tais parâmetros são imprescindíveis na adoção das respectivas práticas. A determinação dos processos erosivos envolvendo os três tipos de solo estudado nessa etapa de campo do presente estudo são discutidos nessa seção e são apresentados na tabela 9. As taxas de perda de solo e perdas de água são apresentadas nas figuras 26 e 27, respectivamente.

Tempo de início do escoamento

O conteúdo de água presente nos solos não variou amplamente, sendo que os valores da umidade gravimétrica foram de 0,25, 0,29 e 0,27 kg kg⁻¹, para P1, P2 e P3, respectivamente. Por esse motivo considerou-se que esse fator não influenciou no início do escoamento para a primeira chuva de ambos os tratamentos. (discutir a Ug antes das demais chuvas).

No primeiro teste de chuva simulada, o tratamento que apresentou maior rugosidade superficial (P3) teve seu início de escoamento atrasado, no entanto esse efeito foi temporário. Para os demais testes, esse tratamento iniciou o escoamento superficial mais rápido que os demais. Devido a estrutura pobre deste tratamento, logo na primeira precipitação houve maior alteração da rugosidade, possivelmente a chuva promoveu a formação de linhas de fluxo, onde a concentração do escoamento foi favorecida.

O solo franco-siltoso (P2) apresentou retardamento no início do escoamento para as três últimas simulações de precipitação, seguido do solo franco-arenoso (P1) e do solo

franco (P3), respectivamente. De acordo com Taboada Castro (2001), os solos siltosos apresentam propensão ao encrostamento superficial, devido ao seu efeito de coesão ser maior do que solos que apresentam maior conteúdo de elementos grosseiros (areia). No entanto, apesar de estudos mostrarem que solos siltosos apresentam característica de obstruir os poros em eventos de precipitação devido ao seu tamanho de partícula, a boa estrutura e elevado teor de matéria orgânica presente em P2, neste estudo, bem como a sua rugosidade superficial intermediária podem ter contribuído para que o início do escoamento ocorresse após os demais tipos de solo. Em P1, pelo fato de se tratar de um solo franco-arenoso, a maior porosidade, característica desse tipo de solo, isso contribuiu para a maior infiltração de água no solo e por esse motivo apresentou valores intermediários entre os três tratamentos (Tabela 9).

Perdas de solo

As perdas de solo variaram entre as diferentes texturas de solo, ambos com o mesmo sistema de preparo de solo aplicado (simulação de escarificação). As maiores perdas de solo ocorreram na parcela 3, correspondente ao solo de estrutura pobre, textura franca, baixo teor de matéria orgânica e coletado em zona de encosta, favorecendo assim que ocorresse os processos erosivos concentrados, apesar deste ter apresentado maior rugosidade superficial, de acordo com os índices estudados anteriormente. Alguns autores já relataram esse comportamento em trabalhos anteriores, de que superfícies rugosas podem apresentar maior capacidade erosiva do que solos de rugosidade lisa. Gómez & Nearing (2005), ao estudar os processos erosivos em duas superfícies, com alta e baixa rugosidade, utilizando um solo de textura franca e em declividade de 5%, encontraram que na superfície rugosa a erosão foi maior que na superfície lisa. Segundo os autores, isso provavelmente foi devido à concentração de fluxo à medida que se movia em torno dos elementos de rugosidade na encosta mais áspera. Neste mesmo sentido,

Helming et al. (1998) realizaram um experimento em laboratório utilizando um simulador de chuva e um solo de franco-siltoso com três tratamentos de rugosidade (áspero, médio e liso) e três tratamentos de declive (2%, 8% e 17%). Seus resultados mostraram que durante os estágios iniciais de chuvas, o escoamento e a erosão foram atrasados nos solos mais rugosos. No entanto, à medida que o experimento progrediu, tanto o escoamento quanto a erosão foram menos afetados pelos tratamentos de rugosidade. No final, as quantidades totais de escoamento não variaram em função dos tratamentos de rugosidade, e nas duas inclinações mais íngremes, as taxas de erosão total foram realmente maiores para os tratamentos com maior rugosidade superficial do solo.

O tratamento P1 teve perdas de solo intermediárias, apesar deste se tratar de um solo de textura franco-arenosa, com maior teor de areia que os demais. Segundo Barcelos, 2005, a água que escoar em uma condição superficial exerce força sobre as partículas sólidas que compõem o solo. Estas forças tendem a movimentar os sedimentos. As forças que resistem à ação do escoamento dependem de suas propriedades. Se o solo é constituído por material grosseiro (areia ou cascalho), a força de resistência é o peso. No caso de material de granulometria mais fina (silte e argila), a oposição ao movimento das partículas é realizada principalmente pelas forças de coesão.

As forças que atuam sobre uma partícula mergulhada em uma massa líquida em movimento são: 1) o peso submerso da partícula; 2) a força de sustentação, que age no sentido oposto à ação da gravidade; e 3) a força de arraste, que impulsiona a partícula no mesmo sentido do escoamento. Da relação entre estas três forças surgem as diferentes modalidades de transporte sólido. No momento em que a força de sustentação equilibra a da gravidade, a partícula desloca-se em acompanhamento ao escoamento. Nesse caso, ocorre o transporte por suspensão. Ainda, o solo de P1 era natural do local da implantação do experimento, e nesse caso, por se tratar de uma zona de campo natural, com atividades

de pastejo ocasional, permaneceu com o sistema radicular na camada subsuperficial, o que contribuiu para a retenção das partículas de solo. Ainda, o elevado teor de matéria orgânica também promoveu uma melhor coesão entre as partículas e possivelmente melhor estabilidade dos agregados.

Tabela 10.- Tempo de início da enxurrada (TIE), taxa de perda de solo (PS) e perda de água (PA), concentração de sedimentos na enxurrada (Cs) e taxa constante de infiltração (TCI)

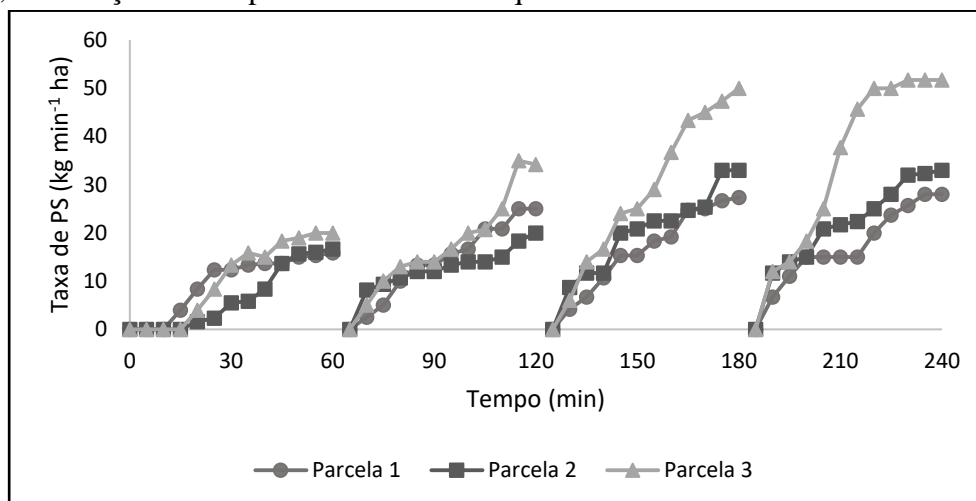
	Tratamentos			Média
	P1	P2	P3	
	Tempo de início do escoamento			
	----- min-----			
T-01	21	23	26	
T-02	13	19	10	
T-03	9	10	5	
T-04	6	9	3	
Média	12	15	11	
	Perdas de solo			
	----- kg ha ⁻¹ -----			
T-01	188,52	157,93	344,61	
T-02	232,27	189,04	435,83	
T-03	344,61	247,76	479,00	
T-04	355,27	268,90	570,22	
Média	280,16	216,00	457,43	
	Perdas de água			
	----- % da chuva aplicada-----			
T-01	21.6	24.8	28.4	31.6
T-02	30.1	28.4	36.5	40.1
T-03	34.4	24.4	36.5	39.4
T-04	38.0	29.8	46.4	43.0
Média	31.02	26.8	36.9	
	Concentração dos sedimentos na enxurrada			
	----- g l ⁻¹ -----			
T-01	1,32	0,98	1,91	1,40
T-02	1,24	1,05	1,89	1,39
T-03	1,58	1,61	2,08	1,75
T-04	1,47	1,41	1,96	1,61
Média	1,35	1,26	1,96	
	Taxa constante de infiltração de água no solo			
	----- mm h ⁻¹ -----			
T-01	49.1	47.3	45.1	
T-02	44.0	45.1	39.9	
T-03	41.3	43.6	39.9	
T-04	23.9	42.2	33.7	
Média	39,5	44,5	39,6	

T: testes de chuva. Tratamentos com a mesma letra, na coluna, não diferem estatisticamente (Duncan, P < 0,05).

O solo de P2, com textura franco-siltoso apresentou as menores perdas de solo entre os demais. Este solo pertencia a uma área agrícola, com boa estrutura e conteúdo de carbono orgânico considerado alto. Isso possivelmente favoreceu as reduzidas perdas, conforme discutido anteriormente para o tempo de início do escoamento. Em geral, as perdas de solo em P2 foram 52 e 23% menores do que P3 e P1, respectivamente.

Através do hidrograma (Figura 24), é possível observar o comportamento das taxas de perdas de solo para os três tratamentos estudados ao longo dos quatro eventos de chuva simulada. Observa-se que no primeiro evento de chuva os três tratamentos tiveram comportamento bastante semelhante. Isso pode ser atribuído ao fato de que, no início, o conteúdo de umidade no solo era similar para ambos, sendo que houve pouco escoamento superficial e, conseqüentemente, pouco transporte de sedimentos pelo mesmo. A partir do segundo evento de chuva, observa-se que o tratamento envolvendo o solo de estrutura pobre começa a apresentar considerável transporte de sedimentos pelo escoamento. Esse comportamento foi crescente até o último evento de chuva simulada, sendo que nesse, o mesmo atinge sua estabilidade ao minuto 45 (minuto 225 acumulados). Para P1 e P2 seus comportamentos foram semelhantes, com uma leve magnitude superior em P1, corroborando com os resultados finais de perda de solo total.

Figura 28.- Comportamento das taxas de perdas de solo para os três tratamentos estudado, em relação ao tempo de cada uma das quatro chuvas.



Perdas de água

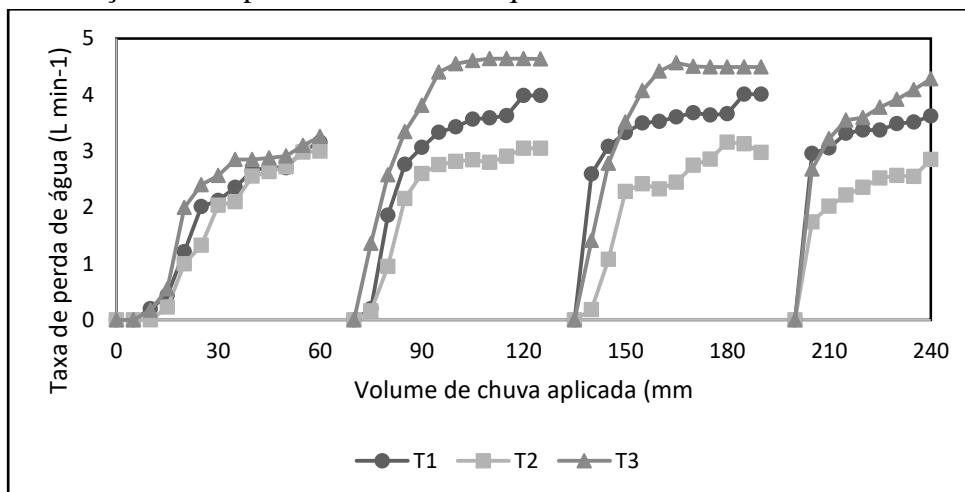
As perdas de água também variaram entre os tratamentos, seguindo a mesma tendência das perdas de solo, porém, com magnitude inferior (Tabela 8). Esse comportamento é explicado pelo fato de que os solos em geral, apresentam capacidade limite de infiltração de água no solo e, somente a partir desse limite, a água é igualmente perdida por escoamento superficial, independentemente do tratamento dado ao solo e do tipo do mesmo. Essa menor variação nas perdas de água, em relação às perdas de solo, também foi verificada diversos autores (Schick et al., 2000; Cogo et al., 2003, Beutler et al., 2003 e Schick et al., 2014).

De forma geral, as perdas de solo foram elevadas. Isso se deve ao fato de que, em ambos os tratamentos, o solo se manteve descoberto por período integral e exposto aos impactos das gotas de chuva. O solo 2 se demonstrou ser mais efetivo no controle das perdas de água, tendo suas perdas reduzidas em 27 e 13% em relação aos solos 3 e 2, respectivamente, na média dos quatro eventos de chuva simulada. Isso pode ser atribuído da mesma forma e pelas mesmas razões já discutidas anteriormente quando na perda de solo, ou seja, solo com boa estrutura, proveniente de zona agrícola, alto teor em carbono orgânico e rugosidade superficial intermediária em relação aos demais, favoreceram as reduzidas perdas de água.

O comportamento das taxas de perdas de água ao longo dos quatro testes de chuva simulada também variou entre os tipos de solo, porém, não houve variação a partir da chuva 2, dentro de cada tratamento. Ao chegar no seu limite de infiltração, cada solo se manteve com a mesma taxa de perda para as últimas 3 coletas. A primeira chuva apresentou comportamento semelhante para as três parcelas. Esse comportamento era esperado e se assemelha com o encontrado por Bertol, et al. (2007), pois com o mesmo

preparo do solo para ambos os tipos de solo, a tendência é que a infiltração de água se mantivesse menos oscilante para os primeiros momentos de chuva.

Figura 29.- Comportamento das taxas de perdas de água para os três tratamentos estudado, em relação ao tempo de cada uma das quatro chuvas.



Concentração de sedimentos na enxurrada

A concentração de sedimentos na enxurrada seguiu a mesma tendência das perdas de solo e água, sendo que o maior valor encontrado foi em P3 ($1,96 \text{ g l}^{-1}$) e o menor valor foi em P2 ($1,26 \text{ g l}^{-1}$), na média dos quatro eventos de precipitação. Por se tratar de um solo descoberto, desprovido de vegetação por período integral, essas concentrações não foram elevadas. É preciso considerar que o presente estudo foi instalado e conduzido em parcelas reduzidas (1 m^2), e por não haver comprimento de declive suficientemente grande, o escoamento superficial não era capaz de acumular energia cinética, promover a desagregação e conseqüentemente, o transporte de conteúdos muito grandes de sedimento. Por esse motivo as concentrações de sedimento na enxurrada foram consideradas baixas. Ramos et al. (2014), ao estudar o efeito da escarificação em solos desprovidos de vegetação, em parcelas de $38,5 \text{ m}^2$ ($3,5 \times 11 \text{ m}$) e declividade de 10% encontrou concentrações de sedimentos na enxurrada 7 vezes maiores que neste presente estudo. Ao analisar as concentrações de sedimento por evento de chuva, observa-se que

não houve um padrão definido. A menor concentração de sedimento na enxurrada em P1, P2 e P3 foi visto no evento de chuva 2, 1 e 2, respectivamente.

A taxa constante de infiltração de água no solo (TCI) é uma característica importante, uma vez que define a disponibilidade de água para as plantas, reposição do lençol freático e, indiretamente, reflete na taxa de enxurrada. A infiltração de água no solo está de acordo com os resultados de perdas de água, ou seja, as maiores TCI ocorreram em P2, seguido de P1 e P3 (Tabela 8). Para os três tratamentos a maior TCI ocorreu no primeiro evento de chuva, resultado esperado, uma vez que ambos apresentavam baixa teor de umidade inicial. A medida que as chuvas foram sendo aplicadas, os valores de TCI foram reduzindo. Esse comportamento foi verificado nos três tratamentos e é explicado pelo rearranjo das partículas de solo na superfície, com potencial de obstruir os poros, além do possível encrostamento superficial que pode ter ocorrido.

4.4.- CONCLUSÕES

1. O método de obtenção da rugosidade superficial do solo através de técnicas fotogramétricas apresenta maior precisão em representar o microrrelevo da superfície do solo, maior sensibilidade em detectar alterações e menor erro das medidas, quando comparado ao rugosímetro a laser, ambos em escalas milimétricas.
2. A técnica fotogramétrica aplicada para obtenção da rugosidade superficial do solo apresenta a vantagem de maior rapidez do que o rugosímetro a laser e de não necessitar de nenhuma estrutura de suporte além de uma câmera fotográfica comum.
2. As alterações no microrrelevo do solo provocadas pela série de precipitações simuladas são mais acentuadas em superfícies de maior rugosidade superficial, reduzindo-as à medida que se reduz também a rugosidade.
3. As perdas de solo e água são mais influenciadas pelo tipo de solo e sua estrutura do que pela rugosidade superficial.
4. As perdas de água apresentam variações em magnitude inferior do que as perdas de solo, entre os diferentes tipos de solo.
5. Todos os índices da rugosidade superficial estudados apresentaram redução nos seus valores após os eventos de precipitação simulada.
6. A aplicação da análise multifractal para estudos da rugosidade superficial foram satisfatórios, auxiliaram a compreensão dos processos erosivos e da capacidade de armazenamento de água no microrrelevo.
7. (Concluir a relação entre os índices)

5.- CAPÍTULO III – Estudo 2: Estudo da erosão hídrica, da rugosidade superficial e de atributos do solo em função de seu preparo com diferentes trações e implementos

5.1.- INTRODUÇÃO

A erosão hídrica é um processo que implica a perda da capacidade produtiva das terras agrícolas, devido à degradação e perda de solo por ação da água que cai ou se move no solo. Uma baixa cobertura vegetal ou um solo suscetível à instabilidade estrutural são condições que favorecem a erosão (Bertoni & Lombardi Neto, 1985). Ainda, a erosão hídrica está entre as ameaças que mais podem afetar os agroecossistemas em regiões subúmidas secas, semi-áridas e secas. Nessas regiões, juntamente com a desertificação, a erosão constitui um dos problemas ambientais de maior extensão espacial e incidência ambiental e econômica (Ingram et al., 1996; Williams et al., 1996). Na Europa, estima-se que 12% das terras estejam sujeitas à erosão hídrica, sendo considerado como um dos agentes que mais podem contribuir para a degradação do solo. Os problemas que a erosão hídrica pode causar ao solo no local de origem, terrenos agrícolas e fazendas, como infraestrutura externa e mais ou menos distante da origem, têm sido amplamente documentados, porém dada a quantidade de fatores que influenciam na intensidade dos danos, faz-se necessário estudos mais abrangentes.

A erosão hídrica depende basicamente dos seguintes fatores: clima, solo, relevo, cobertura e práticas de manejo e conservação. Entre eles, a cobertura e o manuseio são aqueles que podem ser mais facilmente modificados para regular ou reduzir os processos erosivos, como as perdas de solo e água.

Os diferentes sistemas de manejo do solo originam diferentes condições na superfície dos mesmos e afetam os atributos físicos, de modo que, conseqüentemente, têm impacto no controle da erosão. Em pequenas propriedades agrícolas, operações de

manejo do solo, em geral são realizados com tração animal (Batavo, 1999), que podem preservar as propriedades físicas das camadas superficial e subsuperficial do solo. Isso ocorre devido ao fato de que os implementos de tração animal não possuem a característica de pressionar o solo durante a execução das operações, como é o caso da tração mecânica.

A obtenção de informações que contribuam para melhorar os sistemas de manejo do solo é essencial para o produtor agrícola. Por esse motivo, foi realizado um estudo em parcelas experimentais de pequenas dimensões, sob chuva simulada, com o objetivo de avaliar o efeito da cobertura do solo por resíduos vegetais e manejo do solo com diferentes implementos agrícolas e dois tipos de tração (mecanizada e animal), sobre as perdas de solo e água e atributos físicos do solo.

5.2.- MATERIAL E MÉTODOS

5.2.1.- Localização e caracterização da área experimental

O experimento foi instalado e conduzido nas dependências do Instituto Politécnico de Bragança - Portugal, campus Santa Apolónia, localizado entre 41° 47' 47.51" latitude Norte e 6° 46' 5.72" longitude Oeste (figura 29), a 744 metros de altitude, na região transmontana de Portugal, entre o período de 10 de julho à 18 de agosto de 2017. O clima de Bragança é temperado, com influências tanto continentais como atlânticas (tipo Csb, segundo a classificação de Koppen), com temperatura média anual de 12,3° C e precipitação média anual na região de 783,3 mm (Agroconsultores e Coba, 1991). A área experimental possui declividade média de 0,07 m m⁻¹ e o solo no local do experimento é um Cambissolo Distrito de rochas básicas, cujas principais propriedades encontram-se na tabela 1.

Figura 30.- Localização da área de estudo na cidade de Bragança, Portugal.



.Fonte: Google Maps.

A área do experimento vem sendo destinada para produção de feno de aveia-preta (*Avena strigosa*), em consórcio com trevo-branco (*Trifolium repens*), desde 2006, sob sistema de plantio direto. A cada 5 é realizado o revolvimento do solo através de aração e gradagem (sistema de plantio convencional) e corrigido o a acidez do solo, quando necessário. Ocasionalmente a área também é liberada para pastejo de caprinos.

5.2.2.- Descrição das unidades experimentais e tratamentos

5.2.2.1.- Construção das parcelas de erosão

O experimento foi conduzido em unidades experimentais, ou parcelas, com dimensões de 1 m², delimitadas nas laterais e extremidade superior por chapas galvanizadas inteiras de 3 x 0,2 m, cravadas 0,1 m no solo, com o intuito de evitar perda da enxurrada, ou que houvesse entrada da mesma das áreas circunvizinhas. A extremidade inferior da parcela era delimitada e composta por uma calha coletora de enxurrada, conectada a uma mangueira de 50 mm de diâmetro e 3 m de comprimento, cuja função era direcionar o fluxo do escoamento até uma trincheira onde se realizavam as medições e coletas da enxurrada (Figura 30.). O sistema de parcelas foi estabelecido de forma semelhante ao experimento conduzido no capítulo anterior.

Figura 31.- Modelo da unidade experimental. B) Estrutura implantada durante os testes de chuva simulada.



A disposição de cada uma das parcelas na área, juntamente com o sentido da locação, foi definida com a ajuda de um nível de precisão, buscando montá-las sempre no sentido paralelo da declividade, diminuindo assim a possibilidade de perdas do escoamento para fora da parcela ou a entrada de água de fora para dentro.

5.2.2.2.- Condições de preparo

O experimento foi composto por três sistemas mecanizados de preparo do solo: i) solo preparado com uma escarificação; ii) solo preparado com uma aração + uma

gradagem; iii) solo preparado com uma aração. Cada sistema foi submetido a três condições de superfície do solo e três repetições: i) solo desprovido de cobertura vegetal; ii) solo coberto com resíduo vegetal de aveia-preta (3 Mg ha⁻¹); iii) solo descoberto e preparado com auxílio da tração animal. Para a condição de superfície deixada pela tração animal, os mesmos sistemas de preparo do solo foram aplicados, ou seja, os mesmos implementos (arado, escarificador e grade), próprios para o uso de animais e descritos abaixo. O total foram 27 unidades experimentais.

As operações mecânica e de tração animal do solo foram realizadas no sentido paralelo ao declive. O trator utilizado foi um John Deere 5620 de 3.549 kg, potência nominal do motor de 53,7 kW, pneu dianteiro com banda de 142 a 192 cm e pneu traseiro com 141 a 191 cm. A tração animal foi operada por um burro de 600 kg de peso vivo. O burro tem um consumo de 2% de seu peso vivo em forragem (pastagem e/ou feno) + 1 Kg de ração peletizada de manutenção. O arado utilizado na tração mecanizada foi um Arado romano de aivecas de 550 kg, modelo RV de 6 facas, largura de trabalho de 2 m e o escarificador foi um Vibrocultor Herculano, modelo RHV 210 com 27 dentes em 4 planos verticais, com largura de trabalho de 2,70 m. Na tração animal foi acoplado um arado Brabant de uma faca, com largura de trabalho de 1 m e um escarificador modelo canadiana com 9 dentes de largura de trabalho de 1,5 m.

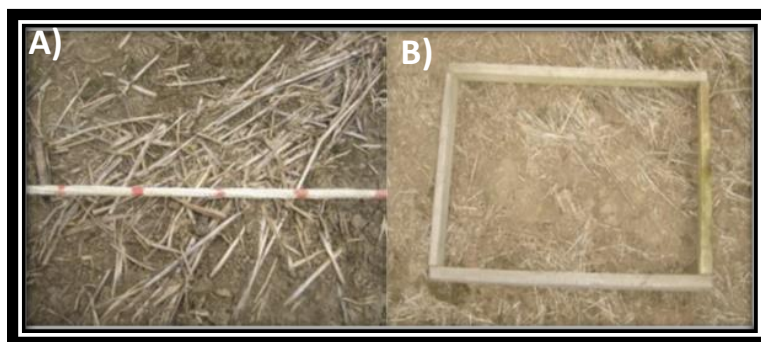
5.2.2.3.- Condições de cobertura

A determinação da taxa de cobertura do solo por resíduos culturais de aveia-preta para o tratamento com cobertura do solo, foi realizada com base nos valores reais de resíduo vegetal deixados na área após a colheita. Utilizando um quadrado de madeira de 0,5 x 0,5 m (0,25m²) e disposto aleatoriamente na área, coletou-se toda a massa de resíduo

cultural presente dentro. Os resíduos foram secos em estufa a 50° C e pesados, extrapolando o seu valor para um hectare.

Após a distribuição da massa de resíduos corresponde ao tamanho da parcela, determinou-se a taxa de cobertura do solo por meio do método da corda marcada, descrita por Sloneker & Moldenhauer (1977). O método consiste na utilização de uma corda de 1 m de comprimento, com marcações a cada 0,01 m, totalizando assim, 100 pontos (figura), A corda era estendida sobre o solo, contabilizando-se os pontos marcados que, perpendicularmente, coincidiam com uma peça de resíduo na superfície do solo. Desta forma, a porcentagem de cobertura do solo correspondia à média de duas repetições do número total de pontos que sobrepunham o resíduo na superfície (Figura X).

Figura 5 - Visualização da determinação da porcentagem de cobertura do solo pelo método da corda marcada (A), e da massa de resíduos com o uso do retângulo de madeira (B).



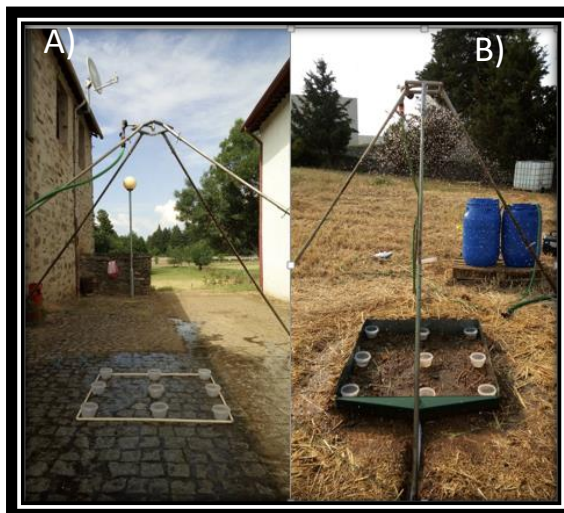
5.2.3.- Aplicação das chuvas simuladas

Para a aplicação dos testes de chuva simulada, em número de três por unidade experimental, utilizou-se um aparelho simulador de chuvas, modelo proposto por Wilcox et al., (1986) e foi construído nas oficinas do IPB. O simulador é composto por uma armação em ferro na qual se fixou o bico aspersor (“Lechler”) e o manômetro; a essa armação liga-se as 4 pernas de tubo galvanizado extensíveis e articuladas do simulador, para se poder colocar à altura desejada e ajustada de acordo com a declividade do terreno (Figura 31).

Antes de iniciar o estudo da erosão hídrica com o uso do simulador de chuva, calibrou-se a sua intensidade de precipitação (Figura 31.A). Pretendeu-se que se assemelhe o mais possível às características da chuva natural torrencial do local de estudo (Pinto, 1990; Tomás, 1997). O modelo utilizado foi do tipo aspersor, o que implica o bombeamento da água a partir de um reservatório. Para tal utilizou-se uma bomba “Grunfos”, que ficava dentro do reservatório, conectado por mangueiras de borracha até o simulador. A calibração do simulador de chuva foi efetuada na parte externa do laboratório, em um corredor que minimizou o efeito do vento.

Montou-se o simulador à altura desejada. Colocou-se no chão um quadrado composto por tubo de pvc de 1 m², com marcas nos 50 cm, e com elásticos unindo os vértices do quadrado para identificar o centro, para assim durante todas as experiências se colocar sempre os copos nas mesmas posições. Com a ajuda de um nível de bolha que se colocou no bico do aspersor com a ajuda de um tubo, fez-se coincidir o bico com o centro do quadrado. Depois de centrado o simulador, colocou-se nove pluviômetros devidamente identificados, tarados e secos dispostos em locais específicos do quadrado e sempre no mesmo local, de simulação para simulação. Após a calibração em laboratório, procedeu-se a calibração no campo (Figura 31.B).

Figura 32.- Simulador de chuva e sua calibração no laboratório (A) e no campo (B).



Cálculo da intensidade e quantidade de chuva aplicada

A intensidade e o volume das chuvas aplicadas (Tabela 4) foram determinados com base no volume coletado nos 9 pluviômetros lidos nas provetas após cada chuva simulada. O cálculo da intensidade da chuva fez-se pela seguinte fórmula:

$$I = 10 (Vm A^{-1} T^{-1}) \quad [43]$$

Onde:

I = intensidade aplicada (mm h⁻¹);

Vm = volume médio coletado nos pluviômetros (ml);

A = área de captação do pluviômetro (53,85 cm²) e;

T = duração da chuva (h),

A altura total de chuva aplicada foi determinada multiplicando a intensidade (I) pela duração da chuva (D), conforme a fórmula a seguir:

$$Q = I D \quad [44]$$

Onde:

Q = altura de chuva aplicada (mm);

I = intensidade da chuva aplicada (mm h⁻¹) e;

D = duração do teste de chuva (h).

Com a bomba dentro do reservatório, encheu-se este com água, com uma mangueira, tendo o cuidado de regular a vazão da mangueira para que o reservatório esteja sempre com o mesmo nível, para a simulação ser homogênea e não haver variações de vazão e pressão durante a simulação,

Antes de iniciar a simulação colocou-se um funil com uma mangueira junto do bico do simulador, para quando se ligar a bomba e a água começar a sair não cair nos pluviômetros, sendo desviada para um balde. Deixou-se estabilizar a vazão e a pressão no bico, depois mediu-se a vazão à saída do bico, em quatro repetições, com a ajuda de

um balde de volume conhecido e um cronômetro (mediu-se o tempo de enchimento total do balde até verter a primeira gota).

Começou-se a simulação, deixando a água cair sobre os pluviômetros, aos dez minutos voltou-se a colocar o funil a tapar o bico do simulador, enquanto se retiraram os pluviômetros do quadrado, fazia-se a leitura, limpavam-se, e voltou-se a coloca-los nos respectivos lugares e voltou-se a tirar o funil. Efetuaram-se 4 ensaios de 10 minutos cada no total, cujos valores encontra-se no anexo 6. No fim dos quatro ensaios voltou-se a medir a vazão à saída do bico, mas só uma vez, somente para verificar a homogeneidade da simulação, e para tal acontecer durante toda a simulação teve-se em atenção o valor da pressão para que não existissem alterações. Isto porque teve-se em conta que se estava a utilizar uma bomba, o que pode por vezes causar variações de vazão. Para tal não acontecer teve-se sempre em atenção o enchimento do reservatório onde se encontrava a bomba, pois a variação do nível de água deste também faz variar a vazão.

Para variar a pressão do simulador utilizou-se a torneira existente antes do bico. A pressão também varia com a altura do simulador e com a altura de água do reservatório usado para colocar a bomba. Para o presente experimento escolheu-se a intensidade de chuva de 63 mm h^{-1} . Após a simulação em laboratório, repetiu-se os mesmos procedimentos no local do experimento, para comprovar a calibração.

5.2.4.- Determinação dos atributos físicos do solo

5.2.4.1.- Permeabilidade, porosidade, densidade aparente e teor de umidade

Para análises físicas do solo foram realizadas coletas no início do experimento e após a aplicação dos três testes de chuva simulada, na profundidade de 0-5 cm (camada mais afetada pelos processos erosivos) em todos os tratamentos e repetições, totalizando 54 coletas. O ponto de coleta de solo antes da aplicação das chuvas foi estabelecido ao lado da área útil da parcela, porém com o mesmo preparo do solo da parte interior e, após

a aplicação das chuvas e da obtenção das imagens para posterior determinação da rugosidade superficial, as coletas foram realizadas dentro da parcela. Isso evitou que a área útil das parcelas sofresse alterações devido a perturbações promovidas pelas coletas. As amostras foram divididas em dois grupos, com estrutura alterada e estrutura preservada. A escolha de realizar apenas coletas em uma profundidade se deve ao fato de que se tratando de erosão hídrica do solo, seus efeitos são mais pronunciados nos primeiros centímetros de solo, sendo que muitas vezes esses efeitos não se confirmam nas demais camadas.

As amostras com estrutura preservada foram coletadas utilizando anéis metálicos com bordas cortantes e volume conhecido de 100×10^{-6} . Em laboratório, as amostras foram saturadas (2 dias) e submetidas a ensaio de permeabilidade (4 dias), em permeâmetro de carga constante e circuito fechado (Hillel, 1998) (Figura 32). Foi calculada a permeabilidade saturada inicial (1º dia) e final (média dos 3 dias finais) e classificados os valores obtidos de acordo com SCS/USDA. Para a discussão dos resultados, apenas são analisados os resultados da permeabilidade final.

Figura 33.- Imagens do ensaio de permeabilidade no permeâmetro utilizado



A área e o comprimento das amostras do solo foram $20 \times 10^{-4} \text{ m}^2$ e 0,05 m, respectivamente. A altura média da água no permeâmetro durante as medições foi de $0,027 \text{ m} \pm 0,32 \times 10^{-2}$. A diferença no nível de água medida foi usada para cada amostra para calcular a condutividade hidráulica saturada (K_s), de acordo com Hillel (1998):

$$K_s = \frac{V * L}{A * t * h} \quad [45]$$

Onde:

V = volume de água que flui através da amostra (cm^3);

K_s = coeficiente de permeabilidade ou “fator K” (cm h^{-1});

h = diferença do nível de água entre a entrada e a saída através do anel de amostra (cm);

L = comprimento da amostra do solo, constante (cm);

A = área de corte transversal da amostra, constante (cm^2);

t = tempo utilizado para medir o volume de água V (h).

Os valores obtidos e expressos conforme descrito acima para a condutividade hidráulica saturada da superfície do solo de superfície foram classificados de acordo com a classificação USC / USDA.

Após o ensaio de permeabilidade, as amostras foram mantidas nos anéis, e submetidas a um processo de dessecação por drenagem livre. A fim de evitar evaporação, os cilindros foram tapados na face superior. No final as amostras foram secas em estufa a 105°C durante 48h para determinação do seu peso seco. Foram calculados: densidade aparente, porosidade total, teor de humidade e porosidade de retenção e de drenagem tomando como referência as 24h de dessecação, face à reduzida dimensão das amostras (Hillel, 1998). As porosidades foram calculadas pelo teor de umidade afetado da

densidade aparente de cada amostra, a total à saturação, a de retenção às 24h e a de drenagem por diferença da total para esta última.

Teor inicial de água no solo

Imediatamente antes de iniciar as chuvas simuladas, foram coletadas amostras de solo deformadas para determinação do teor de água, nas camadas de 0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m de profundidade. As amostras foram coletadas com um trado holandês, em apenas um ponto por parcela, já que o alcance da dependência espacial desta variável é superior à área da parcela (Libardi et al.,1986). O teor de água no solo foi calculado na base gravimétrica, conforme a fórmula a seguir:

$$Ug = (mSU - mSS) / mSS \cdot 100 \quad [46]$$

Onde:

Ug = umidade gravimétrica (m³ m⁻³);

mSU = massa de solo úmido (kg) e;

mSS = massa de solo seco (kg).

5.2.4.2.- Rugosidade superficial e armazenamento em microdepressões

Para a obtenção da rugosidade superficial do solo, utilizou-se na técnica de elevação digital oriunda da fotogrametria, da mesma forma que no Capítulo II deste estudo. A técnica consiste na captura de imagens digitais da área de estudo e na conversão dessas mesmas em nuvens de pontos. Com auxílio dos pontos de controle distribuídos no terreno, é possível realizar o georeferenciamento de cada ponto presente na nuvem, conhecendo os valores de microelevação e microdepressão do terreno. Com esses valores é possível obter os índices de rugosidade (maiores descrições presentes no Capítulo I e II).

5.2.5.- Determinações da taxa de enxurrada e perdas de solo

Para a determinação da taxa instantânea de enxurrada e conseqüente perda de solo e água seguiu-se a metodologia descrita em Cogo (1981). Após a identificação do início do escoamento, com uma proveta graduada de 1 L coletava-se um volume da enxurrada, marcando o tempo necessário para a coleta de tal volume, podendo assim determinar o escoamento, em $L s^{-1}$ ou em $m^3 s^{-1}$. As coletas para determinação do volume de enxurrada foram realizadas a cada 5 minutos, coletando-se o maior volume possível, objetivando aumentar a precisão da coleta. Neste mesmo momento, coletava-se um pote de 0,5 L com o intuito de determinar a concentração de sedimentos e de água na enxurrada para o posterior cálculo das perdas de solo e água.

Cálculo das perdas de solo e água e concentração de sedimentos

Por meio de uma planilha de cálculo, foram determinadas as taxas instantâneas de perdas de solo e água para intervalos de 1 min por interpolação linear dos valores de perdas quantificadas a campo a cada 5 min.

A concentração de sedimentos existente na enxurrada foi determinada dividindo-se a massa de sedimentos pela massa de sedimentos + água, fazendo-se a média das últimas cinco leituras da taxa instantânea de enxurrada, a partir do momento em que a enxurrada encontrava-se constante.

A taxa instantânea de perda de solo, expressa em $kg h^{-1}$, foi conseguida multiplicando-se a taxa instantânea de enxurrada, expressa em $m^3 h^{-1}$ a cada minuto, pela concentração instantânea de sedimentos, expressa em $kg m^{-3}$. A quantidade total de solo perdida por erosão foi obtida pela integração das taxas instantâneas de perda de solo, extrapolando-se os resultados gerados na área da parcela para um ha, expressando o resultado em $Mg ha^{-1}$.

No laboratório foi efetuado o recebimento das amostras de campo. Primeiramente, pesaram-se as amostras para se determinar o teor de água no solo e, após, as mesmas foram acondicionadas em estufa de circulação forçada para secagem a temperatura de 105° C por 24 horas, pesando-as posteriormente. As amostras para a determinação da concentração de sedimentos e de água na enxurrada eram pesadas e, após, adicionava-se 3 a 4 gotas de ácido clorídrico (2,5 N) para acelerar a floculação das partículas de solo dispersas, deixando em repouso por 72 h para ocorrer à decantação. Após este período, retirava-se o excesso de água das amostras com a ajuda de um sifão, levando-as para estufa onde eram secas a temperatura de 50° C por 72 horas.

5.2.6.- Análise estatística dos dados

Os dados foram submetidos a análise de variância e, quando o tratamento aplicado gerou um efeito significativo na variável medida, se empregou o teste de Tukey a um nível de significância de 0,05 para comparar os valores médios. Para analisar as diferenças entre tratamentos se utilizou o programa estatístico SISVAR 5.6 (Ferreira, 2014). Os índices de rugosidade foram correlacionados entre si, entre as perdas de solo e água e entre a capacidade de armazenamento de água no microrrelevo. Para isso, utilizou-se a análise de correlação linear de Pearson, através do programa estatístico STATISTICA.(StatSoft, 2016).

5.3.- RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.3.1.- Permeabilidade, porosidade, densidade e teor de umidade

As operações de preparo causam alterações nas propriedades físicas do solo, as quais são importantes fatores de desenvolvimento das plantas. Dentre as propriedades do solo que sofrem modificações estão a estrutura, a porosidade e a densidade do solo, as quais, conseqüentemente, alterarão a infiltração, a condutividade hidráulica e a armazenagem de água, bem como sua distribuição no perfil do solo, com potencial de interferir nos processos erosivos (Silva, 2007). Nesta seção são discutidas essas alterações nas condições físicas do solo, a começar pela sua permeabilidade.

Permeabilidade do solo

Os valores referentes a permeabilidade do solo ou condutividade hidráulica para os diferentes sistemas de preparo e condições de superfície, são apresentados na tabela 10, antes e depois da aplicação da série de três chuvas simuladas, na média das repetições. Globalmente, os resultados revelam que houve variação entre os diferentes implementos, ainda que essas diferenças não tenham sido comprovadas estatisticamente. Um dos principais motivos para tal resultado é que ao longo do experimento se tratava de um mesmo tipo de solo, em uma área que vinha recebendo o mesmo tratamento até a implantação do presente estudo. De acordo com Hudson, (1995), a textura do solo é um dos principais fatores que afetam velocidade de infiltração de água, permeabilidade e absorção de água no solo, resistência à dispersão e ao salpicamento, à abrasão e às forças de transporte da chuva e enxurrada. O mesmo também foi relatado por (Bertoni & Lombardi Neto, 1990).

Ao comparar os diferentes preparos, escarificação apresentou maior permeabilidade do solo frente aos demais, para as três condições de cobertura e nos dois momentos da coleta das amostras (antes e depois). As maiores diferenças foram

encontradas entre o preparo com escarificação e o preparo envolvendo apenas uma aração, onde os valores para a escarificação antes da aplicação das chuvas foram 11, 12 e 19% superiores, para as condições superficiais sem cobertura, com cobertura e a tração animal, respectivamente. Esses resultados demonstram que, apesar dos preparos do solo envolvendo a aração (tombamento por completo do solo), a escarificação é quem promoveu o rompimento da camada superficial de forma mais efetiva, pois o aumento da condutividade elétrica está certamente associado a maior porosidade (macro e micro) e maior densidade do solo, dados discutidos na sequência.

Tabela 11.- Comparação e classificação dos tratamentos da condutividade hidráulica saturada (Ks), antes e após as simulações de chuva, a 0-0,05 m de profundidade do solo (média das repetições)

Preparos	Cond. Cob.	Ks (cm h ⁻¹)			
		Antes	Classificação	Depois	Classificação
T1	SC	46,3 aA	Muito rápida	35,7 aB	Muito rápida
T2	SC	43,7 aA	Muito rápida	30,4 aB	Muito rápida
T3	SC	41,5 bA	Muito rápida	28,3 aB	Muito rápida
CV(%)		8,7		15,7	
T1	CO	48,7 aA	Muito rápida	41,8 aB	Muito rápida
T2	CO	45,3 aA	Muito rápida	36,4 aB	Muito rápida
T3	CO	42,9 bA	Muito rápida	34,6 aB	Muito rápida
CV(%)		12,7		11,7	
T1	TA	39,7 aA	Muito rápida	25,7 aB	Muito rápida
T2	TA	35,4 aA	Muito rápida	22,1 aB	Rápida
T3	TA	32,1 aA	Muito rápida	20,4 aB	Rápida
CV(%)		15,7		15,7	

T1: escarificação; T2: arado+grade; T3: arado; SC: sem cobertura; CO: com cobertura; TA: tração animal. Médias seguidas da mesma letra: minúsculas em uma coluna e maiúsculas em uma linha não diferem entre si de acordo com o teste de Tukey ($p \leq 0,05$).

O mesmo comportamento foi verificado após a série de três chuvas simuladas, porém em magnitudes superiores. Isso revela que além das alterações na superfície do solo deixadas pelos diferentes implementos, o efeito das chuvas também apresentou potencial de alterar e ampliar essas diferenças em se tratando de permeabilidade do solo na camada superficial. Em partes esse efeito das chuvas era esperado, pois com o impacto das gotas de chuva sobre a superfície do solo, ocorre a desagregação dos torrões (ainda

que em intensidades variadas) e o rearranjo das partículas, afetando principalmente as suas propriedades físicas, com tendências ao selamento superficial.

Considerando as condições de superfície do solo estudadas, a menor diferença promovida pelo efeito das chuvas simuladas foi encontrada nos tratamentos envolvendo o solo coberto por resíduo vegetal. As razões disso são as mesmas citadas anteriormente, pois, como o solo permaneceu protegido do impacto direto das gotas de chuva, logo a desagregação e rearranjo das partículas foi inferior às demais condições.

As classes de permeabilidade do solo foram determinadas de acordo com a classificação da SCS/USDA, conforme a designação abaixo:

Classificação da permeabilidade	
Classes	(cm h ⁻¹)
Muito rápida	> 25,4
Rápida	12,7 - 25,4
Moderadamente rápida	6,35 - 12,7
Moderadamente rápida	2,00 - 6,35
Moderadamente lenta	0,50 - 2,00
Lenta	0,13 - 0,50
Muito lenta	< 0,13

No presente estudo, apesar das diferenças absolutas nos valores, com exceção dos tratamentos aração+gradagem e somente aração, ambos no preparo com tração animal e após a série das chuvas, todos os demais se enquadraram na classe muito rápida. De forma geral, esses valores são justificados pelo fato de que com o uso da tração animal, a mobilização do solo promove menor perturbação na camada arável, do que com o uso da tração mecanizada. É indiscutível que a potência de um trator não se compara à potência de um animal.

Macroporosidade, microporosidade e porosidade total

Os dados de macroporosidade, microporosidade e porosidade total na camada superficial são apresentados na Tabela 9. Em geral, as chuvas simuladas apresentaram

uma redução significativa no espaço poroso, para todos os sistemas de preparo do solo e condições de superfície. Estes resultados são consistentes com a formação de uma crosta superficial promovida pelo impacto das gotas de chuva. Segundo Bezerra & Cantalice (2006), a energia cinética associada às gotas de chuva ao escoamento superficial promove a desagregação do solo, causando entupimento dos poros.

Tabela 12. Macroporosidade, microporosidade e porosidade total na camada de 0,0 - 5,0 cm, antes da instalação do experimento e após o término do experimento (média de três repetições).

Tratam.	Cond. Sup.	Macro		Micro		Poros. Total	
		Antes	Após	Antes	Após	Antes	Após
		-----%					
T1	SC	7,7aB	3,3aA	62,0aB	56,7aA	69,7aB	59,7aA
T2	SC	7,3aB	3,7aA	60,3aB	55,7aA	62,0aB	58,0aA
T3	SC	7,0aB	3,7aA	60,7aB	52,0aA	67,7aB	57,7aA
CV(%)		19,4	16,4	17,5	20,1	15,9	13,7
T1	CC	7,7bB	4,7aA	61,3aB	54,0aA	64,0aB	57,3aA
T2	CC	6,3abB	4,3aA	61,3aB	53,3aA	63,3aB	58,0aA
T3	CC	5,3aB	4,0aA	56,7aA	51,3aA	60,7aA	55,7aA
CV(%)		14,7	20,2	19,5	21,1	15,8	17,7
T1	TA	6,3bB	3,7aA	65,3aB	58,0aA	66,3aB	58,7aA
T2	TA	5,7abB	3,3aA	63,7aA	55,7aA	65,0aA	58,3aA
T3	TA	5,0aB	2,7aA	61,3aB	53,3aA	62,7aB	55,0aA
CV(%)		16,5	17,8	22,2	24,5	21,1	26,5

Médias seguidas da mesma letra: minúsculas em uma coluna e maiúsculas em uma linha não diferem entre si de acordo com o teste de Tukey ($p \leq 0,05$).

As perturbações na estrutura do solo impostas pela mobilização durante o preparo do solo em áreas cultivadas foram consideradas genericamente no campo dos processos de compactação de tráfego e ação de maquinaria (Horn et al., 1995). Nesse trabalho, o efeito da chuva foi mais pronunciado do que o efeito dos diferentes sistemas de manejo, mas em estudos anteriores, García-Tomillo et al. (2017) mostraram que as mobilizações com diferentes implementos têm um impacto significativo na porosidade.

Entre os tratamentos de preparo do solo, a escarificação apresentou maiores valores de macroporos antes da aplicação da chuva simulada, para ambas as condições de superfície. Este resultado pode ser justificado pelo distúrbio homogêneo que este sistema

promove na camada superficial, quebrando a crosta nos primeiros centímetros do solo, criando agregados de menor tamanho e facilitando a aeração.

A lavoura com tração animal teve um pequeno impacto na microporosidade quando comparada à tração mecanizada (4% a menos com o trator em relação à tração animal, considerando os sistemas médios de precipitação e preparo do solo). Isso significa maior capacidade de armazenamento de água no solo mobilizado com tração animal.

A condição de cobertura do solo com restos vegetais de aveia (*Avena strigosa*), apresentou menor redução da porosidade total, em relação ao solo nu, 5% e 8%, respectivamente, ressaltando a importância de manter o solo protegido, minimizando assim os efeitos negativos dos processos erosivos. Comportamentos semelhantes para a porosidade total também foram verificados por Almeida et al., (2016).

Densidade aparente e teor de umidade

Os dados de densidade aparente do solo na camada superficial são apresentados na Tabela 11.

O aumento nos valores absolutos da densidade do solo é observado após a aplicação de chuvas simuladas para todos os sistemas de preparo do solo e condições de superfície. Embora não existam diferenças estatísticas, este comportamento revela a incidência de chuvas na compactação do solo, comportamento que está associado ao reajuste de partículas desagregadas e à obstrução do espaço poroso da camada superficial.

Entre os sistemas de manejo do solo, a escarificação determinou menores valores de densidade absoluta, tanto em tração animal quanto mecanizada. O mesmo aconteceu para todas as três condições de superfície. Isso reflete a importância desse sistema, considerado conservacionista, para mobilizar o solo de forma menos agressiva que os demais sistemas analisados.

A menor densidade do solo significa maior espaço poroso (já que todos os sistemas tinham o mesmo teor de matéria orgânica), com efeitos benéficos nos processos hidrológicos e erosivos (maior infiltração e menor escoamento superficial). Esse comportamento também foi verificado por Tormena et al. (2004) e Bandeira et al. (2019), ambos comparando atributos físicos em diferentes sistemas de manejo do solo.

Tabela 13.- Densidade aparente do solo antes da instalação do experimento e após o término do experimento (média de três repetições)

Trat.	Cond. sup.	Densidade do solo (g cm^{-3})	
		Antes	Depois
T1	SC	1,18aA	1,30aA
T2	SC	1,26aA	1,35aA
T3	SC	1,33aA	1,41aA
CV(%)		21.3	22.5
T1	CC	1,22aA	1,37aA
T2	CC	1,31aA	1,40aA
T3	CC	1,34aA	1,49aA
CV(%)		18.4	17.5
T1	TA	1,22aA	1,38aA
T2	TA	1,28aA	1,37aA
T3	TA	1,37aA	1,42aA
CV(%)		12.9	16.8

Médias seguidas da mesma letra: minúsculas em uma coluna e maiúsculas em uma linha não diferem entre si de acordo com o teste de Tukey ($p \leq 0,05$).

5.3.2.- Rugosidade superficial

5.3.2.1.- RR

Os valores referentes ao índice de rugosidade aleatória, RR, são apresentados na Tabela 12, na média das repetições, sendo que os valores completos de todas as unidades experimentais para os dois momentos de leituras podem ser encontrados no Anexo 06.

Observa-se que o índice de rugosidade, RR, apresentou diferenças em função dos equipamentos de preparo e das condições de superfície adotados. Antes da aplicação dos testes de chuva, os menores valores foram encontrados em T2, tratamento preparado com aração+gradagem, seguido da escarificação (T1) e de somente aração (T3). Essa diferença se deve ao fato de que em T3, com o revolvimento completo do solo com a aração, os

torrões criados foram de maior tamanho em relação a T2, que utilizou o mesmo implemente, mas que os torrões foram quebrados e reduzidos com a passagem da grade niveladora. Guimarães Filho, (2015), ao comparar o efeito de diferentes implementos agrícolas sob algumas propriedades do solo encontraram valores semelhantes. Ao comparar a escarificação (preparo reduzido), com aração+gradagem (preparo convencional), os valores foram 7% superiores na escarificação. Estes dados evidenciam a importância do uso do preparo reduzido com escarificação no preparo do solo com vistas no aumento da sua rugosidade superficial aleatória, conforme também constataram Cogo (1981) e Schick et al. (2000). Tal fato evidencia a maior capacidade do preparo reduzido no sentido de dificultar o escoamento superficial e, conseqüentemente, proporcionar uma possível redução na enxurrada e na erosão hídrica. Ao comparar diferentes sistemas de preparo do solo, Bertol et al. (2006) também encontrou valores maiores de RR para o preparo com escarificação, em relação ao preparo com arado+grade.

Tabela 14.- Rugosidade aleatória em diferentes sistemas de preparo do solo e condição de superfície, antes depois de uma série de três chuvas simuladas (média das repetições)

	SC		CO		TA	
	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
	-----mm-----					
T1	1.38 aA	1.08 aB	1.28 aA	1.19 aA	1.24 aA	1.02 aB
T2	1.28 bA	1.10 aB	1.18 bA	1.15 aA	1.18 abA	1.09 aB
T3	1.43 aA	1.20 bB	1.32 aA	1.20 aB	1.30 aA	1.20 bB
CV(%)	23.2	18.2	17.6	21.3	18.8	16.9

T1: Escarificação; T2: Arado+Grade; T3: Arado. SC: Sem cobertura; CO: Com cobertura vegetal; TA: Tração animal. Médias seguidas da mesma letra minúscula na coluna e maiúsculas na linha (entre condição de superfície), não diferem entre si, de acordo com o teste de Tukey ($p \leq 0,05$).

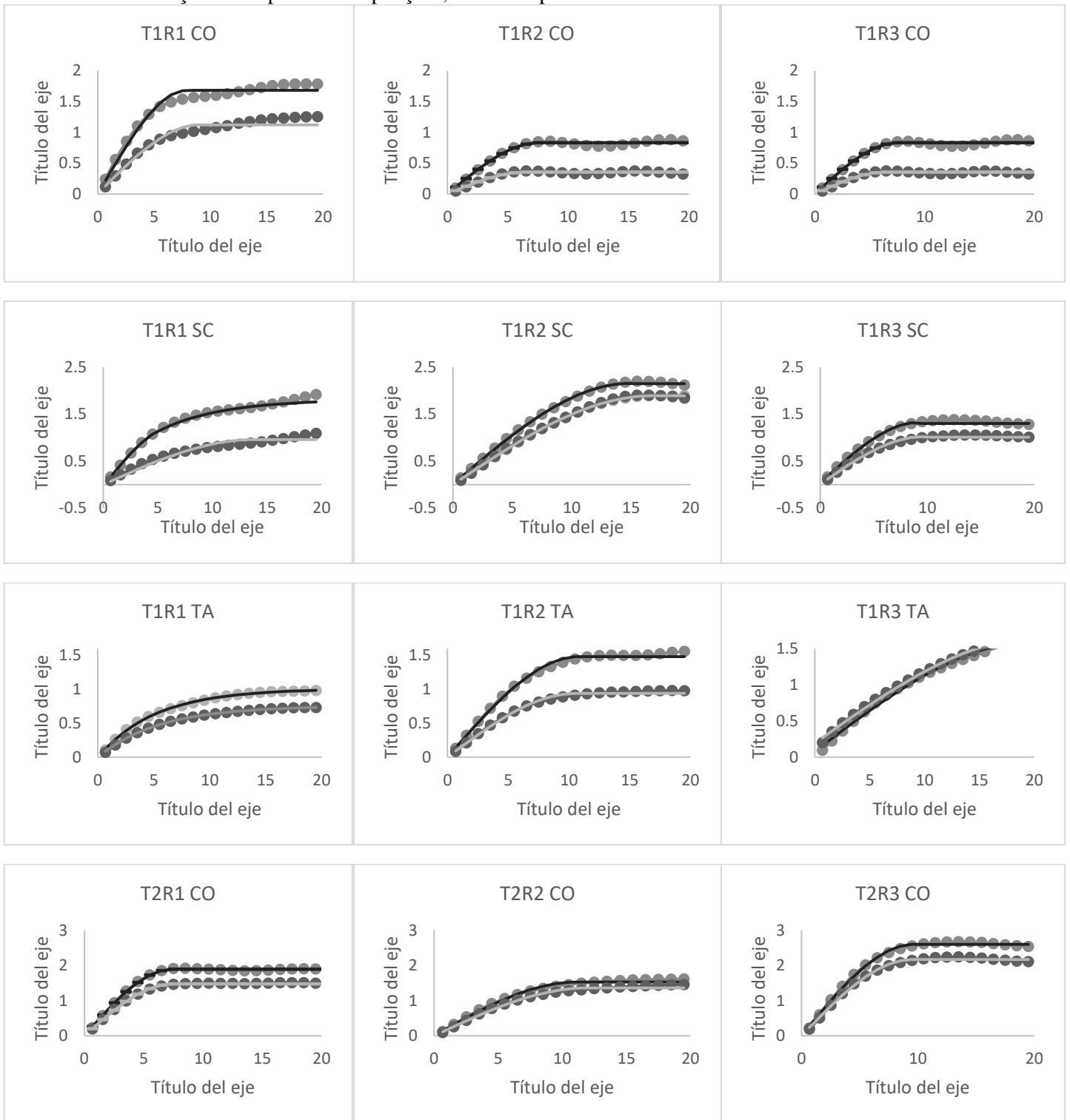
Após a aplicação da série de três chuvas simuladas com uma intensidade de 63 mm h⁻¹, os resultados de RR variaram. Isso se deve ao efeito do impacto das gotas e do escoamento superficial, que em alguns tratamentos proporcionou mais ou menos arraste dos sedimentos desagregados para fora das parcelas, promovendo maiores ou menos

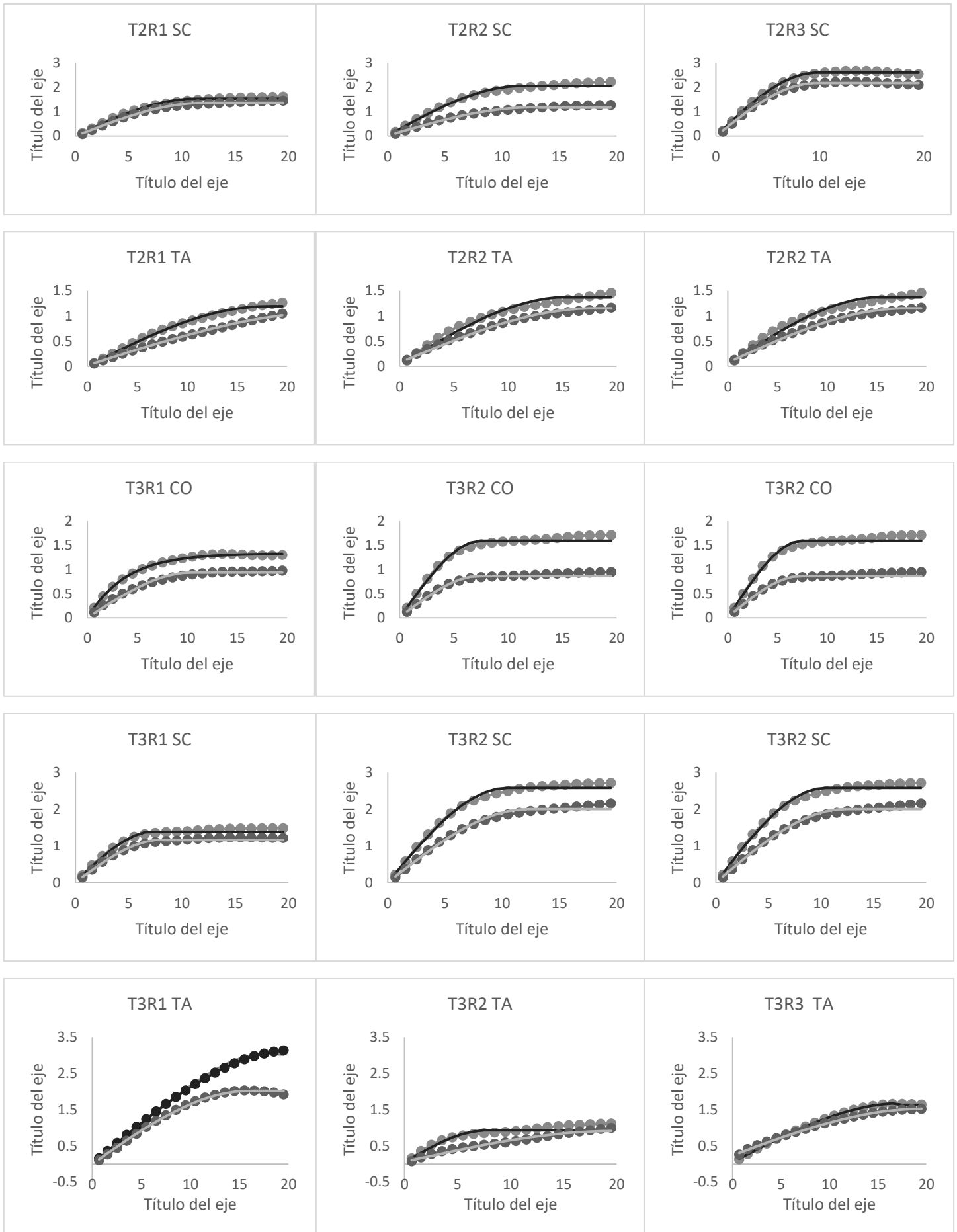
perdas de solo. Ao comparar as condições de superfície estudadas neste trabalho, o preparo mecanizado (T1 e T2) promoveu maiores valores de RR, para os dois momentos de leitura (antes e depois), na média das repetições. Esses resultados se devem ao fato da capacidade mecânica ser maior que a tração animal em realizar o serviço de revolvimento. Entre o SC e CO, antes dos testes de chuva, essa diferença não foi expressiva, visto que ambos receberam o mesmo tratamento, sendo que o efeito da cobertura vegetal com resíduos de aveia-preta, só foi evidenciado após a série de simulações, que neste momento foram maiores. Em geral, os valores em CO foram 7 e 5% maiores do que TA e SC, respectivamente. Essas diferenças, apesar de pequenas, podem representar grandes reduções no escoamento e, principalmente nas perdas de solo, pois o solo coberto protege o mesmo dos impactos da chuva e da consequente desagregação e transporte do mesmo.

5.3.2.2.- Índices baseados na geoestatística

O estudo da dependência espacial entre os dados da rugosidade superficial do solo é apresentado nesta seção considerando critérios estatísticos. Os semivariogramas experimentais ajustados para os mesmos são apresentados na figura 32. Os parâmetros de ajuste dos semivariogramas, efeito pepita, patamar e alcance são apresentados na tabela 12, antes e após uma série de três chuvas simuladas, na média das repetições, sendo que os valores completos, juntamente com o tipo ajuste é apresentado no Anexo 07.

Figura 34.- Semivariogramas ajustados de rugosidade superficial para os tratamentos, condições de superfície e repetições, antes e depois da série de chuvas.





Os semivariogramas experimentais foram ajustados ao melhor modelo, sendo que dentre os 54 semivariogramas, oriundos das 27 unidades experimentais, encontrou-se três modelos distintos (anexo 07). Em geral, a maior parte das superfícies estudadas alcançaram um patamar estável. No entanto, houveram exceções a este padrão de comportamento, sendo o caso de T1R3-TA, T2R1-TA e T3R1-TA, que apresentaram uma clara tendência linear. Tendo em vista que para o cálculo do semivariograma experimental aplicou-se o método de Currence Y Lovely (1970) com objetivo de filtrar tanto o efeito da declividade como as devidas marcas deixadas pelo preparo do solo, excluindo assim as tendências, esses resultados pareceram surpreendentes, porém admissíveis em se tratando de parcelas de campo. Tais resultados podem ser atribuídos a presença de um sistema de torrões que apresentavam uma tendência de tipo linear sobreposta a declividade da área estudada. Vale ressaltar que nas superfícies que demonstraram esse comportamento, o preparo foi realizado com o uso da tração animal, podendo este estar relacionado com a possível formação de estruturas com uma tendência linear secundária ou possivelmente o método de retirada de tendências utilizado nesse trabalho (Currence y Lovely, 1970) não tenha sido efetivo para esse tipo de preparo e tração. Em geral, foram 36 ajustes esféricos, 14 ajustes exponenciais e 4 ajustes lineares.

Ao estudar o modelo que melhor se ajustasse aos semivariogramas experimentais, observou-se que em nenhuma parcela o modelo escolhido foi diferente após a série de três chuvas simuladas. Esses dados revelam que não foram detectadas mudanças no padrão de variabilidade espacial motivado pela aplicação de chuvas simuladas. O mesmo também foi relatado por Paz González. et al. (1998), Bertolani et al. (2000) e Vidal Vázquez et al. (2010).

Tabela 15.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois da simulação de precipitação (média das repetições)

Preparo	Superf.	C ₀		Patamar		Alcance	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
		-----mm-----					
T1		0.00	0.00	1.98	1.58	8.90	10.14
T2	SC	0.00	0.00	1.69	1.35	11.37	12.20
T3		0.00	0.00	2.06	1.57	10.86	11.37
T1		0.00	0.00	1.37	0.87	8.09	8.93
T2	CO	0.00	0.00	1.26	0.74	7.77	7.80
T3		0.00	0.00	1.71	1.39	9.01	9.67
T1		0.00	0.00	1.29	1.01	12.93	13.16
T2	TA	0.00	0.00	1.22	1.04	15.76	20.71
T3		0.00	0.00	1.87	1.37	14.98	17.75

T1: Escarificação; T2: Arado+Grade; T3: Arado. SC: Sem cobertura; CO: Com cobertura vegetal; TA: Tração animal. C₀: efeito pepita.

Ao ajustar os semivariogramas teóricos se admitiu que toda a rede de amostragem utilizada com intervalo de 2 mm conseguiu capturar toda a variabilidade espacial do microrrelevo, ou seja a variabilidade espacial a curta distância foi detectada. Deste modo, nenhum dos 54 modelos ajustados (antes e depois dá série de precipitação) apresentaram efeito pepita; portanto, o efeito pepita é um indicador da acurácia do experimento, conforme relatado por Vieira (2002), Siqueira et al. (2008) e Vidal Vázquez et al. (2010).

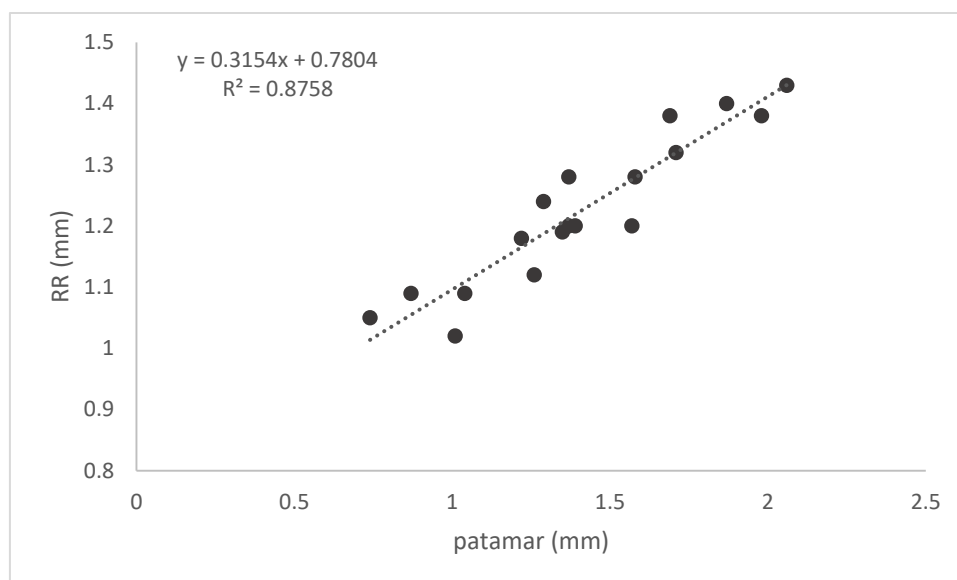
Os valores de patamar oscilaram entre 1,22 e 2,06 mm, antes da aplicação da série de chuvas simuladas. Em geral, os maiores valores foram observados para T3, tratamento com preparo de uma aração, seguido de T1, com escarificação, e T2, preparo com aração+gradagem, para as três condições de superfície. Ao comparar os dois tipos de trações utilizados, a tração animal apresentou valores menores do que a tração mecanizada. A razão desses valores se deve possivelmente a maior potência presente na tração mecanizada em revolver o solo e deixar torrões de maior tamanho na superfície, conforme relatado anteriormente na discussão da rugosidade aleatória.

De forma geral, para todos os tratamentos estudados houve redução nos valores de patamar após a aplicação da série de chuvas simuladas. As menores reduções

ocorreram na superfície coberta com resíduo vegetal de aveia-preta, e confirma a importância em proteger o solo dos impactos da chuva, pois além de reduzir a desagregação, reduz a velocidade do escoamento e conseqüentemente promove a redução das perdas de solo e água, conforme também relatado por _____. Entre os tipos de tração, a maior redução ocorreu na tração mecanizada. De forma global, a tração animal apresentou 22% menos redução dos valores de patamar, do que a tração mecanizada, na média das repetições e condições de superfície. Isso revela que a tração animal, apesar de apresentar menores valores de patamar, manteve os torrões do solo menos afetados pela aplicação das chuvas simuladas.

Conforme relatado e discutido no Capítulo II deste presente estudo, o valor de patamar deve ser próximo ao da variância amostral, ou seja, apresenta relação estreita com a rugosidade aleatória, RR , o qual é definido pelo desvio padrão dos dados pontuais de altura. Na figura 33, é apresentada a relação entre a rugosidade superficial, RR , e a semivariância amostral, patamar, para os semivariogramas estudados, descritos por uma função linear, sendo o coeficiente de correlação de 0,876. Isso significa que a proporção da variância não explicada por essa relação é menor de 13% e pode ser atribuída a falta de precisão do parâmetro patamar dos modelos ajustados aos dados teóricos para maiores distâncias, além do fato dos modelos ajustados para as superfícies não terem sido todos os mesmos.

Figura 35.- Relação entre o patamar e a rugosidade aleatória, RR, das superfícies estudadas.



5.3.2.3.- Índices multifractais

Nesta seção são apresentados e discutidos os valores referentes a análise multifractal. Conforme descrito no Capítulo II do presente trabalho, existem várias funções de escala que abrangem a análise multifractal. Nesta etapa foram empregadas o espectro de singularidade $f(\alpha)$ vs α , e a dimensão generalizada $D(q)$. Para o seu cálculo utilizou-se o método “Gliding Box” (Cheng, 1997), descrito na seção 3.6.4. Os espectros foram calculados a partir da função de partição δ vs q e são apresentados nas figuras 34, 35 e 36, para os preparos do solo com escarificação, aração+gradagem e somente aração, respectivamente, para as condições de superfície sem cobertura vegetal, com cobertura vegetal e uso da tração animal.

A equação [39], presente na seção 3.6.3.2, foi empregada para calcular a dimensão generalizada do microrrelevo do solo $D(q)$. Para $q = 0$, $q = 1$ e $q = 2$, as dimensões generalizadas, $D(q)$, são conhecidas como a capacidade ou contagem de caixas, a

informação (entropia de Shannon) e as dimensões de correlação, respectivamente. Os cálculos foram realizados no intervalo de $q-30$ a $q+30$.

O espectro de singularidade, também conhecido como expoente de Lipschitz-Hölder, é uma ferramenta poderosa para analisar a similaridade ou diferença entre as propriedades de escala das medidas, além de permitir avaliar as propriedades de escala local de conjuntos de dados individuais de elevação de pontos. Primeiro, a simetria / assimetria do espectro de singularidade é um indicador de homogeneidade / heterogeneidade. Quanto mais amplo for o espectro (ou seja, o maior valor max-min), maior a heterogeneidade nos índices de escala da medida e vice-versa. Em segundo lugar, o comprimento do ramo do espectro $f(\alpha)$ fornece uma visão sobre a abundância da medida. Valores $f(\alpha)$ pequenos no final de uma ramificação longa correspondem a eventos raros, enquanto o maior valor $f(\alpha)$ é a dimensão de capacidade obtida em $q = 0$.

Figura 36.- Espectros de singularidade do tratamento 1 (escarificação) para as três condições de superfície. Antes e Depois da aplicação dos testes de chuva simulada.

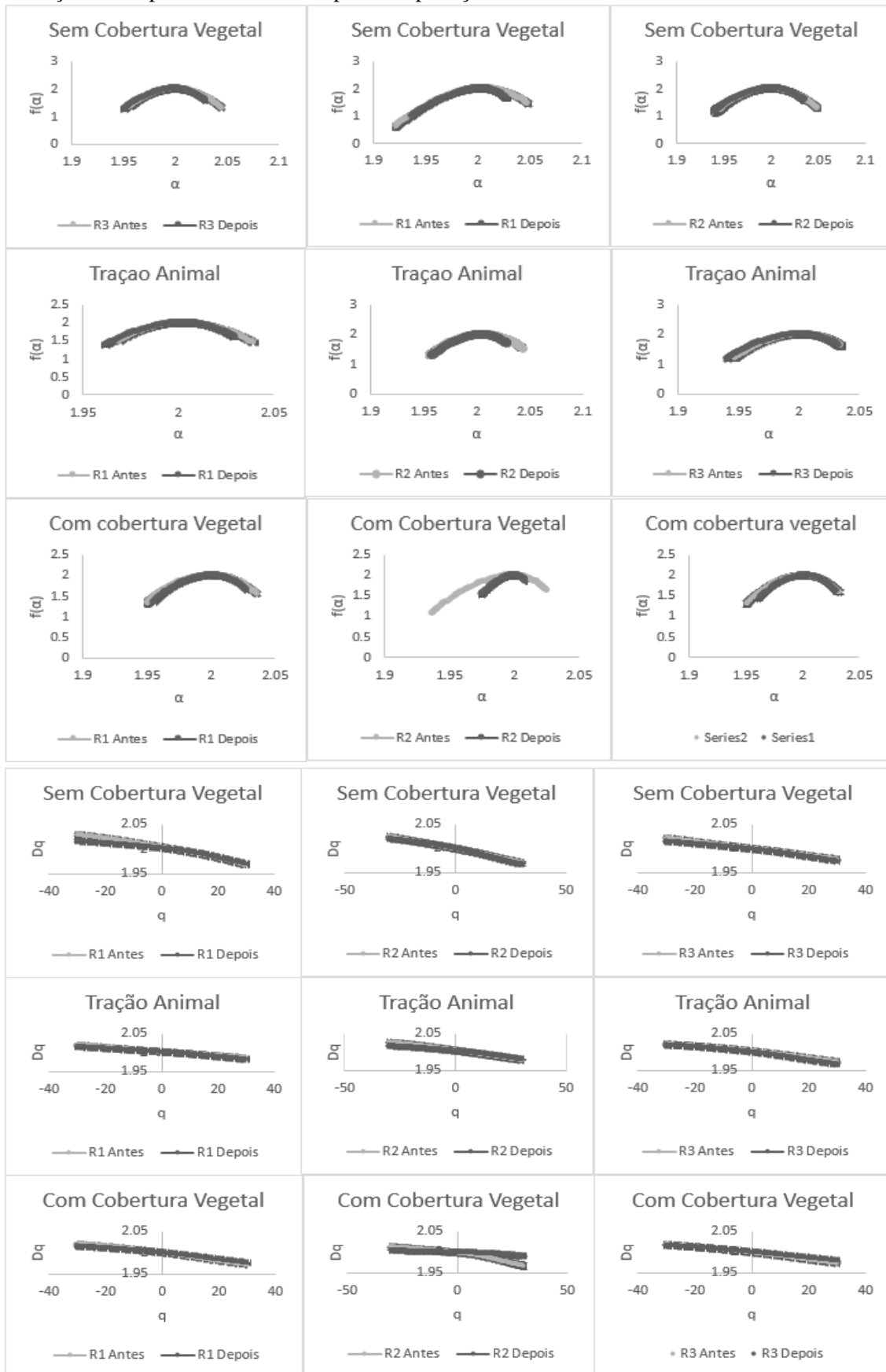


Figura 37.- Espectros de singularidade do tratamento 2 (arado + grade) para as três condições de superfície. Antes e Depois da aplicação dos testes de chuva simulada.

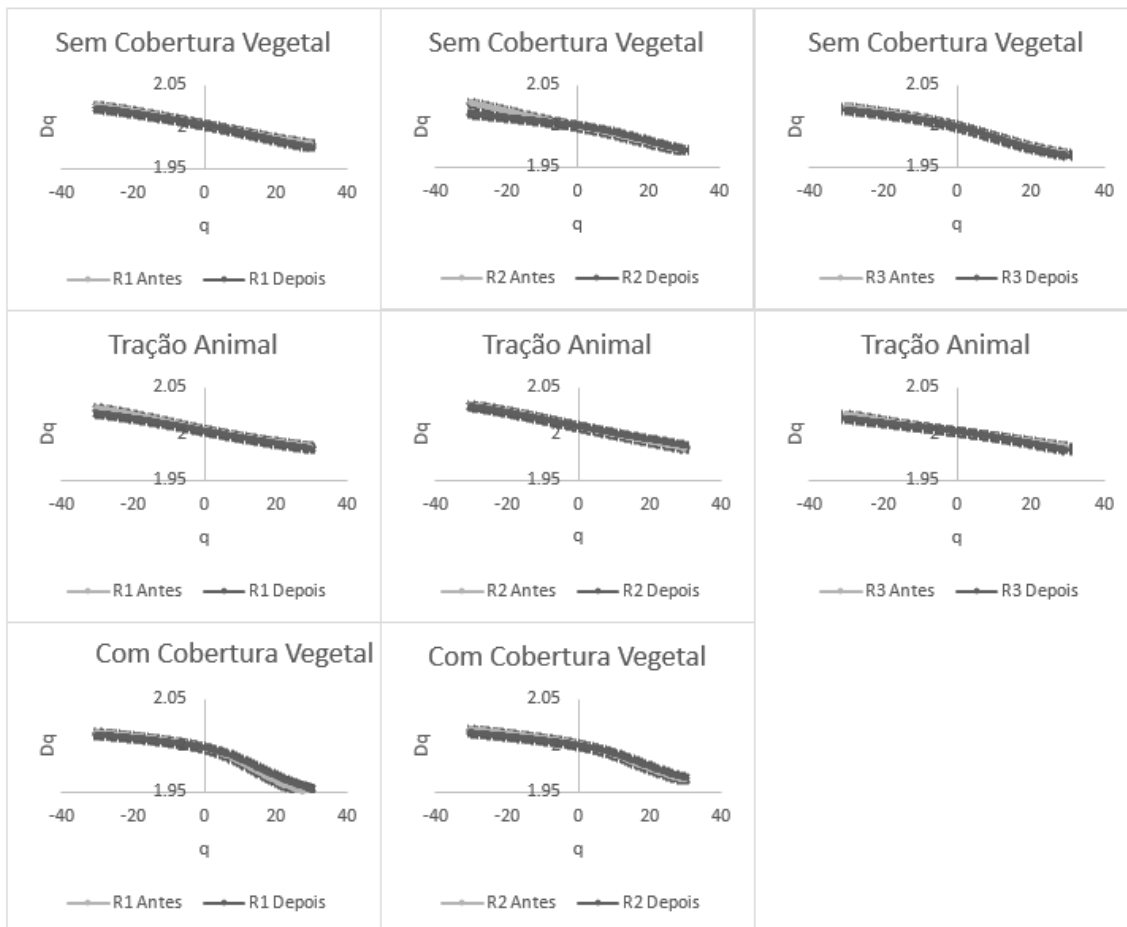
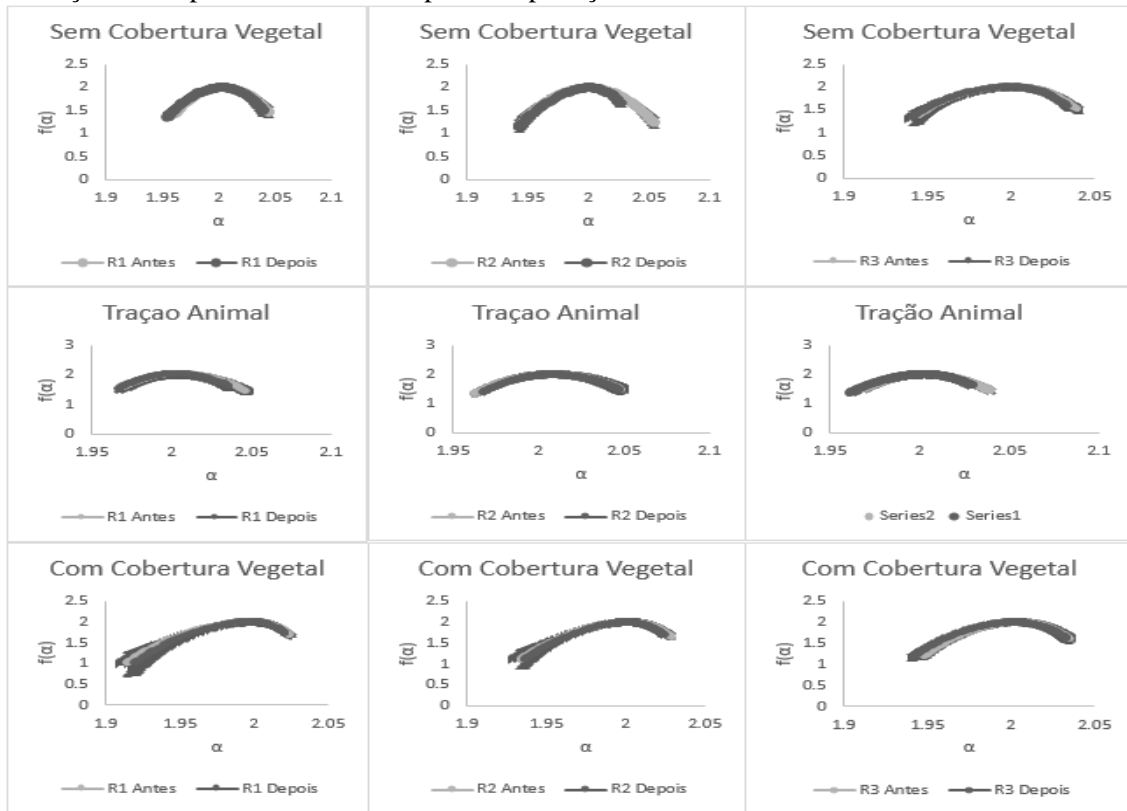
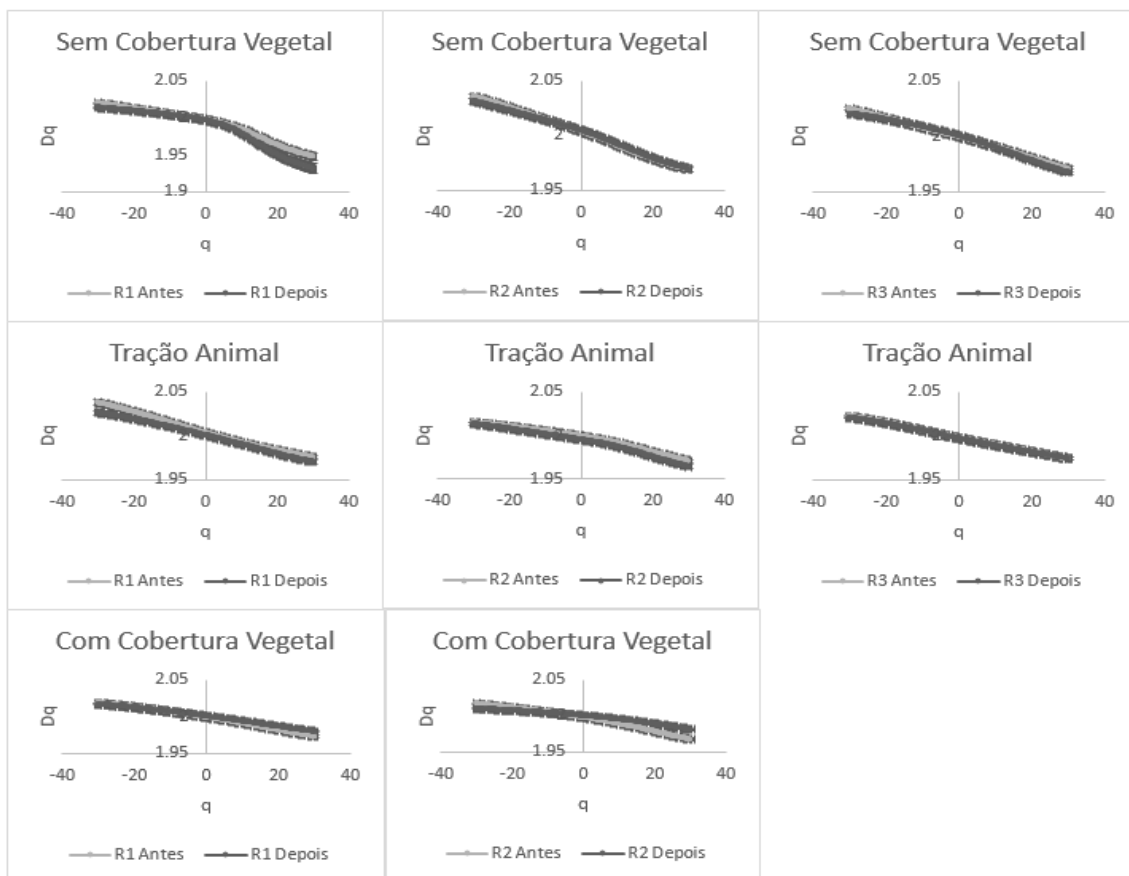
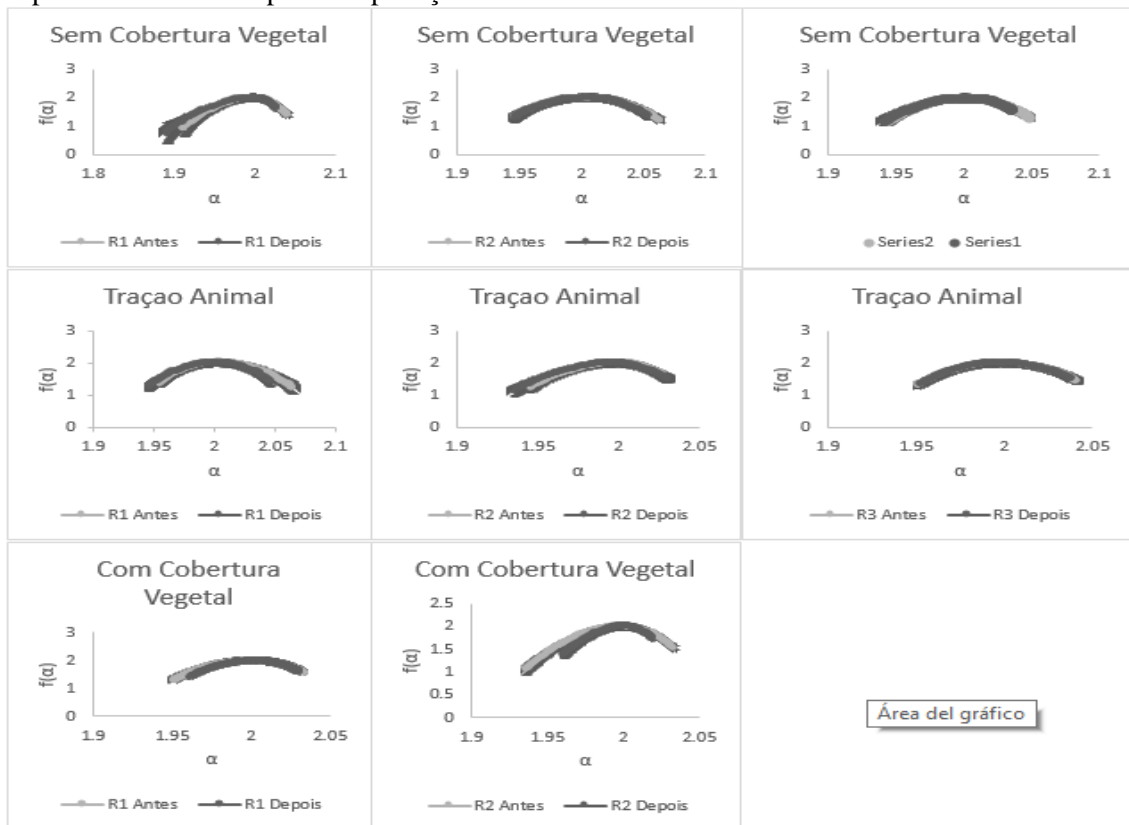


Figura 38.- Espectros de singularidade do tratamento 3 (arado) para as três condições de superfície. Antes e Depois da aplicação dos testes de chuva simulada.



A dimensão generalizada, D_q , é uma função decrescente monotônica para todos os q s reais dentro do intervalo $[-30, 30]$. Quando $q < 0$, enfatiza regiões na distribuição com menor concentração de uma medida, enquanto o oposto é verdadeiro para $q > 0$ (Chhabra e Jensen, 1989). Primeiro, os espectros da dimensão generalizada de medições realizadas no mesmo momento podem apresentar padrões diferentes notáveis. Em segundo lugar, a maioria dos espectros eram mais ou menos curvas em forma de sigmoide, que exibiam mais curvatura para valores negativos de q do que para valores positivos; no entanto, os espectros que se aproximam do modelo de linha reta, o que implica uma natureza de escala monofractal, também foram reconhecidos. É possível observar que para uma rugosidade superficial com tendência monofractal, o espectro D_q seria quase linear. Todas as funções D_q passaram por 2.0 em $q = 0$ e combinaram os valores mínimo e máximo em $q > 1$ e $q < 1$, respectivamente. A Tabela 13 apresenta os valores de alguns parâmetros multifractais obtidos a partir dos espectros da dimensão generalizada para condições experimentais aleatórias. Um monofractal também seria caracterizado por $D_0 = D_1 = D_2$. Em todas as superfícies estudadas apresentou $D_0 > D_1 > D_2$, indicando que a microtopografia do solo apresentava uma tendência para propriedades de escala multifractal. No entanto, as diferenças $(D_0 - D_1)$ variaram de 0,0002 a 0,022 e $(D_1 - D_2)$ oscilaram de 0,0003 a 0,001, o que sugere novamente vários graus na homogeneidade / heterogeneidade da rugosidade da superfície do solo.

Os coeficientes de determinação, R^2 , foram maiores para os momentos $q = 0$ e $q = 1$ e diminuíram para menor e maior q momentos. Para $q = 30$, o R^2 obteve valores superiores a 0,9998 nos conjuntos de superfícies com rugosidade aleatória. Para $q = -30$, os valores de R^2 para os mesmos conjuntos de superfícies foi de 0,99963 (dados não apresentados). Erros padrão dos valores de D_q aumentaram com o aumento de q valores e foram muito superiores para o ramo direito ($q > 0$) do que para o ramo esquerdo ($q < 0$) dos

espectros da dimensão generalizada (Figuras 34, 35 e 36). Para $q = 30$, os erros Dq variaram de 0,0012 a 0,0031, enquanto para $q = -30$ os valores estavam entre 0,0005 e 0,001. De forma global, os valores foram baixos para ambos os ramos (direito e esquerdo).

O efeito da série de três simulações de chuva nos parâmetros da dimensão generalizada, nos três sistemas de preparo e para as três condições de superfície estudadas são apresentados na tabela 13, na média das 3 repetições para cada tratamento. No geral, as características observadas indicaram vários graus de heterogeneidade nas medidas associadas, dependendo do sistema de preparo e condição de cobertura. Os parâmetros $q = -30$ e $q = 30$, que indicam a heterogeneidade da distribuição dos valores de medida menores e maiores, respectivamente, apresentaram maiores reduções decorrentes das chuvas, que os demais ($q = 0$, $q = 1$ e $q = 2$). O tratamento com escarificação apresentou um grau de heterogeneidade maior que os demais preparos para os valores menores ($q = -30$), para as três condições de superfície. Esses resultados podem ter ocorridos pelo fato de que o efeito da escarificação sobre o solo promove uma alta rugosidade aleatória, porém mantém torrões na superfície do solo de menor diâmetro, o que segundo Bertol et al. (2007), são mais suscetíveis ao rompimento e redução com o efeito das chuvas, promovendo dessa forma maior heterogeneidade em relação dos demais preparos. O parâmetro relacionado à distribuição heterogênea dos valores maiores de altura ($q = 30$) apresentaram tendência semelhante aos valores de RR, sendo maiores para os preparos com aração, seguido da escarificação e aração+gradagem, tanto antes, como após os eventos de precipitação. O efeito das chuvas promoveu menor redução em $q = 30$, para a tração animal, em relação dos demais, o que indica que nessa condição de superfície os agregados apresentaram maior resistência ao impacto das gotas de chuva.

Tabela 16.- Parâmetros da dimensão generalizada Dq para os momentos q = -30, q = 0, q = 1 e q = 2 e q = 30, para os diferentes sistemas de manejo e condições de cobertura

Trat.	Cond. Sup.	Dq-30		Dq1		Dq2		Dq30	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	SC	2.0253	2.0176	1.9998	1.9998	1.9995	1.9990	1.9717	1.9707
T2	SC	2.0241	2.0189	1.9996	1.9996	1.9986	1.9987	1.9715	1.9699
T3	SC	2.0279	2.0228	1.9996	1.9997	1.9985	1.9986	1.9584	1.9505
CV(%)		Dq-30		Dq1		Dq2		Dq30	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	CC	2.0166	2.0104	1.9987	1.9997	1.9980	1.9993	1.9695	1.9834
T2	CC	2.0152	2.0126	1.9982	1.9979	1.9972	1.9971	1.9548	1.9588
T3	CC	2.0176	2.0139	1.9978	1.9999	1.9970	1.9993	1.9701	1.9806
CV(%)		Dq-30		Dq1		Dq2		Dq30	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	TA	2.0228	2.0180	1.9995	1.9993	1.9985	1.9989	1.9792	1.9768
T2	TA	2.0290	2.0258	1.9992	1.9990	1.9982	1.9987	1.9849	1.9853
T3	TA	2.0249	2.0204	1.9991	1.9969	1.9982	1.9960	1.9734	1.9695
CV(%)		Dq-30		Dq1		Dq2		Dq30	

T1: Escarificação; T2 Arado+grade; T3: Arado. SC: Sem cobertura vegetal; CC: Com cobertura vegetal; TA: Tração animal. As médias seguidas da mesma letra minúscula nas colunas não diferem entre si e, nas linhas, as médias seguidas pela mesma letra maiúscula não diferem entre si, pelo teste de Tukey a $p \leq 0,05$.

A dimensão capacidade ou contagem de caixas, D_0 , não foi significativamente diferente de 2,00, o que corresponde a um suporte euclidiano nas superfícies estudadas. A dimensão de entropia, D_1 , quantifica o grau de heterogeneidade da distribuição, medindo a maneira como a entropia de Shannon se escala à medida que o tamanho linear da malha diminui. Portanto, D_1 pode ser visto como o valor esperado das diferentes concentrações quando a própria distribuição é levada em consideração, e também determina o tamanho geométrico do conjunto onde a "parte principal" da distribuição se concentra.

Entre os sistemas de preparo do solo, os valores de D_1 variaram de 1.9987 a 1.9998, 1.9979 a 1.9996 e 1.9999 a 1.9969 para escarificação, arado+gradagem e arado apenas, respectivamente (Tabela 13). De forma geral, para as três condições de superfície

estudadas, os valores de D1 foram caracterizados por valores próximos a 2 e Dq com declives muito suaves.

A dimensão de correlação, D2, calcula a correlação de medidas contidas em intervalos de tamanho. Os valores de D2 variaram de 1.980 a 1.9995, 1.971 a 1.9982 e 1.9960 a 1.9993 para os preparos com escarificação, aração+gradagem e aração apenas, respectivamente.

Ao comparar os espectros de singularidade entre os sistemas de preparo e condições de superfície do solo, também se observa diferenças no comportamento dos ramos (direito e esquerdo) devido a variações no microrrelevo deixada pelas distintas intensidades de revolvimento que cada implemente promove no solo.

A maior parte dos espectros de $f(\alpha)$ versus α apresentou uma curva assimétrica com o lado esquerdo mais alongado e também frequentemente maior. Entretanto, esta não foi uma regra geral, já que o ramo direito do espectro de singularidade demonstrou ser mais largo que o esquerdo em alguns casos (Figura34, 35 e 36).

A magnitude das mudanças em torno do valor máximo de $f(\alpha)$ é uma medida da simetria do espectro da singularidade. Assim, diferenças ($\alpha_{\text{máx.}} - \alpha_0$ e $\alpha_0 - \alpha_{\text{min.}}$) indicam o desvio do espectro de seu valor máximo ($q = 0$) para o lado direito ($q < 0$) e o lado esquerdo ($q > 0$), respectivamente. Em geral, também na maioria dos casos estudados o ramo direito do espectro $f(\alpha)$ foi maior que o esquerdo, porém, em vários casos o oposto foi verdadeiro. Valores $f(\alpha)$ pequenos correspondem a eventos raros. Portanto, um ramo direito mais longo do espectro $f(\alpha)$ sugere que as depressões de microtopografia eram muito raras, enquanto que um ramo esquerdo mais longo sugere que as leituras de pico de altura eram menos frequentes. No total, a assimetria para o lado esquerdo indica a dominação de valores grandes na variabilidade espacial das leituras de altura, enquanto a assimetria para a direita mostra a dominação de pequenas ou a presença de valores

extremamente pequenos de leituras de altura. Para o presente estudo, houve bastante heterogeneidade nos resultados dos espectros como um todo, porém, com uma curva assimétrica de maior tendência para o lado esquerdo, onde $q > 0$, que indicava dominância de valores de elevação de maiores pontos. Esta informação é muito importante, pois os valores de $q > 0$ estão diretamente associados à medida que, no nosso caso, está relacionada com a leitura da altura. Pequenos aglomerados com picos de leituras de altura embutidos em áreas maiores com pequenas leituras de altura podem ter causado esse padrão de assimetria. Os valores médios menores da largura ($\alpha_{\text{máx.}} - \alpha_{\text{min.}}$) dos espectros de singularidade e a forma mais simétrica dos espectros $f(\alpha)$ versus α indicam uma distribuição espacial mais homogênea das leituras de altura. Neste estudo, esses valores médios menores de largura foram encontrados nos preparos com escarificação, aração+gradagem e aração apenas, respectivamente. Entre as condições de superfície, a distribuição espacial mais homogênea das leituras foi verificada na tração animal, seguida da superfície com cobertura vegetal e a superfície descoberta, respectivamente.

O efeito da série de três chuvas simuladas sobre as superfícies estudadas ($\alpha_{\text{antes}} - \alpha_{\text{depois}}$) na heterogeneidade da distribuição dos valores de altura foi maior nos preparos com escarificação, na média das condições de superfície, seguido da aração e da aração+gradagem, respectivamente. Esses valores mostram que a superfície mais lisa, ou seja, com RR menor, também apresentou menor heterogeneidade na distribuição dos valores. Esses índices nem sempre estão relacionados, pois segundo Vidal-Vázquez et al. (2010), superfícies rugosas e lisas do solo com altos e baixos valores de RR, respectivamente, podem exibir níveis semelhantes de complexidade espectral e heterogeneidade.

Tabela 17.- Parâmetros fractais do espectro de singularidade para os diferentes sistemas de manejo e condições de cobertura

Trat.	Cond. Sup.	Alpha max		Alpha min		f(alpha) max		f(alpha) min	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	SC	2.0476	2.0312	1.9412	1.9431	1.3554	1.6097	1.0570	1.1430
T2	SC	2.0463	2.0338	1.9504	1.9465	1.3942	1.5694	1.3391	1.2688
T3	SC	2.0524	2.0405	1.9298	1.9194	1.2925	1.4922	1.1008	1.0179
CV(%)									
		Alpha max		Alpha min		f(alpha) max		f(alpha) min	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	CC	2.0308	2.0189	1.9441	1.9654	1.5908	1.7551	1.2069	1.4438
T2	CC	2.0270	2.0230	1.9242	1.9284	1.6605	1.6987	1.0388	1.0473
T3	CC	2.0333	2.0249	1.9433	1.9612	1.5467	1.6806	1.1668	1.3993
CV(%)									
		Alpha max		Alpha min		f(alpha) max		f(alpha) min	
		Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	TA	2.0391	2.0304	1.9576	1.9535	1.5311	1.6458	1.3295	1.2762
T2	TA	2.0475	2.0422	1.9673	1.9673	1.4690	1.5321	1.4554	1.4448
T3	TA	2.0449	2.0385	1.9506	1.9450	1.4254	1.4754	1.2893	1.2352
CV(%)									

T1: Escarificação; T2 Arado+grade; T3: Arado. SC: Sem cobertura vegetal; CC: Com cobertura vegetal; TA: Tração animal. As médias seguidas da mesma letra minúscula nas colunas não diferem entre si e, nas linhas, as médias seguidas pela mesma letra maiúscula não diferem entre si, pelo teste de Tukey a $p \leq 0,05$.

5.3.2.4. Armazenamento em microdepressões

Os resultados das análises da estrutura das superfícies microtopográficas, conforme visto e discutido anteriormente através dos diferentes índices estudados que caracterizam a rugosidade superficial são fenômenos complexos. O preparo do solo, a ação do clima, das condições de cobertura superficial, bem como a interação com o tipo de solo induz uma certa variabilidade espacial e, conseqüentemente, isso se reflete na capacidade de armazenamento de água nas microdepressões. Primeiramente, essa variabilidade depende da escala de estudo. Assim, em escala de pequenas bacias hidrográficas com dimensões na ordem de 5 a 200 ha, observa-se um mosaico de parcelas, cada uma caracterizada por um diferente tipo de preparo e manejo específico, no qual consiste o principal fator que depende a estrutura do microrrelevo e, conseqüentemente a capacidade de armazenamento de água nas microdepressões. Na literatura, está bem

documentado que a erosão não é produzida de modo homogêneo em uma bacia hidrográfica. Ainda, as áreas onde se produz maior excedente de água, comumente são diferentes daquelas em que se produz a maior quantidade de sedimentos, devido a interação dos fatores já relacionados.

Em escalas de parcelas também é possível observar uma heterogeneidade importante do microrrelevo tendo em vista que, considerando umas condições de preparo e superfície uniforme, o efeito da precipitação é variável, dependendo de fatores como estabilidade dos agregados, textura, umidade, atividade biológica, etc. Ainda, quando ocorre o escoamento superficial pode também ocorrer uma diferença espacial acentuada, principalmente quando esse escoamento é produzido em pontos concentrados, como é o caso do fluxo de escoamento em sulcos.

Em escala de parcelas experimentais na ordem de 1m^2 também é possível observar essa heterogeneidade, ainda que em magnitudes inferiores. Essa heterogeneidade pode ser observada através dos índices de rugosidade superficial já discutidos anteriormente.

A metodologia de cálculo da capacidade de armazenamento de água nas microdepressões seguiram a descrição de Planchon & Darboux (2001) e são apresentados com detalhes na seção 3.7 do presente trabalho. Basicamente o método apresenta dois estágios. O primeiro consiste em inundar toda a superfície do modelo de elevação digital com uma altura infinita de água, exceto as células pertencentes às bordas da imagem. No segundo estágio as altitudes são reduzidas iterativamente até que, passo a passo, a superfície convirja a uma superfície final desejada, com as depressões removidas.

Os valores referentes as medidas são apresentadas na tabela 15, para os três sistemas de preparo e três condições de superfície estudados, na média das repetições. Em geral, os valores calculados antes da aplicação da série de três chuvas simuladas, de intensidade de 64 mm h^{-1} cada, variaram entre 0,25 e 0,32 mm, e 0,19 e 0,30, após a

aplicação das chuvas. Entre os sistemas de preparo do solo, as superfícies que sofreram perturbação com apenas uma aração, apresentaram maior capacidade de armazenamento nas condições com e sem cobertura vegetal, enquanto que na tração animal a maior capacidade foi encontrada com o uso da escarificação. Esses dois sistemas de preparo do solo (aração e escarificação) também tinham sido os preparos que apresentaram maiores valores de RR. É comum que os preparos do solo que apresentem maiores valores de RR também apresentem maior capacidade de armazenamento. Kamphorst et al. (2000) observaram que o RR é o melhor índice para prever o armazenamento em depressões.

Entre as condições de superfície do solo, os valores encontrados foram muito próximos (Tabela 15), não apresentando diferenças estatísticas ($p \leq 0,05$) na média das repetições. Esses resultados sugerem que o uso de um mesmo implemento, seja com a tração animal ou tração mecanizada, possuem capacidade de formar uma superfície muito similar, quanto ao microrrelevo do solo.

O efeito da aplicação das chuvas simuladas nas diferentes superfícies estudadas não apresentou redução significativa, na média das repetições, apesar de ter apresentado redução do seu valor para todas. Em geral, os preparos do solo na condição de superfície sem cobertura vegetal apresentaram maiores reduções, sendo 0,06, 0,04 e 0,05 mm para a escarificação, arado+grade e aração, respectivamente.

Tabela 18.- Capacidade de armazenamento de água nas microdepressões da superfície do solo nos diferentes sistemas de preparo do solo e condições de superfície (média das repetições)

	SC		CO		TA	
	Antes	Depois	Antes	Depois	Antes	Depois
T1	0,281 aA	0,219 aA	0,270 aA	0,247 aA	0,294 aA	0,251 aA
T2	0,274 aA	0,232 aA	0,250 aA	0,233 aA	0,270 aA	0,234 aA
T3	0,304 aA	0,254 aA	0,316 aA	0,301 aA	0,257 aA	0,199 aA
CV(%)	16,19	16,19	16,19	16,19	16,19	16,19

T1: escarificação; T2: aração+gradagem; T3: aração; SC: sem cobertura do solo; CO: com cobertura do solo; TA: tração animal. Médias seguidas da mesma letra minúscula nas colunas não diferem entre si e, nas linhas, as médias seguidas pela mesma letra maiúscula (entre momentos) não diferem entre si, pelo teste de Tukey a $p \leq 0,05$.

5.3.3.- Comparação entre índices e a erosão hídrica

Para avaliar o grau de associação entre os índices de rugosidade superficial em si, e os mesmos com as perdas de solo é água, e a capacidade de armazenamento de água nas superfícies estudadas, realizou-se a análise de correlação linear de Pearson (r), da mesma forma que o Capítulo II do presente trabalho. Vale lembrar que este coeficiente mede a influência direta de uma variável sobre outra, independente das demais, no contexto das relações de causa e efeito. O valor de r varia de -1 a 1. O sinal indica direção positiva ou negativa do relacionamento e o valor sugere a força da relação entre as variáveis. Uma correlação perfeita (-1 ou 1) indica que o escore de uma variável pode ser determinado exatamente ao se saber o escore da outra. No outro oposto, uma correlação de valor zero indica que não há relação linear entre as variáveis. Todavia, como valores extremos (0 ou 1) dificilmente são encontrados na prática é importante discutir como os pesquisadores podem interpretar a magnitude dos coeficientes. Para Dancey e Reidy (2005) valores entre de r entre 0,10 e 0,3 são considerados fracos; escores entre 0,40 e 0,6 são considerados moderados; e valores entre 0,70 até 1 podem ser considerados fortes.

Ao analisar as perdas de solo com os diferentes índices, observou-se uma correlação significativa (5% de probabilidade) e positiva com os índices multifractais que representam a distribuição heterogênea dos valores menores de altura do microrrelevo, Dq_{-30} e α_{max} . Uma distribuição mais complexa dos valores mínimos de altura podem promover um escoamento superficial turbulento e com potencial de desagregação do solo, o que favoreceria o transporte desses sedimentos desagregados para fora do seu local de origem. A rugosidade superficial apresentou uma correlação significativa (5% de probabilidade) negativa, o que significa que, para essas condições de preparo de superfície, ambientes com maiores elevações de altura, apresentam menores chances de promover a perda de solo. Da mesma forma, porém com relação mais estreita, a

capacidade de armazenamento se correlacionou com as perdas de solo. Ambientes com maior capacidade de armazenamento de água nas microdepressões, apresentam menores potenciais em promover perdas de solo, supostamente porque, por mais que o solo tenha sido desagregado e transportado pelo escoamento superficial, ao encontrar as microdepressões, o mesmo fica depositado, não ocasionando as perdas de solo para fora do local de origem, nas condições de preparo e superfície estudados.

Tabela 19.- Coeficiente de correlação linear (Pearson) entre as perdas de solo, água e capacidade de armazenamento no microrrelevo do solo, nos três sistemas de manejo do solo (ESC;AR+GR;AR) e três condições de superfície (SC, TA, CC) com os parâmetros de rugosidade estudados

	Variáveis estudadas													
	PS	PA	RR	Alpha max	Alpha min	f(alpha max)	f(alpha min)	Dq ₋₃₀	Dq ₀	Dq ₁	Dq ₂	Dq ₃₀	Armaz.	
PS	1.00	1.00												
RR	-0.47*	-0.10	1.00											
Alpha max	0.93*	0.79*	-0.41	1.00										
Alpha min	0.34	-0.01	-0.80*	0.31	1.00									
f(alpha)max	-0.85*	-0.75*	0.15	-0.95*	-0.08	1.00								
f(alpha)min	0.38	0.11	-0.75*	0.29	0.93*	-0.04	1.00							
Dq-30	0.92*	0.76*	-0.85*	0.97*	0.47*	-0.85*	0.46*	1.00						
Dq0	0.33	0.19	-0.81*	0.35	0.73*	-0.07	0.66*	0.65*	1.00					
Dq1	0.46*	0.25	-0.85*	0.47*	0.75*	-0.19	0.68*	0.63*	0.54*	1.00				
Dq2	0.43*	0.21	-0.85*	0.44*	0.77*	-0.16	0.69*	0.45*	0.62*	0.76*	1.00			
Dq30	0.30	-0.07	-0.78*	0.30	0.98*	-0.09	0.83*	0.55*	0.44*	0.98*	0.72*	1.00		
Armaz.	-0.82	-0.96*	0.85*	-0.80*	-0.17	-0.33	-0.29	-0.79*	-0.78*	-0.33	-0.09	-0.31	1.00	

PA: perdas de água; RR: rugosidade aleatória; Alpha max, Alpha min, f(alpha)max, f(alpha)min: parâmetros fractais do espectro de singularidade; Dq₋₃₀, Dq₀, Dq₁, Dq₂, Dq₃₀: Parâmetros fractais (momentos) da dimensão generalizada. Armaz: capacidade de armazenamento superficial. *Significativo a 5% de probabilidade de erro (p>0,05).

5.3.4.- Perdas de solo e taxa de escoamento

Perdas de solo

As perdas de solo, perdas de água, concentração de sedimentos na enxurrada e taxa de infiltração de água no solo são apresentadas na Tabela 16, na média das repetições e das três chuvas simuladas aplicadas. Sabe-se que o preparo do solo altera suas condições físicas de superfície e subsuperfície e, conseqüentemente, influencia os valores dos fatores relacionados com a erosão hídrica. Dentre os métodos de preparo do solo comumente utilizados, a escarificação, seguida ou não de gradagem, provoca, usualmente, maior rugosidade ao acaso à superfície do solo do que o preparo convencional, e mantido sem cultivo (Schick et al., 2000; Bertol et al., 1997; Bertol, 1995 Cogo, 1981).

Ao comparar os sistemas de preparo do solo, as superfícies envolvendo aração+gradagem foram as que apresentaram maiores perdas de solo, para as três condições de superfície. Em média, seu valor foi 22 e 15% maior do que a escarificação e aração, respectivamente, para o solo sem cobertura, 45 e 8% maior para o solo com cobertura e 26 e 12% maior para a tração animal. Esses valores refletem o grau de mobilização do solo, onde quanto maior o revolvimento do solo, maiores são as suas perdas de solo, pois o rompimento do agregados do solo na camada superficial facilita o seu transporte em eventos de erosão. A escarificação do solo, considerada uma prática conservacionista por não revolver por completo o solo das camadas superficiais, promoveu as menores perdas de solo, confirmando seu efeito benéfico quando comparado aos sistemas de preparo que envolvem a aração (tombamento por completo da camada superficial do solo). Esses resultados já foram comprovados por diversos autores em estudos relacionados a erosão hídrica (Bandeira, et al., 2019; Schick et al. 2014; Panachuki et al. 2011; Amaral et al. 2008; Bertol et al. 2006; Mello et al. 2003).

Em geral, o tratamento T2 (arado + grade) promoveu maiores perdas de solo, 78% e 19% superiores, em relação às condições com cobertura vegetal e tração animal sem cobertura, respectivamente, na média das repetições. O impacto direto das gotas de chuva sobre o solo descoberto causou a desagregação de suas partículas, obstruindo os poros e formando um selo superficial de baixa permeabilidade, conforme discutido anteriormente, o que dificultou a infiltração de água, aumentou o fluxo superficial e intensificou a erosão do solo. Duley (1939).

O efeito integrado das gotas de chuva e do fluxo de águas superficiais atuou como fonte de energia (Wischmeier & Smith, 1958), refletindo no aumento das perdas de solo, segundo Bertoni & Pastana (1964). Os implementos de tração animal não possuem a característica de pressionar o solo durante a execução das operações de manuseio, como é o caso da tração mecânica. Além disso, eles perturbam o solo com menos intensidade, danificando a estrutura menos que a tração mecânica, especialmente como resultado do preparo do solo (Bertol et al., 2000).

Perdas de água

As perdas de água também variaram entre os sistemas de manejo do solo e as condições de cobertura da superfície, mas em menor grau do que as perdas de solo. Esse comportamento é explicado pelo fato de os solos terem capacidade limite de infiltração de água e, a partir desse limite, a água também é perdida devido ao escoamento superficial, independentemente do tratamento dado ao solo. Essa menor variação nas perdas de água, em relação às perdas de solo, também foi verificada por Schick et al. (2000); Cogo et al. (2003); Schick et al. (2014) e Bandeira et al. (2019). A cobertura do solo por resíduos vegetais é uma das variáveis mais importantes que influenciam a erosão hídrica do solo, pois ela atua como barreira frente ao escoamento superficial propiciando maior retenção dos sedimentos nele contido. De forma global, a cobertura do solo

promoveu redução de 17% em relação ao solo nu, na média dos sistemas de preparo, refletindo mais uma vez o efeito benéfico da proteção do solo frente aos processos erosivos. A tração animal reduziu significativamente as perdas de água em relação à tração mecanizada. Essa redução foi de 13% e 12%, em relação a T1 e T3, respectivamente, demonstrando que, além de ser uma alternativa em pequenas propriedades ou em áreas de difícil acesso, a tração animal ainda promove a conservação do solo e da água.

Concentrações de sedimento no escoamento

A concentração de sedimentos no escoamento superficial também foi influenciada pelos diferentes preparos e condições da superfície do solo, pelas mesmas razões já discutidas anteriormente. O comportamento dessas diferenças entre preparos do solo seguiu as mesmas tendências das perdas de solo e água, sendo maior nos tratamentos com aração+gradagem, seguido da aração e escarificação, respectivamente. Entre as condições de cobertura estudadas, a cobertura do solo por resíduos vegetais de aveia reduziu as concentrações de sedimento no escoamento em 73 e 57%, em relação ao solo descoberto e tração animal, respectivamente, na média dos implementos utilizados e das repetições. A manutenção da superfície do solo rugosa e coberta, portanto, constitui excelente forma de manejo do solo, do ponto de vista de redução da velocidade do escoamento (dado não apresentado) e da concentração de sedimentos nelas retido, conseqüentemente, da taxa de perda de solo por erosão hídrica, conforme também constatado por outros autores (Cogo, 1981; Schick et al., 2000).

Tabela 20.- Parâmetros relacionados com a erosão hídrica em diferentes sistemas de preparo do solo e condições de superfície do solo (média das repetições)

	Perdas de solo			
	SC	CC	TA	Média
	-----kg ha ⁻¹ -----			
T1	1.511.4 aA	243.3 aB	1.137.5 aA	997.4
T2	1.950.5 bA	449.7 bB	1.549.3 bA	1349.8
T3	1.658.4 abA	417.0 bB	1.481.8 abA	1185.7
Média	1.511.4	243.3	1.137.5	997.4
CV(%)	13,2	14,5	11,3	
	Perdas de água			
	----- % da chuva aplicada-----			
T1	27,1aC	21,1aB	33,2bA	27,2
T2	30,3bA	24,1bB	39,6aA	21,3
T3	28,1aC	22,7aB	32,0bA	27,6
Média	31,8	14,7	21,6	
CV(%)	14,3	17,5	10,6	
	Concentração dos sedimentos no escoamento			
	----- g l ⁻¹ -----			
T1	8,8 aA	1,8 aC	5,8 aB	5,6
T2	10,2 bA	2,9 bC	6,3 aB	6,0
T3	9,3 abA	2,9 bC	5,6 aB	5,4
Média	9,2	2,5	5,9	
CV(%)	9,9	12,7	18,7	
	Taxa constante de infiltração de água no solo			
	-----mm h ⁻¹ -----			
T1	45,9 aA	49,7 aB	42,0 aB	45,8
T2	43,9 aA	47,8 aC	38,1 aB	43,2
T3	41,5 bA	48,6 aB	42,8 aA	44,3
Média	43,7	48,7	40,9	
CV(%)	14,7	13,8	17,7	

T1: escarificação; T2: arado+grade; T3: Arado. SC: sem cobertura do solo; CC: com cobertura do solo; TA: tração animal. Médias seguidas da mesma letra: minúsculas na coluna e maiúsculas na linha, não diferem entre si pelo teste de Tukey a $p \leq 0.05$.

Taxa constante de infiltração

A taxa de infiltração de água no solo decorrente das chuvas simuladas aplicadas (Tabela 16) foi alta e similares para todos os preparos do solo, na média das condições de cobertura, com uma leve superioridade da escarificação, em relação aos demais, seguindo a mesma tendência das demais variáveis físicas do solo já discutidas anteriormente (porosidade total, densidade aparente, permeabilidade, rugosidade aleatória). Entre as condições de cobertura estudados, os tratamentos envolvendo a cobertura do solo com resíduos vegetais de aveia-preta, a taxa constante de infiltração de água no solo foram 10

e 16% superiores ao solo descoberto e da tração animal, respectivamente. O fato dos resíduos vegetais não terem sido maiores, conforme relatado por alguns autores (Bertol et al. 2006; Schick et al. 2000), se deve ao fato de que no presente estudo os resíduos vegetais não foram incorporados com o preparo, o que não promoveu maiores diferenças na porosidade total, densidade aparente e rugosidade aleatória, principalmente.

5.4.- Conclusões

1. Os atributos físicos do solo são influenciados pelos sistemas de preparo e tipos de tração utilizados. Entre os sistemas de preparo, a escarificação promoveu maior permeabilidade do solo, maior porosidade total e menor densidade aparente, em relação aos demais preparos. Entre as condições de superfície, o solo descoberto apresentou maiores valores para os mesmos atributos.
2. Os sistemas de preparo do solo com distintos implementos agrícolas influenciam na rugosidade superficial. O preparo com uma aração somente, promoveu maior rugosidade em relação ao preparo com uma escarificação, e este, maior rugosidade em relação ao preparo com aração + gradagem. Para as condições de cobertura, o solo descoberto apresentou maior rugosidade, em relação aos demais, na média dos sistemas de preparo.
3. O índice de rugosidade aleatória, RR, apresentou correlação significativa de 0,87 com patamar, parâmetro de ajuste dos semivariogramas, considerando todas as superfícies estudadas.
4. Os índices obtidos da análise multifractal, Dq_{-30} e α_{max} tiveram melhor relação com a capacidade de armazenamento de água no microrrelevo do solo, entre todos os índices avaliados, sendo que a proporção não explicada por essa relação foi de 20 e 21%, respectivamente, concluindo assim que a capacidade de armazenamento de água está mais estreitamente relacionada com os valores menores de altura do microrrelevo.
5. A condição de superfície do solo com cobertura vegetal de resíduos de aveia-preta promoveu menores perdas de solo e água para os distintos sistemas de preparo do solo, em relação ao solo descoberto e da tração animal. Entre os dois tipos de tração, os preparos envolvendo a tração animal tiveram perdas de solo 28% e perdas de água 35% inferiores à tração mecanizada.

6.- CONCLUSÕES FINAIS

Através do presente trabalho, foi possível estudar o comportamento da rugosidade superficial do solo, através de diferentes índices estatísticos, geoestatísticos e multifractais, suas alterações temporais decorrentes de eventos de chuva simulada, tanto em laboratório, como em campo. Foi possível confrontar dois métodos de obtenção das medidas de rugosidade superficial do solo e compará-los quanto aos critérios precisão, erros na estimativa dos valores, número de leituras por unidade de área e tempo de obtenção das medidas. Também foi possível quantificar as microelevações e microdepressões deixadas por diferentes sistemas de preparo do solo, condições de superfície e tipos de trações (mecanizada e animal). No geral, foram estudadas 70 superfícies, considerando os dois momentos de obtenção das medidas, antes e depois da aplicação de eventos de chuva simulada.

Dos resultados obtidos neste estudo conclui-se que a técnica da fotogrametria, um método relativamente novo para estudos desta natureza, pode ser perfeitamente aplicado para obtenção de valores dos componentes verticais e horizontais da microtopografia do terreno alvo, sendo mais indicado, em relação ao rugosímetro a laser, devido sua superioridade em todos os critérios avaliados neste estudo.

As alterações que ocorrem no microrrelevo ocasionadas pelo efeito de chuvas simuladas, de intensidade de 63 mm h^{-1} , dependem do tipo de solo e da sua textura, o qual, neste estudo, foram mais expressivas em solo de origem sob Xisto e textura franca, do que no solo sob o mesmo material de origem, porém de textura franco-siltosa e do solo sob origem de Granito e textura franco-arenosa.

As perdas de solo e água em quatro eventos de chuva simulada no campo, foram maiores para o solo que apresentou maior rugosidade superficial, porém apresentava

estrutura pobre, o que revela que as condições físicas do solo são mais efetivas no controle da erosão do que a própria rugosidade superficial.

Na segunda etapa do estudo, a prática de preparo do solo com escarificação apresentou melhores efeitos na redução da erosão hídrica, melhores condições dos atributos físicos, quando comparada com preparos que utilizavam arado, implemento que promove o tombamento completo da camada superficial. Por esses resultados, a escarificação justificou o fato de ser considerada uma prática conservacionista, pois apesar de promover o revolvimento parcial da camada superficial, resulta em efeitos benéficos na minimização dos processos erosivos.

A cobertura do solo por resíduos vegetais de aveia-preta, reduziu substancialmente as perdas de solo e água, comprovando a importância em se manter protegida a superfície do solo por período integral, auxiliando na redução das perdas de solo e água e mantendo a fertilidade do solo, ainda que os atributos químicos não tenham sido analisados nesse trabalho.

A tração animal apresentou menores valores de rugosidade superficial quando comparado com a tração mecanizada. Porém, em se tratando de processos erosivos, apesar da tração animal ter apresentado maiores valores totais de perda de solo e água, em alguns casos a concentração de sedimento no escoamento foi menor, podendo ser uma alternativa de uso em pequenas propriedades ou em áreas de difícil acesso.

As faixas de valores entre máximos e mínimos dos índices de rugosidade estudados foram bastante variáveis. Esse parâmetro está considerado como um critério importante ao eleger um índice que possa diferenciar entre tipos de preparo do solo. A rugosidade aleatória, RR, e o parâmetro patamar dos semivariogramas apresentam a gama mais ampla de valores diferentes. Os índices multifractais apresentam pequena faixa de

valores diferentes muito mais limitados, por isso, do ponto de vista estatístico, não são tão sensíveis para discriminar entre tipos de preparo do solo, como os anteriores.

Ao analisar a relação linear entre os diferentes índices de rugosidade, com a capacidade de armazenamento de água no solo, os índices multifractais Dq_{-30} e α_{max} , o parâmetro de ajuste do semivariograma patamar e o índice de rugosidade aleatória, RR apresentaram maiores valores, sendo que ambos podem ser utilizados para representar a capacidade de armazenamento de água no microrrelevo, podendo inclusive ser aplicados em modelos de predição da erosão hídrica.

6.- FINAL CONCLUSIONS

With the present study, it was possible to evaluate the soil surface roughness behavior through different statistical, geostatistical and multifractal indices, their temporal changes resulting from simulated rainfall events, both in the laboratory and in the field. It was possible to compare two methods for obtaining soil surface roughness measurements and comparing them regarding the precision criteria, errors in the estimation of values, number of readings per unit area and time taken to obtain the measurements. It was also possible to quantify the microelevations and microdepressions left by different tillage systems, surface conditions and types of traction (mechanized and animal). In general, 70 surfaces were studied, considering the two moments of obtaining the measurements, before and after the application of simulated rain events.

From the results obtained in this study it can be concluded that the photogrammetry technique, a relatively new method for studies of this nature, can be perfectly applied to obtain values of the vertical and horizontal components of the target terrain microtopography, being more indicated in relation to the laser reliefmeter, due to its superiority in all the criteria evaluated in this study.

The changes that occur in the microrelvo caused by the effect of simulated rainfall, with intensity of 63 mm h⁻¹, depend on the soil type and its texture, which, in this study, were more expressive in soil of origin under Shale and loam texture, than in the soil under the same soil source material, but of sil loam texture and of the soil of Granite origin and sandy loam texture.

Soil and water losses in four simulated rainfall events in the field were higher for the soil with higher surface roughness but poor structure, which reveals that soil physical conditions are more effective in erosion control than own surface roughness.

In the second stage of the study, the practice of soil tillage with scarification had better effects on the reduction of water erosion, better conditions of physical attributes, when compared with tillage, which implements the complete tipping of the surface layer. For these results, scarification justified the fact that it is considered a conservationist practice, because despite promoting partial surface layer revolving, it results in beneficial effects in the minimization of erosive processes.

Soil cover by black oat crop residues substantially reduced soil and water losses, proving the importance of keeping the soil surface protected for a full time, helping to reduce soil and water losses and maintaining soil fertility, even though the chemical attributes were not analyzed.

Animal traction presented lower surface roughness values when compared to mechanized traction. However, in the case of erosive processes, although animal traction presented higher total values of soil and water loss, in some cases the sediment concentration in the runoff was lower, and may be an alternative for use in small farms or areas of hard access.

The range between maximum and minimum values of the roughness indices studied were quite variable. This parameter is considered as an important criterion when choosing an index that can differentiate between types of soil preparation. Random roughness, RR, and the structure sill of the semivariogram have the widest range of different values. Multifract indices have a small range of much more limited different values, so from the point of view statistical, they are not as sensitive to discriminate between types of tillage as the previous ones.

When analyzing the linear relationship between the different roughness indices, the soil water storage capacity, the $Dq-30$ and α max multifractal indices, the semivariogram adjustment parameter and the random roughness index, RR presented

higher values. Both can be used to represent the water storage capacity in the microrelief and can even be applied in water erosion prediction models.

7.- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLMARAS, R.R.; BURWELL, R.E.; LARSON, W.E.; HOLT, R.F. & NELSON, W.W. 1966. Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. Washington, USDA. 22p. (Conservation Research Report, 7).

ALLMARAS, R. R.; BURWELL, R. E. & HOLT, R. F. 1967. Plow-layer porosity and surface roughness from tillage as affected by initial porosity and soil moisture at tillage time. Soil Science Society America Proceeding. v.31, p.550-556.

ALONÇO, A. S.; MARINI, V. K.; MASSOCO, D. B. & PINHEIRO, E. D. 2006. Avaliação técnica de uma máquina para a correção do microrrelevo do solo de áreas destinadas ao cultivo de arroz irrigado. Ciência Rural, Santa Maria , RS, v.36, n.5, p.1643-1646.

AQUINO, R. E. de; CAMPOS, M. C. C.; SOARES, M. D. R.; OLIVEIRA, I. A. de; FRANCISCON, U.; SILVA, D. M. P. da; CUNHA, J. M. da. 2016. Chemical soil attributes evaluated by multivariate techniques and geostatistics in the area with agroforestry and sugarcane in Humaitá, AM, Brazil. Bioscience Journal, v.32, n.1, p.61-72.

ARMSTRONG, A. C. 1986. On the fractal dimensions of some transiente soil properties. Journal of Soil Science. v.37, p.641 – 652.

AUERSWALD, K. 1992. Changes in soil surface roughness during erosive rains. Internal report, Lehrstuhl für Bodenkd. TU München, D-8050 Freising. 20 pp.

BARCELOS, A. A. 2005. Geração de sulcos em meio coesivo e caracterização hidrossedimentométrica de sua evolução. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 234p.

BATAVO. 1999. O plantio direto e o cultivo de feijão na pequena propriedade. Revista Batavo, Carambeí, PR. v.7, n.92, p.15.

BAVEYE, P; BOAST, C. W. 1998. Fractal Geometry, Fragmentation Processes and the Physics of Scale-Invariance: An Introduction, in Fractal in Soil Science, editado por P. Baveye, J.-Y Parlange y B. A. Stewart, 377p.

BENITO, E.; de BLAS, E.; SANTIAGO, J. L.; VARELA, M. E. 2001. Descripción y puesta a punto de un simulador de lluvia de campo para estudios de escorrentía superficial y erosión del suelo. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña. v.26, pp.211-220.

BERTOL, I.; COGO, N.P. & LEVIEN, R. 1987. Relações da erosão hídrica com métodos de preparo do solo, na ausência e na presença de cobertura por resíduo cultural de trigo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.11, p.187-192.

BERTOL, I.; COGO, N.P. & LEVIEN, R. 1989. Cobertura morta e métodos de preparo do solo na erosão hídrica em solo com crosta. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.13, p.373-379.

BERTOL, I.; PAZ GONZÁLEZ, A. & VIDAL VÁZQUEZ, E. 2007. Rugosidade superficial do solo sob diferentes doses de resíduo de milho submetido à chuva simulada. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. v.42, p.103-110.

BERTOL, I.; AMARAL, A. J.; VÁZQUEZ, E. V.; GONZÁLEZ, A. P.; BARBOSA, F. T. & BRIGNONI, L. F. 2006. Relações da rugosidade superficial do solo com o volume de chuva e com a estabilidade de agregados em água. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.30, p.543-553.

BERTOL, I.; MELLO, Eloy Lemos ; COGO, Neroli Pedro ; VÁZQUEZ, E. V. ; GONZÁLEZ, A. P. 2006. Parâmetros relacionados com a erosão hídrica sob taxa constante de enxurrada, em diferentes métodos de preparo do solo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.30, p.715-722.

BERTOLANI, F.C.; PAZ-GONZÁLEZ, A.; LADO-LIÑARES, M.; VIDAL-VÁZQUEZ, E.; VIVAS-MIRANDA, J. G. 2000. Variabilidade espacial da rugosidade superficial do solo calculada a partir de diferentes métodos. *Bragantia*. v.59, p.227- 234.

BERTOL, I.; ZOLDAN JUNIOR, W. A.; FABIAN, E. L.; ZAVASCHI, E. PEGORARO, R. & PAZ GONZÁLES, A. 2008. Efeito de escarificação e da erosividade de chuvas sobre algumas variáveis de valores de erosão hídrica em sistemas de manejo de um nitossolo háplico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.32, p.747-757.

BERTONI, J.; PASTANA, F.I. 1964. Relação chuvas-perdas por erosão em diferentes tipos de solos. *Bragantia* v.23, p.3-11.

BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. 1990. Conservação do solo. 7. ed. São Paulo: Ícone, 355 p.

BERTUZZI, P.; RAUWS, G. & COURAULT, D. 1990. Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall. *Soil & Tillage Research*, v.17, p.87-99.

BEUTLER, J.F.; BERTOL, I.; VEIGA, M. & WILDNER, L.P. 2003. Perdas de solo e água num Latossolo Vermelho aluminoférrico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo sob chuva natural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.27, p.509-517.

BOIFFIN, J. 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l' action des pluies. Tese de Doutorado - Paris - INA – PG, 320p.

BRAMORSKI, I.; MARIA, I. C.; SILVA, R. L. & CRESTANA, S. 2012. Relations between soil surface roughness, tortuosity, tillage treatments, rainfall intensity and soil and water losses from a red yellow latosol. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.36, p.1291-1297.

BRANDÃO, E.D. & SILVA, I.F. 2012. Formação e estabilização de agregados pelo sistema radicular de braquiária em um Nitossolo Vermelho. *Ciência Rural*. v.42, p.1193-1199.

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

BURROUGH, P.A. 1983a. Multiscale sources of spatial variation in soil. I. The application of fractal concepts to nested levels of soil variation. *Journal Soil Science*. v.34, p.577-597.

BURROUGH, P.A. 1983b. Multiscale sources of spatial variation in soil. II. A non-Brownian fractal model and its application in soil survey. *Journal. Soil Science*. v.34, p.599-620.

BURWELL, R. E.; ALLMARAS, R. R.; AMEMIYA, M. A. 1963. Field measurement of total porosity and surface microrelief of soils. *Soil Science Society. Ambiental. Proceeding*. v.27, p.697-700.

BURWELL, R.E. & LARSON, W.E. 1969. Infiltration as influenced by tillage induced random roughness and pored space. *Soil Science Society Proceedings*, v.33, p.449-452.

CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVACK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEN, D. L.; TURCO R. F.; KNOPKA, A. E. 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society America Journal*, Medison, v.58, p.1240-1248.

CANDURA, G.; CASELLA, A.; SARCINELLI, S. 1957. Prove di lavrazione meccanica del terrano a profundita variable. Vol. 1. Parte seconda Annata1955 – 1956, *Atti del Centro Nazionale Meccanico Agricolo*, Torino, p.107-131.

CANIEGO, F.J.; ESPEJO, R.; MARTÍN, M. A.; SAN JOSÉ, F. 2005. Multifractal scaling of soil spatial variability. *Ecological Modelling*. v.182, p.291-302.

CANTALICE, J. R. B. 2002. Escoamento e erosão em sulcos e em entressulcos em distintas condições de superfície do solo. Porto Alegre, Universidade Federal Rural do Rio Grande do Sul. 141p.

CASÃO JUNIOR, R. C.; SIQUEIRA, R.; MEHTA, Y. R.; PASSINI, J. J. 2006. Sistema plantio direto com qualidade. Londrina: Instituto Agronômico do Paraná/ITAIPU Binacional. 212p.

CASTRO, L. G.; COGO, N. P.; VOLK, L. B. S. 2006. Alterações na rugosidade superficial do solo pelo preparo e pela chuva e sua relação com a erosão hídrica. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.30, p.339-352.

CAROLINO DE SÁ, M. A. C.; LIMA, J. M.; MELLO, C. R. 2002. Nível de energia ultrassônica para o estudo da estabilidade de agregados de um Latossolo sob diferentes usos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.37, n.11, p.1649-1655.

CHHABRA A.B., JENSEN, R. V. 1989. Direct determination of the $f(\alpha)$ singularity spectrum. *Physical Review Letters*. v.62, p.1327-1330.

CHAMBERS, J. P.; SABATIER, J. M. 2002. Recent advances in utilizing acoustics to study surface roughness in agricultural surfaces. *Applied Acoustics*, v.63, p.795–812.

CHAVES, H. 1996. Modelagem matemática da erosão hídrica: Passado, presente e futuro: O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, p.731-750.

CHEN, Y.; LAEFER, D. F.; MANGINA, E. 2015. State of Technology Review of Civilian UAVs. Recent Patents on Engineering, v.10, n.3, p.160-174.

CHENG, Q. 1997a. Discrete multifractals. Mathematical Geology v.29, n.2, p.245-266.

CLARK, I. 1979. Pratical geostatistics. London: Applied Science Publishers, 129p.

COLOMINA, I. & Molina, P. 2014. Unmanned Aerial Systems for Photogrammetry and Remote Sensing: A Review. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, v.92, p.79-97.

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

COGO, N.P.; MOLDENHAUER, W.C.; FOSTER, G.R. 1983. Effect or crop residue, tillage-induced roughness, and runoff velocity on size distribution of eroded soil aggregates. Journal Soil Science Society Ambiental. v.47, p.1005-1008.

COGO, N.P. LEVIEN, R.; VOLK, L.B.S., 2003. Indicadores de qualidade do solo: aspectos relacionados a erosão hídrica pluvial e à mecanização tratorizada. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, Ribeirão Preto, SP. Anais... Viçosa, MG. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. v.29.

CONTE, O.; LEVIEN, R.; TREIN, C. R.; CEPIK, C. T.; DEBIASI, H. 2007. Demanda de tração em haste sulcadora na integração lavoura-pecuária com diferentes pressões de pastejo e sua relação com o estado de compactação do solo. Revista Engenharia Agrícola. Jaboticabal, SP, v.27, n.1, p.220-228.

CORREA, I. M. C.; BERTOL, I.; RAMOS, J. C.; TAKIZAWA, M. M. 2012. Rugosidade da superfície de um cambissolo húmico relacionada com o preparo e compactação do solo sob chuva natural. Revista Brasileira de Ciência do Solo. v.36, p.567-576.

CROFT, H., K. ANDERSON, & N. J. KUHN. 2009. Characterizing soil surface roughness using a combined structural and spectral approach. *European Journal Soil Science*. v.60, n.3, p.431-442.

CURRENCE, H. D. & LOVELY, W. G. 1970. The analysis of soil surface roughness. *Transaction American Society Agricultural Engineers*. v.13, p.710-714.

DAFONTE DAFONTE, J. 1999. *Procesos hidrológicos superficiales en cuencas agrícolas*. Tesis Doctoral. Escuela Politécnica Superior de Lugo. Universidad de Santiago de Compostela. 203pp.

DANDOIS, J.P., ELLIS, E.C., 2013. High spatial resolution three-dimensional mapping of vegetation spectral dynamics using computer vision. *Rem. Sens. Environ*. v.136, p.259–276.

DAVID, M., 1977, *Geostatistical Ore Reserve Estimation*, Elsevier, Amsterdam, 364p.

DE MARIA, I. C.; STORINO, M.; CASTRO, O. 2003. Equipamento com sensor a laser para medida da rugosidade da superfície do solo. In *XXIX Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Ribeirão Preto. Solo: Alicerce dos Sistemas de Produção*. Botucatu, Unesp, v.1, p.1-4.

DE VENETE, J., POESEN, J., VERSTRAETEN, G., GOVERS, G., VANMAER-CHE, M., VAN ROMPAEY, A., ARABKHEDRI, M., & BOIX-FAYOS, C. 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand?, *Earth-Science Reviews Journal*. v.127, p.16-29.

DARBOUX, I., CHARLES, J.-F., NIELSEN-LEROUX, C., & PAURON, D. 2001. The receptor of *Bacillus sphaericus* binary toxin in *Culex pipiens* (Diptera: Culicidae) midgut: molecular cloning and expression. *Insect Biochemistry and Molecular Biology*. v.3, p.981–990.

DARBOUX, F., DAVY, P., GASCUEL-ODOUX, C., HUANG, C., 2002. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *CATENA*. v.46, p.125–139.

DERPSCH, R. 2013. Sistemas conservacionistas de produção: como assegurar a sua sustentabilidade. In: Resumos da III Reunião Paranaense De Ciência Do Solo, 3. Londrina. Anais... Londrina: Instituto Agrônômico do Paraná (IAPAR)/Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. p.383-393.

DEXTER, A. R. 1977. Effect of rainfall on the surface micro-relief soil. J. of Terramech. v.14, n.1 , p.11-22.

DIAS, J. S. E MOTTA, M. S.2002. Caracterização da rugosidade superficial através de técnicas ultra-sônicas. In: XXI Congresso Nacional de Ensaio não destrutivo/6º Conferência sobre tecnologias de equipamentos, Salvador, BA, 6p.

DIMANCHE P.-H., HOOGMOED, W.B., 2002. Soil tillage and water infiltration in semi-arid Morocco: the role of surface and sub-surface soil conditions. Soil Tillage Research. v.66, p.13-21.

DING, W.; HUANG, C. 2017. Effects of soil surface roughness on interrill erosion processes and sediment particle size distribution. Geomorphology, v.295, p.801-810.

DULEY, F.L. 1939. Surface factors effecting the rate of intake of water by soil. Soil Science. American. Proceeding. v.4, p.60-64.

ELTNER, A. E SCHNEIDER, D. 2015. Analysis of Different Methods for 3D Reconstruction of Natural Surfaces from Parallel-Axes UAV Images. The Photogrammetric Record. v.30, p.279-299.

ELTZ, F. L. F. & NORTON, L. D. 1997. Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage, and canopy cover. Soil Science Society America Journal. v.61, p.1746-1755.

EVERTSZ, C. J. G., & MANDELROT, B. B. 1992. Multifractal measures, *in* Peitgen, H.-O., Jürgens, H., and Saupe, D., eds., Chaos and fractals: Springer Verlag, New York, p.922–953.

FAVALLI, M.; FORNACIAI, A.; ISOLA, I.; TARQUINI, S. & NANNIPIERI, L. 2012. Multiview 3D reconstruction in geosciences. v.44, p.168-176.

FLANAGAN, D.C.; NEARING, M.A. 1995. USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP). WEPP users summary. NSERL no 10. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana.

FOSTER, G.R. & MEYER, L.D. 1977. Soil erosion and sedimentation by water - an overview. Proceedings of the National Symposium on Soil Erosion and Sedimentation by Water (Chicago), ASAE, St. Joseph. p.1-13, p.1977.

FOOD AND AGRICULTURAL ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS - FAO. Conservation agriculture when agriculture is profitable and sustainable. Roma: Land and Water Development Division/FAO, 2002. (FAO Land and Digital Media Series, 18) CD-ROM.

FREDE, H. G.; GÄTH, S. 1995. Soil Surface Roughness as the Result of Aggregate Size Distribution 1. Report: Measuring and Evaluation Method. Journal of Plant Nutrition and Soil Science. v.158, p.31-35.

GASCUEL-ODOUX, C.; BRUNEAU, P. 1990. A morphological assessment of soil microtopography using a digital elevation model on one square metre plots. Catena. v.17, p.315-325.

GILLIOT, J.M., VAUDOUR, E., MICHELIN, J., 2017. Soil surface roughness measurement: A new fully automatic photogrammetric approach applied to agricultural bare fields. Computers and Electronics in Agriculture, v.134, p.63-78.

GÓMEZ, J. A.; NEARING, M. A. 2005. Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surface in a laboratory experiment. Catena. v.59, p.253-266.

GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, M. 1991. La Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo. Pasado, presente y futuro. Ecología, v.5, p.13-50.

GOVAERTS, B.; VERHULST, N.; CASTELLANOS-NAVARRETE, A.; SAYRE, K. D.; DIXON, J.; DENDOOVEN, L. 2009. Conservation agriculture and soil carbon sequestration: between myth and farmer reality. Critical Reviews in Plant Science, v.28, n.1, p.97-122.

GOVERS, G., TAKKEN, I., AND HELMING, K. 2000. Soil roughness and overland flow. Agronomie. v.20, n.2, p.131-146.

GRAU, J. B.; MÉNDEZ, V. TARQUIS, A. M.; DÍAS, M. C.; SAA, A. 2006. Comparison of gliding box and box-counting methods in soil image analysis. *Geoderma*. v.134, p.349-359.

GREELAND, D. L.; RIMMER, D. e PAYNE, D. 1975. “Determination of the structural stability class of English and weish soils using a water coherence test”. *Journal Soil Science*. v.26, p.294-303.

GUERRA, A. J. T. 1995. Processos erosivos nas encostas. In: GUERRA, A.J.T. *Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos*. 2ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. p.149-209.

GUITIÁN OJEA, F., CARBALLAS, T. 1976. *Técnicas de análisis de suelos*. Ed. Pico Sacro. 2ª Edic. Santiago de Compostela.

GUZHA, A.C. 2004. Effects of tillage on soil microrelief, surface depression storage and soil water storage. *Soil & Tillage Research*, v.76, p.105-114.

HARRAL, B. B. and COVE, C. A. 1982. Development of an optical displacement transducer for the measurement of soil surface profiles. *Journal Agricultural Engineer Research*. v.27, p.421-429.

HELMING, K.; ROTH, C. H.; WOLF, R, & DIESTEL, H. 1993. Characterization of rainfall-microrelief interactions with runoff using parameters derived from Digital Elevation Models (DEMs). *Soil Technology*. v.6, p.273–286.

HELMING, K.; JESCHKE.; STORL, J. 1991. Surface reconstruction and change detection for agricultural purposes by close range photogrammetry.

IVANOV, N.; BOISSARD, P.; CHAPRON, M. & ANDRIEU, B. 1995. Computer stereo plotting for 3-D reconstruction of a maize canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.75, p.85–102.

HANSEN, B.; SCHJONNING, P. & SIBBESEN, E. 1999. Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. *Soil Tillage Research*. v.52, p.103-111.

- HELMING, K.; RÖMKENS, M. J. M. & PRASAD, S. N. 1998. Surface roughness related processes of runoff and soil loss: a flume study. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.62, p.243-250.
- HENTSCHEL, H. G. E.; PROCACCIA, I. 1983. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica D*. v.8, p.435–444.
- HUANG, C.: 1998. Quantification of soil microtopography and surface roughness, in: *Fractals in Soil*, edited by: Baveye, P., Parlange, J. Y. and Stewart, B. A., Science, 377pp.
- HUANG, C. & BRADFORD, J.M. 1990. Portable laser scanner for measuring soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, v.54, p.1402-1406.
- HUANG, C; WHITE, I.; THWAITE, E.G. & BENDELLA, A. 1988. A noncontact laser system for measuring soil surface topographi. *Soil Science Society America Journal*, v.2, p.350-355.
- HUDSON, N.W. 1977. *Soil conservation*. Ithaca, Cornell University Press. 320p.
- HUDSON, N. W. 1995. *Soil Conservation*. 3. ed. Ithaca: Cornell University Press, 324p
- INGRAM, J.; LEE, J.; VALENTIN, C. H. 1996. The GCTE soil erosion network: A multi-participatory research program. *Journal of Soil and Water Conservation*, v.51, p.377-380.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1986. *Orientações para o combate à erosão no Estado de São Paulo, Bacia do Peixe Paranapanema*. v.6, Relatório 24. São Paulo: IPT.
- ISAAKS, E.H. & SRIVASTAVA, R.M. 1989. *An introduction to applied geostatistics*. New York, Oxford University Press. 561p.
- JAMES, M. R. AND VARLEY, N. 2012. Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L22303.
- JESTER, W. E KLIK, A. 2005. Soil surface roughness measurement - Methods, applicability, and surface representation. *Catena* v.64, p.174–192.

JOHNSON, C. B.; MANNERING, J. V.; MOLDENHAUER W. C. 1979. Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses. *Soil Science Society of America Journal*, v.43, p.772-777.

JULIAN, P. 1998. *Erosion and sedimentation*. Cambridge University Press, Cambridge, New York: p.1-54.

KAMPHORST, E. C.; JETTEN, V.; GUÉRIF, J.; PITKANEN, J.; IVERSEN, N. V.; DOUGLAS J. T.; GONZÁLES, A. P. 2000. Predicting depression storage from soil roughness. *Soil Science Society Ambient Journal*. v.64, p.1749-1758.

KARMANN, I. 2000. “Ciclo da água, Água subterrânea e sua ação geológica”. *Decifrando a Terra*. W. Teixeira, M. C. M. Toledo, T. R. Fairchild & F. Taioli (org). Oficina de Textos, São Paulo, p.114-138.

Kendall, H. & Pimentel, D. 1994. Constraints on the expansion of global food supply. *Ambio*, v.23, p.198-205.

KENDALL, H.W., & PIMENTEL, D. 1994. Constraints on the expansion of the global food supply. *Ambio*. v.23, p.198-205.

KHOSHELHAM, K.; ELBERINK, S. O. 2012. Accuracy and Resolution of Kinect Depth Data for Indoor Mapping Applications. *Sensors*. v.12, p.1437–1454.

KUIPERS, H. 1957. A relief meter of soil cultivation studies. *Neth. Journal Agricultural Science*. v.5, p.255-262.

KVÆRNØ, S. H. 2011. Variability and uncertainty in soil physical properties: Effects of data source on functional criteria, Bioforsk Soil and Environment, Norwegian University of Life Sciences, Ås, Norway, 45p.

LI, J.; CARLSON, B. E.; LACIS, A.A. 2009: A study on the temporal and spatial variability of absorbing aerosols using total ozone mapping spectrometer and ozone monitoring instrument aerosol index data. *Journal Geophysical Research*. v.114, p.1-9.

LIEVENS, H.; VERNIEUWE, J.; LVAREZ MOZOS, B.; DE BAETS, N. E. C.; Verhoest, 2009. Error in radar-derived soil moisture due to roughness parameterization: An analysis based on synthetic surface profiles, *Sensors*. v.9, n.2, p.1067-1093.

LIMA, J.; JÚNIOR, N. & SANTOS, P. 2000. Reservoir sedimentation assessment guideline. Hydrological Studies and Information Department, Brazilian Electricity Regulatory Agency, Brasília, p.5-41.

LINO, A. C. L. 2002. Técnica ótica de Moiré visando a aplicação no estudo de superfícies irregulares. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) Universidade Estadual de Campinas, SP. 86p.

LEWIS F. RICHARDSON. 1961. The problem of contiguity: An appendix to Statistic of Deadly Quarrels». Ann Arbor, Mich.: The Society, Society for General Systems Research. General systems: Yearbook of the Society for the Advancement of General Systems Theory. v.6, p.140-187.

L. F. RICHARDSON. 1961. The Problem of Contiguity: An Appendix to Statistics of Deadly Quarrels. General System Yearbook v.6, p.139-187.

LIÑARES, L. M. & CASTRO, T. M. M. 1998. Medida de la rugosidad del suelo en terrenos de cultivo. En: ORTIZ, G. A.; FRANCH, S. F. Eds. V Reunión Nacional de Geomorfología. Barcelona, p.731-734.

LADO LIÑARES, M. 1999. 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. 265p.

LAFAYETTE, K. P. V.; CANTALICE, J. R. B.; COUTINHO, R. Q. 2011. Resistência à erosão em ravinas em latossolo argilo arenoso. Revista Brasileira de Ciência do Solo. v.35, p.2167-2174.

LANE, L.J. & NEARING, M.A. 989. USDA Water erosion prediction project: Hillslope profile model documentation. West Lafayette, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory. NSERL Report, 2.

LINDEN, D.R.; VAN DOREN JR., D.M. & ALLMARAS, R.R. 1988. A model of the effect of tillage induced soil surface roughness on erosion. Int. Soil Tillage Research. v.1, p.373-378.

LINDEN, D.R & VAN DOREN Jr.; D.M. 1986. Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, v.50, p.1560-1565.

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

LOPES, P. R. C.; CASSOL, E. A.; COGO, N. P. 1987a. Influência da cobertura vegetal morta na redução da velocidade de enxurrada e na distribuição de tamanho de sedimentos transportados. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.11, p.193-197.

LOWE, D. G. 2004. Object recognition image features from scale-invariant keypoint. *International Journal of Computer Vision*, v.60, n.2, p.91-110.

LUDWIG, B., BOIFFIN, J., CHADOEUF, J and AUZET, A.V 1995. Hydrological Structure and Erosion Damage Caused by Concentrated Flow in Cultivated Catchments. *Catena*. v.25, p.227-252.

MACHADO, R. L. T.; MACHADO, A. L. T.; TURATTI, A. L.; REIS, A. V. & ALONÇO, A. S. 1996. Avaliação do desempenho de escarificador em planossolo. *Revista Brasileira de Agrociência*. Pelotas, RS, v.2, n.3, p.151-154.

MAGUNDA, M.K.; LARSON, W.E.; LINDEN D.R. & NATER, E.A. 1997. Changes in microrelief and their effects on infiltration and erosion during simulated rainfall. *Soil Technology*, v.10, p.57-67.

MALINVERNO, A. 1990. A single method to estimate the fractal dimension of selfaffine series. *Geophysical Research. Lett.* v.17, p.1953–1956.

MANDELBROT, B.; VAN NESS, J.W. 1968. "Fractional Brownian motions, fractional noises and applications", *SIAM Review*. v.10, n.4, p.422–437.

Mandelbrot, B. 1982. *The fractal Geometry of Nature*. San Francisco: Freeman.

MANNERING, J. V.; MEYER, L. D. 1962. The effects of various rates of surface mulch on infiltration and erosion. *Soil Science Society Ambiental Journal*.v.27, p.84-86.

- MARINHO, M. A.; WERISON, M.; VÁZQUEZ, E. V.; LADO, M.; PAZ-GONZÁLEZ, A. 2017. Depth distribution of soil organic carbon in an Oxisol under different land uses: Stratification indices and multifractal analysis. *Geoderma*. v.287, p.126-134.
- MARTINEZ-AGUIRRE, A.; ÁLVAREZ-MOZOS, J.; GIMÉNEZ, R. 2016. Evaluation of surface roughness parameters in agricultural soils with different tillage conditions using a laser profile meter. *Soil and Tillage Research*, v.162, p.19-30.
- MASIERO, A. & VETTORE, A., 2016. Improved feature matching for mobile devices with IMU. *Sensors* v.16, n.8, p.1243.
- MASIERO, A., FISSORE, F., GUARNIERI, A., PIROTTI, F. & VETTORE, A., 2015a. UAV positioning and collision avoidance based on RSS measurements. *ISPRS - International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. v.40, n.1, p.219.
- MELLO, R.C. 2004. Alterações físicas em um Latossolo Roxo em função da velocidade de aração e do ângulo horizontal dos discos. *Acta Scientiarum. Agronomy*, v.26, n.1, p.35-40.
- MELLO, E. L.; BERTOL, I.; ZAPAROLLI, V.; CARRAFA, M. R. 2003. Perdas de solo e água em diferentes sistemas de manejo de um nitossolo háplico submetido à chuva simulada. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.27, p.901-909.
- MEYER, L.D & WISCHMEIER, W.H. 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Transaction American Society Agricultural Engineers*, v.12, p.754-758.
- MICHELETTI N, CHANDLER JH, LANE SN. 2014. Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure-from-motion photogrammetry using a smartphone. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- MILLER, M.P.; SINGER, M.J.; NIELSEN, D.R. 1988. Spatial variability of wheat yield and soil properties on complex Rugosidade Superficial do Solo 233 hills. *Soil Science Society America Journal, Madison*, v.52, p.1133-1141.

MIRANDA, J. G. V. & GOZALEZ, A. P. 1998. Influencia de las características iniciales de la superficie y la precipitación de la dimensión fractal del microrrelieve del suelo, Caderno de Laboratório Xeolóxico de Laxe, Facultad de Ciencias, Universidade da Coruña, La Coruña, España, p.121-136.

MITCHELL, J. K.; JONES Jr, B. A. 1978. Micro-relief surface depression storage: changes during rainfall events and their application to rainfall runoff models. *Water Resources Bull*, v.14, p.777-802.

MITCHELL, J.K. & JONES Jr. 1976. Micro-relief surface depression storage: analysis of models to describe the depth-storage function. *American Water Resources Association*, v.12, p.1205-1222.

MORAN, C.J., VE´ZINA, G., 1993. Visualizing soil surfaces and crop residues. *IEEE Computer Graphics and Applications* v.13 n.2, 40–47.

MORGAN, D. L. 1997. *Focus group as qualitative research* (2nd ed.). Thousand Oaks, California: Sage

MOORE, I. D.; LARSON, C. L. 1979. Estimating micro-reliefsurface storage from point data. *Transaction American Society Agricultural Engineers*, v.20, p.1073-1077.

NAVAS, A.; ALBERTO, F.; MACHIN, J.; GALAN, A. 1990. Design and operation of a rainfall simulator for field studies of runoff and soil erosion. *Soil Technology*, v.3, p.385-397.

NASH, J.E. & SUTCLIFFE, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal Hydrological*. v.10, p.282-290.

OELZE, M. L.; SABATIER, J. M.; RASPET, R. 2003. Roughness measurements of soil surface by accoust backscatter. *Soil Science Society of America Journal*. v.67, p.241-250.

OLIVEIRA, I. A. 2013. Caracterização de solos sob diferentes ambientes na região Sul do Amazonas. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal. 105p.

OLIVEIRA, I. A. de; CAMPOS, M. C.; FREITAS, L. de; SOARES, M. D. R. 2015. Caracterização de solos sob diferentes usos na região sul do Amazonas. *Acta Amazonica*, v.45, n.1, p.1-12.

OLIVEIRA, M.A.T. 1995. Observação de marcas de erosão e cadastramento de voçorocas em meio rural. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO, 5, Bauru. Anais. Bauru, ABGE-UNESP. p.253-255.

ONSTAD, C. A. 1984. Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transaction American Society Agricultural Engineers*, v.27, p.729-732.

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

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; POESEN, J.; BALLABIO, C. L.; MEUSBURGER, K.; MONTANARELLA, L.; ALEWELL, C. 2015. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, v.54, p.438-447.

PANACHUKI, E.; BERTOL, I.; SOBRINHO, T. A.; OLIVEIRA, P. T. S.; RODRIGUES, D. B. B. 2011. Perdas de solo e de água e infiltração de água em latossolo vermelho sob sistemas de manejo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.35, p.1777-1785.

PARISI G. and FRISCH, U. 1985. On the singularity structure of fully developed turbulence; appendix to Fully developed turbulence and intermittency, by U. Frisch, in: *Proc. Int. Summer School Phys. Enrico Fermi, North-Holland*, p.84–88.

PARDINI, G.; GALLART, F. A. 1998. Combination of laser technology and fractals to an soil surface roughness. *European Journal of Soil Science*. v.49, p.197 – 202.

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

PAZ, A.G.; TABOADA, M.T. 1996. Medida del microrrelieve del suelo y estimación de la retención hídrica en depresiones de la superficie. *Jornal de la Sociedad Española de Geomorfología, La Coruña*, v.34, p.829-841.

PERFECT, E., & B.D. KAY. 1995. Applications of fractals in soil and tillage research: A review. *Soil Tillage Research*. v.36, p.1–20.

PLANCHON, O.; ESTEVES, M.; SILVERA, N. 1998. Le micro-relief d'un sol sarclé: mesure, modélisation et conséquences sur le ruissellement et l'érosion. 16^{eme} Congr. Inter. de Sci. du Sol. AISS. p.477-457.

PICHER, E. 1953. Boçorocas. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. v.1, p.3-16.

PIERROT DESEILLIGNY, M.; PAPANODITIS, N. 2006. A multiresolution and optimization-based image matching approach: An application to surface reconstruction from SPOT5-HRS stereo imagery Workshop On Topographic Mapping From Space (With Special Emphasis on Small Satellites), Ankara, Turquie, 02.

PIERMATTEI, L.; CARTURAN, L.; GUARNIERI, A. 2015. Use of terrestrial photogrammetry based on structure from motion for mass balance estimation of a small glacier in the Italian Alps, *Earth Surf. Processes Landforms*. v.40, p.1791–1802.

PIKE, R.J. 2000. Geomorphometry-diversity in quantitative surface analysis. *Physical Geography*. v.24, p.1–20.

PINTO, M. A. DA S., 1990. Efeitos do fogo controlado nos processos hidrológicos. Vila Real: Universidade de Trás-os-Montes e alto Douro. Relatório Final de Estágio.

CACHEIRO-POSE, M.; PAZ-GONZÁLEZ, A.; VALCÁRCEL-ARMESTO, M. 2001. Dependencia espacial de datos topográficos a escala de ladera y pequeña cuenca agrícola. *Caderno de Laboratório de Xeoloxía, Laxe*, v.26.

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

POLYAKOV, V. O.; NEARING, M. A. 2003. Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions. *Catena*. v.51, p.33-43.

POTTER, K.N. 1990. Soil properties on random roughness decay by rainfall. *Transactions of the ASAE*. v.33, n.6, p.1889-1892.

PROSDOCIMI, M., CALLIGARO, S., SOFIA, G., DALLA FONTANA, G., Y TAROLLI, P. 2015. Bank erosion in agricultural drainage networks: new challenges from

structure-from-motion photogrammetry for post-event analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.40, p.1891-1906.

RAMOS, J. C. 2015. 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.

RAMOS, J. C. 2014. Influência das condições de superfície e do cultivo do solo na erosão hídrica em um Cambissolo Húmico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v.38, p.1587-1600.

RAMOS, J. C. 2013. 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.

REICOSKY, D. C.; SAXTON, K. E. 2007. The benefits of no-tillage. BAKER, C. J.; SAXTON, K. E. (Ed.). *No-tillage seeding in conservation agriculture*. 2nd ed. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations – FAO. p. 11–20.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; McCOOL, D. K.; YODER, D. C. 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agricultura. 384p. (Agriculture Handbook, 703).

RISSE, L. M.; NEARING, M. A.; NICKS, A. D.; LAFLEN, J. M. 1993. Error assessment in the universal soil loss equation. *Soil Science Society Ambiental Journal*. v.57, p.825-833.

RIBEIRO, B. T.; LIMA, J. M.; MELLO, C. R.; CAROLINO de SÁ, M. A., OLIVEIRA, G. C. 2009. Relationship between raindrops and ultrasonic energy on the disruption of a Haplic Cambisol. *Ciência e Agrotecnologia*, v.33, p.814–823.

RÖMKENS, M.J.M.; HELMING, K. & PRASSAD, S.N. 2001. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena*, v.456, p.103-123.

- ROSA, D. P. 2007. Comportamento dinâmico e mecânica do solo sob níveis diferenciados de escarificação. 2007, Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS. 122p..
- RÖMKENS, M. J. M.; WANG, J. Y. 1985a. Soil roughness changes of tillage systems form rainfall. American Society Agricultural and Engineers. v.85, p.2048-2068.
- RÖMKENS, M. J. M.; WANG, J. Y. 1985b. Soil translocation by rainfall. Journal Mississippi Academy of Science. v.30, p.9-21.
- RÖMKENS, M. J. M. 1985. The soil erodibility factor: a perspective In: S. A. El- Swaify, W. C. Moldenhauer, & A. Lo (Eds.), Soil erosion and conservation. Ankeny, Iowa, USA: Soil Conservation Society of America. p.445-461.
- RÖMKENS, M.J.M.; HELMING, K. & PRASSAD, S.N. 2001. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. Catena. v.456, p.103-123.
- RÖMKENS, M. J. M. & WANG, J. Y. 1986. Effect of tillage on soil roughness. Transaction American Society Agricultural. Engineers. v.29, p.429-433.
- SALEH, A. 1993. Soil roughness measurement, chain method. Journal Soil Water Conservation. v.48, p.527-592.
- SALOMÃO, F. X. T.; IWASA, O. Y. 1995. Erosão e a ocupação rural e urbana. In: BITAR, O. Y. (Coord.). Curso de geologia aplicada ao meio ambiente. ABGE/IPT – Série Meio Ambiente. p.31-57.
- SAMPER, F. J.; CARREIRA, J. 1990. Geoestadística: Aplicaciones a la hidrologia subterránea. Barcelona: Centro Internacional de Métodos Numéricos En Ingenieria, Universidad Politécnica de Cataluña.
- SAN JOSÉ MARTÍNEZ, F.; CANIEGO, J.; BAEZ, C. G. G.; ESPEJO, R. 2010. Representative elementary area for multifractal analysis of soil porosity using entropy dimension. Nonlinear Processes in Geophysics. v.14, p.503-511.

SCHICK, J.; BERTOL, I.; BATISTELA, O. & BALBINOT JUNIOR, A.A. 2000. Erosão hídrica em Cambissolo Húmico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: I. Perdas de solo e água. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.24, p.427-436.

SILVA, A. M.; SCHULZ, H. E. 2002. Redução do desprendimento das partículas do solo mediante uso de resíduos vegetais de origem urbana. *Revista Brasileira de Engenharia F. T. Ramos et al. Gl. Sci. Technol.*, v. 04, n. 01, p.38 – 50, jan/abr. 2011. *50 Agrícola e Ambiental, Campina Grande*, v.6, n.3, p.531-534.

SNAPIRA, B.; HOBBSA, S.; WAINE, T. W. 2014. Roughness measurements over an agricultural soil surface with Structure from Motion. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. v.96, p.210-223.

STEICHEN J. M. 1984. Infiltration and random roughness of a tilled and untilled claypan soil *Soil and Tillage Research*. v.4, p.251-262.

SHARMA, R. K.; GUPTA, A. K. 2010. Continuous wave acoustic method for determination of moisture content in agricultural soil. *Computers and Electronics Agriculture*, v.73, p.105-111.

SHEIKH, V., VAN LOON, E., HESSEL, R., & JETTEN, V. 2010. Sensitivity of LISEM predicted catchment discharge to initial soil moisture content of soil profile, *J. Hydrol.*, v.393, p.174–185.

SIQUEIRA, G.M.; VIEIRA, S.R.; CEDDIA, M.B. 2008. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo determinados por métodos diversos. *Bragantia*, v.67, p.203-211.

SOUZA, S. P. 2011. Dimensão fractal de imagens digitais na determinação da rugosidade superficial do solo. Tese de doutorado. Universidade Federal de Viçosa. 105p.

SU, Y. Z.; ZHAO, H. L.; ZHAO, W. Z. & ZHANG, T. H. 2004. Fractal features of soil particle size distribution and the implication for indicating desertification. *Geoderma*. v.122, p.43-49.

TABOADA CASTRO, M. M. 2001. Morfología de las superficies cultivadas en relación con la infiltración, la formación del excedente de agua y la erosión. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 487 p.

TIWARI, A.K.; RISSE, L.M. & NEARING, M.A. 2000. Evaluation of WEPP and its comparison with USLE and RUSLE. Transactions of the American Society Agronomy of Agricultural Engineers. v.43, p.1129-1135.

RENARD, K.G. & FERREIRA, V.A. 1993. RUSLE model description and database sensitivity. J. Environ. Quality. v.22, p.458-466.

THOMSEN, L. M.; BAARTMAN, J.; BARNEVELD, R. STARKLOFF, T.; STOLTE, J. 2015. Soil surface roughness: comparing old and new measuring methods and application in a soil erosion model. European Geosciences Union. p.399-410.

THONON, I. & CACHEIRO POSE, M. 2001. Geostatistical interpolation of topographical field data in order to obtain a DEM of a small forest catchment in Northwest Spain. Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe, v.26.

TOMÁS, P. M. P. P., 1997. Modelos de previsão da erosão hídrica em solos agrícolas. Lisboa: Universidade Técnica de Lisboa - Instituto Superior Técnico. Tese de Doutoramento. 248p.

ULLAH, W., DICKINSON, W.T. 1979a: Quantitative description of depressional storage using digital surface model: I. Determination of depressional storage. J. of Hydrology. v.42, p.63-75

ULLMAN, S., 1979. The interpretation of structure from motion: Proceedings of the Royal Society of London B, v.203, p.405-426,

VALCÁRCEL ARMESTO, M., PAZ GONZÁLEZ, A. DAFONTE DAFONTE, M3 • T. y TABOADA CASTRO, M3 • T. 1999. Importancia de las prácticas agrícolas en el control de los procesos erosivos y evaluación mediante modelos de la incidencia de las mismas. En: Avances sobre el estudio de la erosión hídrica. Editado por Paz González, A. y Taboada Castro, M. T. Colección Cursos Congresos y Simposios, 52. Universidad de A Coruña. pp. 7-43.

VAUCLIN, M.; VIEIRA, S. R.; BERNARDI, R., HATFIELD, J. L. 1982. Spatial variability of surface temperature along two transects of bare soil. Water Resources Research, Washington, v.18, p.1677-1686.

VÁZQUEZ, E. V.; VIEIRA, S. R.; DE MARIA, I. C. & GONZÁLEZ, A. P. 2009. Geostatistical analysis of microrelief of an oxisol as a function of tillage and cumulative rainfall. *Scientia Agricola* v.66, n.2, p.225-232.

VIDAL VÁZQUEZ, E.; MIRANDA, J. G. V.; ALVES, C. M.; PAZ GONZÁLEZ, A. 2006. Effect of tillage on fractal indices describing soil surface microrelief of a Brazilian Alfisol. *Geoderma* v.134, p.428–439.

VIDAL VÁZQUEZ, E.; MIRANDA, J. G. V.; PAZ GONZÁLEZ, A. 2005. Characterizing anisotropy and heterogeneity of soil surface microtopography using fractal models. *Ecol. Modell.* v.182, p.337–353.

VÁZQUEZ, E. V. & GONZÁLEZ, A. P. 2003a. Consideraciones sobre la evaluación de la rugosidad y el cálculo de la retención de agua en microdepresiones. Universidad Nacional Del Nordeste, Comunicaciones Científicas y Tecnológicas, La Coruña, España. 4p.

VÁZQUEZ, E. V. & GONZÁLEZ, A. P. 2003b. Evaluación del microrrelieve de la superficie del suelo medido a diferentes escalas. *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*, Vol. VI. Área de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Ciencias. Universidad de La Coruña, Campus de La Zapateira, La Coruña, España, p.203-208.

VERMANG, J.; NORTON, L.D.; BAETENS, J.M.; HUANG, C.; CORNELIS, W.M.; GABRIELS, D. 2013. Quantification of soil surface roughness evolution under simulated rainfall. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers*, v.56 (2), p.505–514.

VIDAL VÁZQUEZ, E. 2002. Influencia de la precipitación y el laboreo en la rugosidad del suelo y la retención de agua en microdepresiones. Tesis Doctorado. Facultad de Ciencias, Universidad da Coruña. A Coruña, 430p.

VIEIRA, S.R.; MILLETE, J.; TOPP, G.C.; REYNOLDS, W.D. 2002. Handbook for geostatistical analysis of variability in soil and climate data. In: ALVAREZ V., V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R.; BARROS, N.F.; MELLO, J.W.V. & COSTA, L.M., eds. *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. v.2, p.1-45.

VITORINO, A. C. T.; FERREIRA, M. M.; OLIVEIRA, G. C.; DIAS JÚNIOR, M. S.; SÁ, M. A. C. de; LIMA, J. M.; CURI, N. 2001. Níveis de energia ultra-sônica na dispersão de argila de solos da região de Lavras (MG). *Ciência e Agrotecnologia*, Lavras, v.25, n.6, p.1330-1336.

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

WAGNER, L. E.; YIMING YU. 1991. Digitization of profile meter photographs. *Trans. American Society Agricultural Engineers*. v.34, n.2. p.412-416.

WANG, D.; FU, BOJIE.; ZHAO, W.; HU, H.; WANG, Y. 2008. Multifractal characteristics of soil particle size distribution under different land-use types on the Loess Plateau, China. *Catena*. v.72, p.29-36.

WARNER, W. S. 1995. Mapping a three-dimensional soil surface with handheld 35 mm photography. *Soil & Tillage Research*, v.34, p.187-197.

WEIL, R. R.; BRADY, N. C. 2009. *Elements of Nature and Properties of Soil*. Student Value Edition, 3rd Edition. p.624.

WESTOBY, M.J., BRASINGTON, J., GLASSER, N.F., HAMBREY, M.J., REYNOLDS, J.M., 2012. "Structure-from-Motion" Photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*. v.179, p.300- 314.

WHITEHEAD, K., MOORMAN, B. J.; HUGENHOLTZ, C. H. 1984. Brief Communication: Low-cost, on-demand aerial photogrammetry for glaciological measurement, *The Cryosphere*. v.7, p.1879–1884.

WILLIAMS, S. J.; NEARING, M.; NICKS, A. SKIDMORE, E.; VALENTIN, C.; KING, K.; SAVABI, R. 1996. Using soil erosion models for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation*. v.51, p.381-385.

WILSON, M. G. J.; MIRÁS-AVALOS, J.; LADO, M.; PAZ-GONZÁLEZ, A. 2016. Multifractal Analysis of Vertical Profiles of Soil Penetration Resistance at Varying Water Contents. *Vadose Zone J*. v.15

WITKIN, A. P. 1983. Scale-space filtering. In: THE INTERNATIONAL JOINT CONFERENCE ON ARTIFICIAL INTELLIGENCE OF BIOLOGICAL SYSTEMS. Proceedings... v.1, n.1, p.1019-1022.

WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. Washington: USDA. 58 p. (Agricultural Handbook, 537).

WISCHMEIER, W. H. 1959. A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. Soil Science Society America Proceedings, v.23, p.246-249.

WISCHMEIER, W. H. & MANNERING, J. V. 1969. Relation of soil properties to its erodibility. Soil Science Society Proceedings, v.33, p.131-137.

WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. 1962. Soil loss estimation as a tool in soil and water management planning. Inst. Ass. Sci. Hidrology Common Land Erosion. Pub. p.148-159.

WOODGET A. S.; CARBONNEAU P. E.; VISSER F, MADDOCK I. P. 2015. Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS imagery and structure from motion photogrammetry. Earth Surf Process Landforms. 40(1):47–64.

WU, C., 2011. VisualSFM: A visual structure from motion system.

ZOBECK, T.M. & ONSTAD, C.A. 1987. Tillage and rainfall effects on random roughness: A review. Soil Till. Res., v.9, p.1-20.

ZOLDAN JUNIOR, W.A. Rugosidade superficial do solo ocasionada por uma operação de escarificação aplicada após cinco anos e meio de uso de sistemas de manejo do solo, e suas relações com a erosividade da chuva e erosão hídrica em um Nitossolo Háplico. Lages, UDESC, 2006. 100p.

ZOLDAN JUNIOR, W.A.; BERTOL, I.; PEGORARO, R.; FABIAN, E.L.; ZAVASCHI, E.; VIDAL VÁZQUEZ, E. 2008. Rugosidade superficial do solo formada por escarificação e afetada pela erosividade da chuva. Revista Brasileira de Ciência do Solo. v.32, p.353-362.

8.- ANEXOS

Tabela 01. Características de diversos rugosímetros de hastes para determinação do microrrelevo do solo (adaptado de Zobeck e Onstad, 1987; Vidal Vázquez, 2002).

Ano de publicação	Autores	Número de hastes	Espaçamento vertical (mm)	Resolução (mm)
1957	Kuipers	20	270	<5
1963	Burwell <i>et al.</i>	20	400	2.5
1966	Kincaid y Williams	11	500	15
1967	Schafer y Lovely	1	460	1.3
1969	Heermann <i>et al.</i>	1	-	0.1
1971	Currence y Lovely	1	>300	1.3
1972	Curtis y Cole	40	900	15
1973	Mitchell y Jones	1	>300	1.3
1974	Monteith	40	300	10
1976	McCool <i>et al.</i>	145	410	1
1977	Dexter	1	-	1
1978	Simanton <i>et al.</i>	100	-	-
1979	Moore y Larson	18	400	1.25
1980	Henry <i>et al.</i>	1	350	<5
1981	Radke <i>et al.</i>	312	250	1
1981	Podmore y Huggins	1	33	0.005
1981	Van Ouwerkerk <i>et al.</i>	10	200	1
1984	Hirschi <i>et al.</i>	72	450	1
1998	Planchon <i>et al.</i>	1	-	1
1998	Blijenberg	57	400	1
1998	Douglas	78	400	1
1998	Lado Liñares y Taboada Castro	76	410	1

Tabela 02. Características de alguns rugosímetros (infravermelho e laser) empregados para estudos de medida da rugosidade superficial do solo (adaptado de Fernández Rueda, 1997; Vidal Vázquez, 2002).

Ano de publicação	Autores	Tipo de sensor	Espaçamento vertical (mm)	Resolução horizontal* (mm)
1982	Harral y Cove	Infravermelho	300	<5
1985	Römken <i>et al.</i>	Infravermelho	500	2.5
1988	Huang <i>et al.</i>	Laser	400	<1
1990	Bertuzzi <i>et al.</i>	Laser	400	<0.5
1995	Schjonning	Laser	500	<2.5

Tabela 03. Índices de rugosidade mais frequentes utilizados em trabalhos anteriores (adaptado de Kamphorst *et al.*, 2000; Vidal Vázquez, 2002).

Índice	Ecuación	Referencia
RR	$RR = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_i - \bar{Z})^2}{n}}$ <p>Z_i = altura en el perfil localizado en i n = número de puntos</p>	Allmaras <i>et al.</i> (1966) Currence y Lovely (1970)
T_B	$T_B = L_1 / L_0$ <p>L_1 = longitud del perfil de la superficie L_0 = distancia horizontal entre los puntos iniciales y finales del perfil</p>	Boiffin (1984)
T_P	$T_P = (L_1 - L_0) / L_0 = T_B - 1$	Planchon <i>et al.</i> (1998)
T_B en 3D	$T_B = TSA / TMA$ <p>TSA = área de la superficie TMA = área del mapa</p>	Helming <i>et al.</i> (1992, 1993)
T_S, T_A	$T_S = T_A = 100 (L_1 - L_0) / L_1 = 100 (1 - 1 / T_B)$	Auerswald (1992); Morgan <i>et al.</i> (1998); Saleh (1993)

LD y LS	$LD = 1/a ; LS = 1/b$ $\frac{l}{\Delta Z_h} = b * \frac{l}{\Delta X_h} + a$ <p>$a, b =$ parámetros de la regresión en $l/\square Z_h = a + b(1/h)$;</p> <p>$\square Z_h =$ varianza de primer orden</p> <p>$h =$ escala</p>	Linden y Van Doren (1986)
Fractales D, l	$D = 3 - H$ H, l parámetros de regresión en: $\log(\square) = 2H \log(h) + l$; $\square =$ semivarianza; $h =$ lag	Burrough (1983a b, 1989); Huang y Bradford (1992)
Fractal F_B	$\ln(T_B) = F_B \ln(d) + c$ $F_B, c =$ parámetros de la regresión $d =$ espaciado muestral	Bertuzzi <i>et al.</i> (1990)
Fractal F_M	$T_s = F_M \log(e) + f$ $F_M, f =$ parámetros de regresión; $e =$ longitud de los eslabones de la cadena	Merril (1998)
MIF	$MIF = MI * F$ $MI =$ área por unidad de longitud entre un perfil de la superficie y la recta de regresión que la cruza; $F =$ número de elevaciones máximas por unidad de longitud del transecto	Römken y Wang (1985a y b, 1986)
MUD	$MUD = \frac{l}{m} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \Delta Z / (n - 1)$ <p>$\square Z = Z_0 - Z_i$ para $Z_i < Z_0$; $\square Z = 0$ para $Z_i \geq Z_0$</p> <p>$Z_i =$ altura en un subsegmento</p> <p>$Z_0 =$ punto de referencia en el subsegmento</p> <p>$m =$ número de subsegmentos por perfil</p> <p>$n =$ número de alturas por subsegmento</p>	Hansen <i>et al.</i> (1999)

Incluir índices α e $f(\alpha)$.

Tabela 04.- Rugosidade aleatória em diferentes sistemas de preparo do solo e condições de superfícies, nas três repetições, antes e após uma série de três precipitações simuladas

Preparo do solo	Condição Superfície	Repetições	RR (mm)		Redução (mm)
			Antes	Depois	
T1	SC	1	1.36	0.99	27.22
		2	1.33	1.23	7.60
		3	1.15	1.03	11.13
		Média	1.28	1.08	15.60
T1	CO	1	1.30	1.09	16.15
		2	0.86	0.54	36.62
		3	1.08	0.82	24.07
		Média	1.08	0.82	24.21
T1	TA	1	0.98	0.86	12.86
		2	1.23	0.98	20.51
		3	1.20	1.22	-1.95
		Média	1.14	1.02	10.40
T2	SC	1	1.25	1.16	7.34
		2	1.34	1.02	24.15
		3	1.55	1.43	7.77
		Média	1.38	1.20	12.95
T2	CO	1	1.37	1.21	11.84
		2	1.20	1.10	8.37
		3	1.28	1.15	10.16
		Média	1.28	1.15	10.20
T2	TA	1	1.13	1.05	6.72
		2	1.18	1.09	7.63
		3	1.24	1.13	8.16
		Média	1.18	1.09	7.52
T3	SC	1	1.43	1.29	9.79
		2	1.26	1.17	7.37
		3	1.60	1.42	10.90
		Média	1.43	1.30	9.49
T3	CO	1	1.18	1.04	12.11
		2	1.26	0.93	26.05
		3	1.22	0.98	19.67
		Média	1.22	0.98	19.41
T3	TA	1	1.60	1.32	17.69
		2	1.10	1.04	5.18
		3	1.21	1.24	-2.45
		Média	1.30	1.20	7.95

T1: escarificação; T2: aração+gradagem; T3: aração; SC: sem cobertura vegetal; CO: com cobertura vegetal; TA: tração animal.

Tabela 05.- Parâmetros de ajuste dos semivariogramas nos dois métodos estudados, antes e depois da simulação de precipitação.

Tratam.	Superf.	Rep.	Momento	Ajuste	C0	Patamar	Alcance
T1	SC	1	Antes	Exponencial	0.02	1.62	10.03
			Depois	Exponencial	0.03	0.88	12.21
		2	Antes	Esférico	0.00	2.15	14.84
			Depois	Esférico	0.00	2.15	14.84
		3	Antes	Esférico	0.03	1.30	9.25
			Depois	Esférico	0.01	1.01	9.55
T2	SC	1	Antes	Esférico	0.00	1.53	11.19
			Depois	Esférico	0.00	1.36	11.96
		2	Antes	Esférico	0.01	2.05	11.73
			Depois	Esférico	0.01	1.17	12.62
		3	Antes	Esférico	0.00	2.60	9.65
			Depois	Esférico	0.00	2.17	9.52
T3	SC	1	Antes	Esférico			
			Depois	Esférico			
		2	Antes	Esférico	0.02	1.38	7.43
			Depois	Esférico	0.01	1.16	8.08
		3	Antes	Esférico	0.00	2.58	10.37
			Depois	Esférico	0.00	2.00	12.20
T1	CO	1	Antes	Esférico	0.00	1.68	7.89
			Depois	Esférico	0.01	1.12	9.13
		2	Antes	Esférico	0.00	0.83	7.64
			Depois	Esférico	0.00	0.36	6.47
		3	Antes	Esférico			
			Depois	Esférico			
T2	CO	1	Antes	Esférico	0.00	1.89	7.39
			Depois	Esférico	0.00	1.47	7.37
		2	Antes	Esférico	0.00	1.52	10.62
			Depois	Esférico	0.08	1.31	11.96
		3	Antes	Esférico			
			Depois	Esférico			
T3	CO	1	Antes	Exponencial	0.10	1.15	8.69
			Depois	Exponencial	0.04	0.87	10.40
		2	Antes	Esférico	0.00	1.59	7.48
			Depois	Esférico	0.01	0.86	7.46
		3	Antes	Esférico			
			Depois	Esférico			
T1	TA	1	Antes	Exponencial	0.05	0.87	10.26
			Depois	Exponencial	0.02	0.65	10.62
		2	Antes	Esférico	0.00	1.48	10.85
			Depois	Esférico	0.00	0.94	10.52
		3	Antes	Linear	0.03	1.51	17.67
			Depois	Linear	0.14	1.44	18.35
T2	TA	1	Antes	Linear	0.00	1.19	17.89
			Depois	Linear	0.02	1.07	25.31
		2	Antes	Exponencial			
			Depois	Exponencial			
		3	Antes	Exponencial	0.04	1.25	13.63
			Depois	Exponencial	0.08	1.01	16.10
T3	TA	1	Antes	Exponencial	0.00	3.14	20.47
			Depois	Exponencial	0.00	2.01	15.92
		2	Antes	Esférico	0.05	0.88	7.79
			Depois	Esférico	0.06	0.85	19.74
		3	Antes	Esférico	0.04	1.59	16.68
			Depois	Esférico	0.21	1.26	17.60

T1: escarificação; T2: aração+gradagem; T3: Aração; SC: sem cobertura; CC: com cobertura; TA: tração animal; C0: efeito pepita.