

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA – UNESP
CÂMPUS DE JABOTICABAL**

**ERODIBILIDADE EM SULCOS E TENSÃO CISALHANTE
CRÍTICA DE LATOSSOLOS COM DIFERENTES TEORES DE
ÓXIDOS DE FERRO**

Grenda Hingrid Alcantara

Tecnóloga em Produção Sucoalcooleira

2018

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA – UNESP
CÂMPUS DE JABOTICABAL**

**ERODIBILIDADE EM SULCOS E TENSÃO CISALHANTE
CRÍTICA DE LATOSSOLOS COM DIFERENTES TEORES DE
ÓXIDOS DE FERRO**

Grenda Hingrid Alcantara

Orientador: Prof. Dr. Marcílio Vieira Martins Filho

Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias – Unesp, Câmpus de Jaboticabal, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Agronomia (Ciência do Solo).

2018

Alcantara, Grenda Hingrid
A347e Erodibilidade em sulcos e tensão cisalhante crítica de Latossolos
com diferentes teores de óxido de ferro / Grenda Hingrid Alcantara. --
Jaboticabal, 2018
xi, 60 p. : il. ; 29 cm

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, 2018
Orientador: Marcílio Vieira Martins Filho
Banca examinadora: José Marques Júnior, Vera Lucia da Silva
Farias
Bibliografia

1. Erosão em sulcos. 2. WEPP. 3. Sedimento. I. Título. II.
Jaboticabal-Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias.

CDU 631.459

Ficha catalográfica elaborada pela Seção Técnica de Aquisição e Tratamento da Informação –
Diretoria Técnica de Biblioteca e Documentação - UNESP, Câmpus de Jaboticabal.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Câmpus de Jaboticabal



CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: ERODIBILIDADE EM SULCOS E TENSÃO CISALHANTE CRÍTICA DE LATOSSOLOS COM DIFERENTES TEORES DE ÓXIDOS DE FERRO

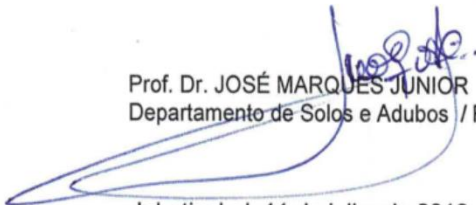
AUTORA: GRENDA HINGRID ALCANTARA
ORIENTADOR: MARCÍLIO VIEIRA MARTINS FILHO

Aprovada como parte das exigências para obtenção do Título de Mestra em AGRONOMIA (CIÊNCIA DO SOLO), pela Comissão Examinadora:

Prof. Dr. MARCÍLIO VIEIRA MARTINS FILHO
Departamento de Solos e Adubos / FCAV / UNESP - Jaboticabal

Profa. Dra. VERA LUCIA DA SILVA FARIAS
Universidade do Estado de Minas Gerais-UEMG / Frutal/MG

Prof. Dr. JOSÉ MARQUES JUNIOR
Departamento de Solos e Adubos / FCAV / UNESP - Jaboticabal



Jaboticabal, 11 de julho de 2018

DADOS CURRICULARES DO AUTOR

GRENDAL HINGRID ALCANTARA – Filha de Fabio Alcantara e Ângela Vieira Lima. Nasceu no município de Guapé – MG, em 13/02/1994. Tecnóloga em Produção Sucroalcooleira pela Universidade Estadual de Minas Gerais (UEMG), concluído em 2015. Durante a graduação participou como bolsista, do projeto de Iniciação Científica intitulado “A Dinâmica Erosiva em Cultura de Cana de Açúcar: Aplicação de Pesquisa Indutiva”.

“Tudo posso naquele que me fortalece.”

Filipenses 4:13

DEDICO

A Deus, pelo dom da sabedoria.

OFEREÇO

A toda minha família, especialmente aos meus avós, por todo amor, carinho e reconhecimento dos meus esforços.

AGRADECIMENTOS

À Deus, por me dar sabedoria e força para encarar os desafios do meu destino. E por sempre me abençoar na vida, com realizações, pessoas, amizades e família.

À toda minha família, que me incentivaram a correr atrás dos meus sonhos e por me fazer acreditar que eles se realizam.

Ao meu namorado, Daniel Pereira Pinheiro, por todos seus ensinamentos que só estiveram a agregar. Pelo seu amor e companheirismo, nesta etapa da minha vida.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marcílio Vieira Martins Filho, por toda atenção e cuidado como orientador. Só tenho a agradecer pelos seus ensinamentos, conhecimentos e confiança.

À Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias (FCAV/UNESP), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de mestrado concedida.

À Vera, que me guiou para o caminho da pós-graduação. Agradeço pelo carinho, confiança e incentivo. Pelas palavras de fé e por ser um exemplo de mulher guerreira.

As minhas amigas, Izabela, Aline, Diuli e ao meu amigo José Reinaldo, minha eterna gratidão por todo carinho e companhia, pelo ombro amigo nas horas difíceis, pelas palavras construtivas e por dividirem momentos únicos e especiais.

Aos meus colegas da FCAV e da Igreja Comunidade Cristã. Obrigada pelas trocas de experiências e por todo ensinamento.

Obrigada!

SUMÁRIO

	Página
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. Erosão em sulcos	5
2.2. Erodibilidade em sulcos	7
2.3. Tensão cisalhante crítica.....	10
2.4. Mineralogia da fração argila dos solos tropicais	11
2.5. Projeto de predição da erosão hídrica (wepp).....	13
3. MATERIAL E MÉTODOS	18
3.1. Banco de dados	18
3.2. Caracterização das áreas experimentais	18
3.3. Metodologia de campo	21
3.4. Caracterização hidráulica do escoamento nos sulcos.....	24
3.5. Taxas de desagregação e erodibilidade do solo em sulcos	30
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
5. CONCLUSÃO	49
6. REFERÊNCIAS	50

ERODIBILIDADE EM SULCOS E TENSÃO CISALHANTE CRÍTICA DE LATOSSOLOS COM DIFERENTES TEORES DE ÓXIDOS DE FERRO

RESUMO - Em modelos de predição da erosão, caso do *Water Erosion Prediction Project* – WEPP, há a necessidade da determinação de propriedades do solo relativas à sua resistência à erosão. Deste modo, o objetivo deste trabalho foi determinar a erodibilidade em sulcos (K_r) e a tensão cisalhante crítica (τ_c) em Latossolos com diferentes teores de óxidos de ferro na região nordeste do Estado de São Paulo. A erosão em sulcos foi avaliada com chuva simulada de intensidade média de 65 mm h^{-1} aplicada por 65 minutos, além de fluxos adicionais de água (11 , 39 e 64 L min^{-1}), em seis sulcos pré-formados, em cada Latossolo, com $9,0 \text{ m}$ de comprimento, $0,10 \text{ m}$ de profundidade e $0,25 \text{ m}$ de largura em cada solo. Os valores K_r para os Latossolos foram de $0,0094 \text{ s m}^{-1}$ a $0,0035 \text{ s m}^{-1}$. Os Latossolos mais cauliniticos apresentaram os maiores valores de K_r . Já os valores de τ_c foram de $2,915 \text{ N m}^{-2}$ a $2,514 \text{ N m}^{-2}$. A razão $Ct/(Ct+Gb)$ explicou 90% das variações na erodibilidade em sulcos e 94% das observadas para a tensão cisalhante crítica nos quatro Latossolos.

Palavras-chave: erosão em sulcos, WEPP, sedimento, regime do fluxo.

RILL ERODIBILITY AND CRITICAL SHEAR STRESS OF LATOSOLS WITH DIFFERENT IRON OXIDES

ABSTRACT - In erosion prediction models, in the case of the Water Erosion Prediction Project (WEPP), it is necessary to determine the soil properties related to its erosion resistance. Thus, the objective of this work was to determine the RILL erodibility (K_r) and critical shear stress (τ_c) in Oxisols with different levels of iron oxides in the northeastern region of the State of São Paulo. Furrow erosion was evaluated with simulated rain of 65 mm h^{-1} mean intensity applied for 65 minutes, as well as additional water flows (11, 39 and 64 L min^{-1}) in six preformed grooves in each Latosol, 9.0 m in length, 0.10 m in depth and 0.25 m in width in each soil. The K_r values for the Oxisols were 0.0094 s m^{-1} to 0.0035 s m^{-1} . The most kaolinitic Oxisols presented the highest values of K_r . The values of τ_c were 2.915 N m^{-2} to 2.514 N m^{-2} . The $C_t/(C_t + G_b)$ ratio explained 90% of the variations in erodibility in grooves and 94% of those observed for critical shear stress in the four Oxisols.

Keywords: rill erosion, WEPP, sediment, flow regime.

1. INTRODUÇÃO

A erosão hídrica pode causar sérios riscos agrícolas e ambientais, levando a perdas de solos significativas na agricultura e consequentes danos ao meio ambiente (Assouline et al., 2017). A degradação ambiental causada pela ação severa da erosão hídrica é motivo de grandes preocupações em várias regiões do mundo, devido ao impacto negativo sobre a produtividade agrícola, alteração sobre o sistema hidráulico do solo e qualidade da água, devido a quantidade e tipos de sedimentos que são transportados até os cursos de água (Zhou et al., 2012).

No Brasil, a erosão em sulcos representa um dos principais mecanismos de perdas de solo por erosão hídrica em Latossolos com uso de cultivos agrícolas ou pastagens. Tal fato sugere imediatamente, um efetivo controle desse fenômeno. Para tanto, há a necessidade da elaboração de planos para o manejo e conservação do solo e da água.

Com o intuito de uma elaboração eficaz para os planos de uso do solo, são necessárias estimativas confiáveis do fenômeno de erosão. Para tal intuito a utilização de ferramentas, como a modelagem do referido fenômeno, se torna essencial para analisar a dinâmica do processo de erosão do solo. Logo a modelagem, além de quantificar as taxas de erosão, permitirá investigar o impacto causado por vários fatores como declividade, tipo de solo, escoamento hidráulico e estabilidade dos agregados (Comino et al., 2015).

A principal limitação para a aplicação de modelos de previsão da erosão do solo é a falta de dados calibrados e validados para cada região do Brasil (Machado et al., 2003; Martins Filho, 2009). Diante do contexto, para a utilização de modelos de predição de erosão, são necessários dados de entrada, como no caso do *Water Erosion Prediction Project – WEPP*.

No *WEPP* há necessidade da determinação de propriedades do solo relacionadas à sua resistência à erosão, como a erodibilidade em sulcos e a tensão cisalhante crítica do solo, que são parâmetros de entrada no modelo.

A erosão hídrica, no modelo *WEPP* é descrita com base na equação da continuidade aplicada à conservação da massa, a qual é associada ao princípio que

o fluxo de água tem energia finita que o habilita para desagregar mais solo e transportar o sedimento existente (Flanagan e Nearing, 1995; Shen et al., 2016b).

Especificamente, no WEPP, a taxa de perda de solo por erosão em sulcos pode ser quantificada, considerando-se o produto entre a erodibilidade do solo em sulcos (K_r) e a diferença entre a tensão cisalhante do fluxo (τ) e a tensão cisalhante crítica do solo (τ_c). Portanto, K_r e τ_c são apontados como os principais índices que caracterizam a resistência do solo na desagregação em sulcos (Knapen e Poesen, 2010).

Para solos tropicais, no caso dos Latossolos Brasileiros, há pouca disponibilidade de dados de entrada para uso em modelos de previsão da erosão como o WEPP. Não há informações suficientes para a erodibilidade em sulcos, tensão cisalhante crítica e sobre o transporte de sedimentos. Há disponibilidade de informações para solos subtropicais no Sul do Brasil, conforme relatado por Reichert e Norton (2013) mas elas não são suficientes para a proposição de equações para estimar K_r e τ_c .

O modelo WEPP foi utilizado, no Brasil, por Cecílio et al. (2009) e Amorim et al. (2010), para estimativas da erosão hídrica em bacias hidrográficas. Os valores de K_r e τ_c adotados nos trabalhos citados foram estimados no modelo WEPP com equações propostas por Flanagan e Nearing (1995).

As equações propostas por Flanagan e Nearing (1995) permitem estimar valores de K_r e τ_c a partir de atributos do solo como os teores de areia muito fina, argila e matéria orgânica. Foltz et al. (2008) ressaltaram que, a erodibilidade em sulcos e a tensão cisalhante crítica são afetados pelas propriedades físicas e químicas do solo e variam amplamente entre os solos.

A validade destas equações para solos tropicais não tem sido testada previamente. Machado et al. (2003) testaram uma adaptação do modelo WEPP, denominada WEPP – Brasil, para estimar a erosão em estradas florestais e concluíram que este não se encontra devidamente calibrado para as nossas condições.

A mineralogia dos solos tropicais, no caso os Latossolos, é responsável pelo tipo da estrutura, a qual atribui ao solo diferentes propriedades físicas, entre elas densidade, permeabilidade e coesão que refletem na erodibilidade do solo. No Brasil

os Latossolos são caracterizados por serem bem estruturados fisicamente e por possuírem na fração argila os minerais caulinita, gibbsita, goethita e a hematita (Camargo et al., 2014).

De acordo com Ferreira et al. (1999) as caulinitas em Latossolos se associam a uma estrutura em blocos, caracterizando um solo com menor infiltração de água e maior densidade. As altas concentrações de óxidos de alumínio (gibbsita), em Latossolos brasileiros, dificultam o ajuste face a face das placas de caulinita, caracterizando uma estrutura granular, que ocasiona maior infiltração de água, maior porosidade e menor densidade do solo. Sabendo disso, é evidente que a mineralogia tem influência na erodibilidade do solo.

Nunes e Cassol (2008) verificaram para três Latossolos no Rio Grande do Sul, que dentre os Latossolos estudados, aqueles mais argilosos apresentaram menores valores do fator de erodibilidade em entressulcos. Mas para o modelo WEPP, o qual sugere a utilização dos teores de areia e argila, os resultados não foram satisfatórios ao estimar a erodibilidade em entressulcos (K_i).

Deste modo, a influência da mineralogia na erodibilidade em sulcos e na tensão cisalhante crítica do solo ainda não foi investigada para os Latossolos. Portanto, é importante avaliar dentro da dinâmica dos mecanismos da erosão em sulcos, como se dão a desagregação do solo e o transporte de sedimentos pelo fluxo que consome energia (Shen et al., 2016b).

Os parâmetros como a tensão cisalhante, a potência do fluxo e a potência unitária do fluxo têm sido os mais utilizados para avaliar a desagregação e as condições dinâmicas críticas da ocorrência da erosão em sulcos. Segundo Shen et al. (2016b), embora os estudos sobre os mecanismos dinâmicos de erosão do solo tenham recebido mais atenção, as características hidrodinâmicas da erosão em sulcos ainda não estão claras.

Para solos tropicais, há, portanto, uma premente necessidade de se estudar a hidráulica dos sulcos e entender os mecanismos de erosão em sulcos para prever as perdas de solo. Deste modo, os objetivos deste estudo foram: 1) determinar a erodibilidade em sulcos e a tensão cisalhante crítica de Latossolos com diferentes teores de óxidos de ferro, para uso no modelo WEPP; 2) comparar os valores dessas variáveis com os estimados pelo modelo WEPP; 3) avaliar como ocorre a

desagregação do solo e o transporte de sedimentos, bem como as características hidrodinâmicas do fluxo em sulcos.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Erosão em sulcos

O processo físico de ocorrência da erosão hídrica consiste no desprendimento, transporte e deposição das partículas do solo, mostrando um fenômeno complexo e resultante da degradação de terras agrícolas (Assouline et al., 2017).

A erosão hídrica pode ocorrer no solo em forma de entressulcos e em sulcos, sendo que a primeira tem início com o impacto direto das gotas da chuva no solo desnudo, causando um desprendimento das partículas do solo de forma laminar. Já a segunda, em sulcos, ocorre com o desprendimento das partículas associado ao escoamento concentrado na superfície do solo (Meyer et al., 1975).

A erosão em sulcos é perceptível logo no seu estágio inicial, devido sua manifestação na forma de pequenos canais, que são distribuídos aleatoriamente na superfície, os quais podem evoluir para ravinas e em casos mais graves para voçorocas (Bezerra et al., 2010).

A origem das incisões pela superfície do solo é bastante estudada por pesquisadores, devido à tamanha complexidade do processo físico que envolve uma série de fatores que estão relacionados ao solo, como a capacidade de resistência, relevo, propriedades do solo e condições hidráulicas (Bryan, 2000).

Segundo Cantalice et al. (2005), a formação de um sulco de erosão é caracterizada pelo escoamento concentrado que tem uma tensão cisalhante com energia suficiente para desagregar o solo e alterar as características hidráulicas do escoamento. Desse modo, a desagregação ocorre quando a tensão cisalhante do fluxo for maior que a resistência crítica do solo (Nearing et al., 1989; Zhang et al., 2015).

No modelo WEPP, a erosão em sulcos é descrita com base na equação da continuidade aplicada à conservação de massa, a qual representa todo processo, onde o fluxo de água tem energia finita que habilita desagregar mais solo e transportar mais sedimento (Flanagan e Nearing, 1995).

$$D_r = K_r (\tau - \tau_c) \left(1 - \frac{G}{T}\right) \quad (1)$$

em que, D_r - desagregação em sulcos ($\text{Kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$); K_r - erodibilidade do solo dos sulcos (s m^{-1}); τ - tensão cisalhante (Pa); τ_c - a tensão cisalhante crítica (Pa); G - carga de sedimento ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$); T - capacidade de transporte do escoamento ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$).

Durante o processo de desagregação em sulcos, o transporte do sedimento só ocorre, quando a carga do sedimento for menor que a capacidade de transporte do escoamento, no entanto, quando a carga excede a capacidade de transporte, ocorre a deposição do sedimento (Van Klavern e Mccool, 1998; Enlow et al., 2017).

O balanço energético da carga de sedimento e capacidade de transporte, representa na equação (1), o termo $1-(G/T)$, o qual corresponde ao balanço da desagregação/deposição no decorrer de um evento. Demonstrando que a taxa de erosão em sulcos é uma função da carga de sedimentos (G) em relação à capacidade de transporte do fluxo (T), (Cerquetani e Martins Filho, 2006).

Os conhecimentos abordados para a erosão em sulcos permitem individualizar as fases da erosão hídrica do solo, possibilitando predizer por meio de modelos a distribuição espacial e temporal da desagregação, transporte e deposição. Deste modo, é possível analisar o efeito das propriedades do solo sobre a dinâmica das características hidráulicas na erosão em sulcos (Braidá e Cassol, 1996).

As condições da superfície do solo como rugosidade e declividade caracterizam o escoamento superficial e sua velocidade. Shen et al. (2016a) mencionaram que, o início do desenvolvimento dos sulcos está ligado as características hidráulicas do fluxo como a velocidade do fluxo, número de Reynolds, número de Froude e coeficiente de resistência de Darcy – Weisbach.

Segundo Qian et al. (2016), o aumento da declividade e velocidade do fluxo, proporciona maior magnitude de perda de solo na erosão em sulcos. O mesmo autor aponta que a erosão em sulcos também é altamente dependente das características hidráulicas do fluxo (velocidade do fluxo, regime de fluxo, potência de fluxo e resistência hidráulica). Do mesmo modo, um estudo feito por Larionov et al. (2008) mostrou o efeito do fluxo turbulento dentro do canal do sulco, o qual resultou em uma maior desagregação e eventual modificação da geometria do canal.

Do exposto, depreende-se que a erosão em sulcos é dependente das características do escoamento e de sua velocidade. A velocidade do fluxo desafia a capacidade resistiva do solo, tal que a ação cisalhante do escoamento provoque um aumento nas dimensões do raio hidráulico e no perímetro molhado do sulco de erosão (Zhang e Wang, 2017). Segundo Shen et al. (2016a) a tensão cisalhante, potência do fluxo e potência unitária do fluxo são parâmetros fundamentais para caracterizar a erosão em sulcos.

Em áreas agrícolas é crucial o controle da erosão em sulcos, principalmente devido a quantidade e qualidade dos sedimentos transportados, por questões de gerenciamento dos riscos de poluição ambiental (Comino et al., 2015).

2.2 Erodibilidade em sulcos

A erodibilidade refere-se à resistência do solo durante o processo erosivo. Ela é considerada por vários autores como um fator essencial para determinar a susceptibilidade do solo em sofrer erosão hídrica (Bryan, 2000; Panagos et al., 2014; Ali e Hagos, 2016; Deviren Saygin et al., 2017; Pintaldi et al., 2017).

Diante do contextualizado, a erodibilidade trata-se de fator chave para entender o início do processo de desagregação do solo. Tal fator de certo modo, depende diretamente das propriedades do solo como textura, estrutura, matéria orgânica, teores de óxidos de ferro e alumínio (Wischmeier e Smith, 1978; Bryan, 2000; Panagos et al., 2014; Li et al., 2015).

Através dos atributos mencionados é possível determinar o parâmetro erodibilidade em sulcos (K_r). A taxa de perda de solo por erosão em sulcos pode ser quantificada através da erodibilidade do solo em sulcos (K_r), que é o coeficiente de

proporção entre as taxas de desagregação e a diferença entre a tensão cisalhante do fluxo (τ) e a tensão cisalhante crítica do solo (τ_c).

A erodibilidade em sulcos representa a susceptibilidade do solo à desagregação por fluxo superficial concentrado, o qual dá início à erosão em sulcos. Para Knapen e Poesen (2010), os principais índices que caracterizam a resistência do solo à erosão em sulco são a erodibilidade e a tensão cisalhante crítica. Então, a estimativa desses parâmetros é fundamental para o conhecimento das taxas de desagregação do solo, permitindo avaliar os impactos das atividades antrópicas e a evolução do relevo (Parsons et al., 2010).

Devido as características peculiares atribuídas para cada solo, a erodibilidade não expressa valor constante. De acordo com Wischmeier e Smith (1978), alguns solos erodem com mais facilidade que outros, diferindo sua susceptibilidade natural devido uma série de fatores condicionantes. Para Renard et al. (1991), a erodibilidade varia sazonalmente, devido à mudança das estações afetarem diretamente as propriedades do solo.

Diversas pesquisas confirmam que a erodibilidade tem relação direta com as propriedades físicas (textura, estrutura, estabilidade de agregados, permeabilidade do solo), químicas (matéria orgânica) e mineralógicas (óxidos de Fe e Al) dos solos (Comino et al., 2016; Wu et al., 2018).

A textura do solo é um fator de caráter físico que se caracteriza por sua porcentagem de areia, silte e argila existente no solo. Os autores Wischmeier et al. (1971), foram um dos primeiros a utilizar a textura, como método indireto para na estimativa da erodibilidade incluindo a combinação de diferentes propriedades físicas do solo.

Vários trabalhos mostram a relação da textura com a erodibilidade, onde determinam que elevados teores de areia fina e silte no solo resultam maior erodibilidade, enquanto um solo com altos teores de argila, tende apresentar menor erodibilidade.

De acordo com Enlow et al. (2017) o tamanho das partículas do solo influenciam na sua erodibilidade, pois solos com predomínio da fração argila apresentam maior força coesiva e resistência à erosão. Já os solos com texturas mais grosseiras têm menor força coesiva e menor resistência à erosão.

Nzeyimana et al. (2017) avaliaram os efeitos das propriedades do solo e quantificaram a erosão no sistema de cafeicultura em três províncias em Ruanda. Os autores relacionaram os solos de fração areia e areia muito fina com a alta vulnerabilidade à erosão. Esses solos apresentaram maior densidade aparente, baixos teores de matéria orgânica e menor estabilidade de agregados, o que indicou a alta erodibilidade deles.

Wu et al. (2018) investigando a erodibilidade, em cinco classes de solos na região centro-sul da China, relacionaram a intensidade da chuva com a estabilidade dos agregados e observaram que houve variação desta, em relação às propriedades dos solos. Verificaram ainda que, os solos que possuíam texturas mais argilosas apresentaram melhor estrutura, capacidade de infiltração e maior resistência à erosão hídrica.

A estrutura do solo é arquitetada pelo arranjo das partículas minerais (areia, silte e argila), que unem-se através dos agentes cimentantes (matéria orgânica, óxidos de ferro e alumínio) dando tamanho e forma aos agregados. Conhecer o tipo da estrutura do solo é importante para entender a estabilidade dos agregados.

De acordo com Wischmeier et al. (1971) a estrutura do tipo granular apresenta menor erodibilidade se comparada com o tipo laminar e em blocos. Pois esse tipo de estrutura proporciona uma menor densidade e maior permeabilidade do solo. Segundo Silva et al. (2009), a mineralogia do solo é responsável pelo tipo da estrutura, a qual atribui ao solo diferentes propriedades físicas, entre elas densidade, permeabilidade e coesão que refletem na erodibilidade do solo.

A matéria orgânica, óxidos de ferro e alumínio atribuem ao solo um efeito cimentante que agrega suas partículas, levando a uma maior estabilidade do agregado no solo. O teor de matéria orgânica no solo aumenta a capacidade de infiltração e a permeabilidade da água, caracterizando uma boa estrutura e uma menor vulnerabilidade a erosão hídrica o que é confirmado por Pintaldi et al., (2017) em estudo avaliando o efeito dos húmus sobre a erodibilidade do solo.

2.3 Tensão cisalhante crítica

A tensão cisalhante crítica é um parâmetro de entrada importante no modelo WEPP, pois corresponde a magnitude de resistência do solo à erosão. Sua definição é entendida como a máxima tensão que pode ser aplicada ao solo sem que haja desprendimento de suas partículas (Griebeler, 2002).

Por isso, quando as tensões cisalhantes provocadas pelo escoamento estão abaixo da tensão cisalhante crítica, não ocorre a desagregação no solo (Nearing et al., 1989). Porém, o inverso acontece quando a tensão máxima provocada pelo escoamento, ultrapassa a capacidade crítica do solo.

Durante o processo de erosão em sulcos, a tensão cisalhante do fluxo tem ação dinâmica pelo canal, onde mudanças ocorridas no perímetro molhado dependem da reação do solo diante a força aplicada pelo escoamento concentrado. A tensão cisalhante provocada pelo escoamento pode ser obtida como proposto por Chow (1959):

$$\tau = \gamma R_h S \quad (2)$$

em que, γ é o peso específico da água (N m^{-3}); R_h é o raio hidráulico (m); S é a razão de inclinação do sulco (m m^{-1}).

O valor da tensão cisalhante crítica representa uma medida de resistência do solo sob efeito de uma força, o qual pode ser definido pela equação de Coulomb (Zaho, 2000):

$$\tau_c = c + z \tan\theta \quad (3)$$

em que, c é a coesão (Pa); z é a tensão normal (Pa); θ é o ângulo de fricção interna do solo ($^\circ$).

Na literatura o valor da tensão cisalhante crítica é adotado como um índice, para descrever quantitativamente o limite das condições do solo para o início do processo de erosão (Li et al., 2015; Shen et al., 2016b; Sun et al., 2016).

No Brasil alguns trabalhos desenvolvidos, utilizaram metodologias para determinar a tensão cisalhante crítica do solo, o qual, apresentou valores distintos de acordo com a classe textural dos solos (Griebeler et al., 2005; Oliveira et al., 2009; Luca Junior e Martins Filho, 2009; Costa, 2015).

Griebeler et al. (2005) obteve para um solo com textura argilosa um valor de tensão cisalhante crítica de 7,5 Pa, o qual foi considerado alto pelo autor. Já Oliveira et al. (2009) obteve valores variados para os solos com texturas diferentes. Sendo para o arenoso de 2,08 Pa, franco argilo arenoso de 3,74 Pa, argila arenosa de 3,78 Pa, franco argiloso de 3,93 Pa, e franco arenoso de 4,87 Pa. E em um Latossolo com textura argilosa Luca Junior e Martins Filho (2009) encontraram um valor de 3,4 Pa. Para um solo semelhante, Costa (2015) encontrou um valor de 2,5 Pa.

De acordo Knapen et al. (2007) o aumento da tensão cisalhante crítica de tem relação com o grau de compactação do solo. Outro fator que tem relação com este aumento é um solo com maior densidade (Bennett et al., 2000). Segundo Leonard e Richard (2004) fatores como o tamanho das partículas do solo, a forma e a organização espacial, também estão diretamente relacionadas com a t tensão cisalhante crítica.

Os valores encontrados mostram como o solo pode ser dinâmico em função de suas propriedades, sua resistência ao processo erosivo depende muito do tipo de solo e de seu comportamento. Deste modo é fundamental determinar esses índices de entrada, para estimar a erosão em modelos como o WEPP.

2.4 Mineralogia da fração argila dos solos tropicais

Os Latossolos brasileiros são resultado de um alto grau de intemperismo e possuem ótimas propriedades físicas que favorecem o desenvolvimento de culturas agrícolas (Azevedo e Bonumá, 2004). Constituídos por minerais de diferentes espécies, a fração argila é composta por caulinita, óxidos de alumínio (gibbsita) e óxidos de ferro (goethita, hematita, maghemita) em diferentes proporções (Camargo et al., 2014).

O acúmulo desses óxidos nos Latossolos, ocorre devido o estado avançado de intemperismo nos solos, o que resulta em uma maior solubilidade do silício em relação aos óxidos insolúveis de Fe e Al (Schaefer et al., 2008).

Os estudos sobre o solo são bastante amplos e necessários para o seu efetivo uso. No entanto, apesar de sua aparente homogeneidade, seu detalhamento é essencial, devido a sua variabilidade química, física e mineralógica (Ker e Resende, 1996).

Segundo Centurion et al. (2004) os solos possuem diferenças estruturais que derivam da pedogênese, onde apresentam diferentes granulometrias, mineralogias e matéria orgânica.

O conteúdo de óxidos de ferro e alumínio traduzem boas condições físicas aos solos, devido sua estrutura tender para granular. Já os solos com argilas silicatadas tente ao ajuste face a face, devido sua forma laminar, caracterizando um solo mais compacto e impermeável (Pedrotti et al., 2003; Vitorino et al., 2003).

Nesse sentido Ferreira et al., (1999) relataram a maior influência do alumínio em relação ao ferro, sobre as propriedades físicas associadas à estrutura dos Latossolos. Solos cauliniticos apresentam maior densidade, menor estabilidade de agregados em água, menor macroporosidade e menor permeabilidade, quando comparados com os Latossolos gibbsíticos.

O tipo de estrutural do solo, tem influência direta na estabilidade dos agregados. De modo que Azevedo e Bonumá (2004) identificaram agregados mais estáveis em solos com alta razão de gibbsita/(gibbsita+caulinita). Silva et al. (2009) para um Latossolo com predomínio mineralógico de gibbsita, encontrou um baixo valor de erodibilidade.

Lima e Andrade (2001) correlacionaram a caulinita e a gibbsita com a erodibilidade em entressulcos, obtendo positiva significância para a caulinita, que indicou maior susceptibilidade à erosão entressulcos. Já para a gibbsita não apresentou significância, provavelmente pelo fato de contribuir para uma estrutura granular que favorece maior permeabilidade.

Em um estudo, realizado em três tipos de Latossolos por Nunes e Cassol (2008) os solos mais argilosos apresentaram menores valores de erodibilidade entressulcos, onde que o teor de argila total e o óxido de Fe de baixa cristalinidade, explicaram 97% ($p < 0,01$) dos resultados.

Diante disso ainda não foi investigada a influência da mineralogia na erodibilidade em sulcos e tensão cisalhante crítica do solo para os Latossolos. Conhecer as propriedades do solo auxilia na escolha de áreas a serem utilizadas para exploração agrícola e inclusive determinar práticas de conservação do solo para serem empregadas (Albuquerque et al., 2000).

Tudo isso se justifica, uma vez que os atributos mineralógicos apresentam dependência espacial e relacionam-se com pequenas variações do relevo (Camargo et al., 2008). O que concorda com o estudo feito por Brito et al. (2006), os quais identificaram, para um Latossolo sob cultivo de cana-de-açúcar, maior valor de densidade do solo e resistência à penetração, em áreas côncavas, isso devido à mineralogia mais gibbsítica e aos maiores teores de matéria orgânica nestes solos.

2.5 Projeto de predição da erosão hídrica (WEPP)

As estimativas de perdas de solos em regiões com intensa atividade agrícola são essenciais para o efetivo controle da erosão hídrica. Diante disso, o implemento de ferramentas que auxiliam no planejamento de manejo e conservação do solo e água, visa otimizar o uso e produtividade da terra, de forma a reduzir os impactos ambientais que podem comprometer futuras gerações (Deviren Saygin et al., 2017).

Tais fatos, além de outros, motivaram pesquisadores no sentido da necessidade de desenvolvimento de um modelo mais completo, o que ocorreu na metade da década de 1980. Na referida década ocorreu a proposição do *Water Erosion Prediction Project* – WEPP iniciando uma nova geração de tecnologias para predição da erosão hídrica (Nearing et al., 1989).

Com a utilização do WEPP é possível avaliar diferentes cenários de manejo do solo sem necessidade de testes de campo, entretanto para a eficiência do

modelo é necessário à sua comprovação, adequação e confiabilidade (Aksoy e Kavvas, 2005).

Por se tratar de um modelo computacional, o WEPP contém rotinas baseadas em processos físicos, com diversos componentes que se constituem de parâmetros fundamentais que estão relacionados ao fenômeno erosivo.

No componente solo a erodibilidade se subdivide em entressulcos (K_i) e em sulcos (K_r), as quais formam em conjunto com a tensão cisalhante crítica (τ_c) parâmetros básicos, para a entrada no modelo, indicando a resistência do solo em sofrer erosão hídrica (Laflen et al., 1991).

O WEPP é constituído de três versões: encosta, malha e bacia hidrográfica. De acordo com Amorim (2004) e Gonçalves (2008) a versão encosta é a substituição direta da USLE, acrescentando-se a capacidade de estimar a deposição de sedimentos ao longo do terreno.

A versão para bacias hidrográficas possibilita a determinação do desprendimento, transporte e deposição de sedimentos ao longo das diversas encostas até os cursos d'água. A versão malha é aplicável para áreas nas quais os limites não coincidem com os limites da bacia.

As três versões têm seis componentes, os quais requerem parâmetros para alimentação dos modelos, que simulam o fenômeno do processo erosivo. Com base nos trabalhos de Laflen et al. (1991), Machado et al. (2003), Amorim (2004) e Gonçalves (2008) os componentes do modelo WEPP são descritos a seguir:

a) Componente hidrológico

De acordo com Amorim (2004), o componente hidrológico do WEPP é composto por outros três componentes: clima, hidrologia de superfície/subsuperfície e inverno.

Para a aplicação do componente clima é necessário o uso de dados climáticos diários, que são obtidos por um submodelo paralelo CLIGEN (gerador climático estocástico), o qual informa a frequência de precipitação, intensidade, volume, duração, temperaturas máxima e mínima, radiação solar e ponto de orvalho

(Amorim, 2004). Esses dados são gerados com base em séries históricas de estações meteorológicas das regiões de interesse.

O componente hidrológico do modelo possui uma sequência de cálculos que incluem taxa infiltração, excesso de precipitação, acúmulo de água em depressões e pico de escoamento. O componente de inverno é aplicado em países com clima temperado devido reunir dados de congelamento do solo, acúmulo e derretimento de neve. Por tanto esse componente não é aplicado em países tropicais (Amorim, 2004).

b) Componente de crescimento de plantas e decomposição de resíduos.

Este componente estima o crescimento, senescência das plantas e decomposição dos restos de cultura. Segundo Laflen et al. (1991) esse componente exige vários parâmetros de entrada, como: cobertura da copa, altura, biomassa das culturas vivas e mortas em superfície e subsuperfície, índice de área foliar, área basal da planta, práticas de manejo e uso do solo e datas de execução das atividades.

c) Componente do balanço hídrico

O balanço diário de água no solo, é realizado para estimativa da taxa de infiltração, escoamento superficial e tensão cisalhante. Esse componente utiliza dados obtidos pelos componentes hidrológico, clima e crescimento de plantas (Amorim, 2004).

d) Componente de hidráulica

No componente hidráulica é determinado o valor de tensão cisalhante do escoamento superficial, que atua contra o solo, causando conseqüentemente o desprendimento de suas partículas. Valor estimado é proporcional à taxa do coeficiente de atrito para o solo. Este parâmetro inclui o coeficiente de rugosidade de superfície que interfere na energia do escoamento superficial e em sua capacidade de transporte (Moraes, 2016).

e) Componente de solo

Neste componente as estimativas são feitas considerando as propriedades do solo que influenciam na infiltração, escoamento superficial e o processo erosivo. Essa influência é causada pela rugosidade randômica, densidade do solo, condutividade hidráulica, tensão cisalhante crítica e fatores de erodibilidade no sulco e entressulcos. Que decorrem a partir do efeito das práticas de manejo do solo, consolidação, precipitação e variáveis de superfície (Laflen et al., 1991; Amorim, 2004; Moraes, 2016).

f) Componente erosão do solo

A componente erosão do solo divide o processo erosivo em entressulcos e em sulcos. E estima o processo de desagregação, transporte e deposição de partículas de solo. Para as quantificações são utilizados cálculos que descrevem o movimento das partículas em uma vertente, considerando-se condições de regime permanente (Laflen et al., 1991).

Os parâmetros são essenciais para os cálculos nesse componente, sendo assim é necessário obter dados que caracterizam a área como cobertura vegetal, declividade, intensidade da precipitação, erodibilidade do solo, tensão cisalhante crítica do solo, tensão de cisalhamento hidráulico e capacidade de transporte (Flanagan e Livingston, 1995).

O fluxograma a seguir na figura 1, ilustra de forma resumida as rotinas de cálculos, para as estimativas de perda de solo e água no programa WEPP.

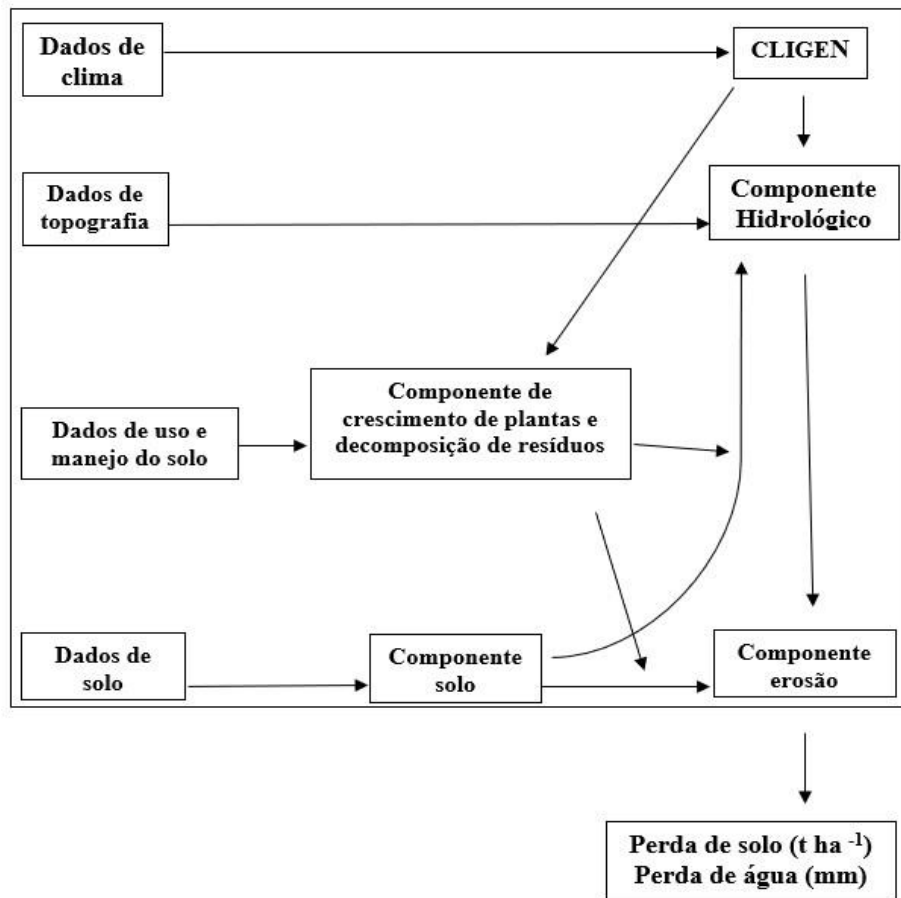


Figura 1 - Fluxograma resumido das rotinas de cálculos, para as estimativas das perdas de solo e água no programa WEPP (Fonte: Pruski, 2010).

O programa WEPP é formado por rotinas de cálculos, que requerem parâmetros como dados de entrada para solução dos modelos. Entretanto não há informações suficientes para os Latossolos brasileiros sobre a erodibilidade em sulcos, tensão cisalhante crítica e transporte de sedimentos. Sendo assim, é importante a obtenção desses dados para a calibração e validação do modelo WEPP, para seu efetivo uso em solos tropicais.

Diante disso, alguns estudos usando o WEPP já foram feitos no Brasil por, Machado et al. (2003), Gonçalves (2008), Cecílio et al. (2009), Amorim et al. (2010) e Moraes (2016) com o intuito de comparar e avaliar o desempenho do modelo para as condições tropicais. Os autores constataram que é de fundamental calibrar e validar as equações do modelo, para uma melhor eficiência da modelagem do processo de erosão.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Banco de dados

O trabalho foi desenvolvido através de informações obtidas sobre quatro classes de Latossolos. A partir disso, foi elaborado um banco de dados que permitiu reunir informações sobre as características desses solos e fazer a estatística descritiva dos dados e com isso, testar a hipótese do trabalho.

As informações para a construção do banco de dados foram extraídas de Centurion (1998), Martins Filho (1999), Souza et al. (2004), Camargo et al. (2014). Os trabalhos foram realizados em duas áreas, unidade experimental da faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias – UNESP, Câmpus de Jaboticabal e unidade experimental da Fazenda São Bento, município de Guariba.

3.2 Caracterização das áreas experimentais

A primeira unidade experimental cujas coordenadas geográficas são 21°15'22" S de latitude e 48°18'58" W de longitude e altitude de 529 metros, localiza-se em Jaboticabal - SP. O clima da região foi classificado, pelo método de Köppen, como subtropical com inverno seco (Cwa), com precipitação média de 1.400 mm, temperatura média anual de 21°C, com temperatura do mês mais quente superior a 22° C e a do mês mais frio inferior a 18°C, e umidade relativa do ar de 70%.

A vegetação primária da região de Jaboticabal foi classificada como floresta pluvial estacional e cerrado, sendo o uso atual principalmente cana-de-açúcar, citricultura e pastagem plantada. A vertente estudada encontrava-se com diversos cultivos em áreas experimentais, com o predomínio de cereais. Os solos na vertente foram classificados por Centurion (1998). Contudo, segundo critérios da Embrapa (2013), na vertente do topo para a parte inferior os solos são: Latossolo Vermelho distrófico, argiloso (LV₁); Latossolo Vermelho eutrófico, muito argiloso (LV₂); Latossolo Vermelho eutroférico, muito argiloso (LV₃).

A segunda unidade experimental na Fazenda São Bento, está localizada no Município de Guariba-SP, nordeste do Estado de São Paulo. As suas coordenadas

geográficas locais são 21°19' de latitude sul e 48°13' de longitude oeste, com altitude média de 640 m acima do nível do mar. O clima da região de Guariba, segundo a classificação de Köppen, é do tipo tropical com chuvas de verão (Aw), com precipitação média de 1.400 mm, com chuvas concentradas no período de novembro a fevereiro.

A vegetação natural era constituída por floresta tropical subcaducifólia e mata ciliar. O relevo é predominantemente ondulado com declividades médias variando de 3% a 8%. O solo da área foi classificado por Souza et al. (2004) como um Latossolo Vermelho eutroférico, muito argiloso (LV₄).

As duas áreas trabalhadas estão inseridas na província geomorfológica do Planalto Ocidental Paulista, próximo ao limite das Cuestas Basálticas no divisor litoestratigráfico arenito – basáltico (área limítrofe entre o Basalto do Grupo São Bento, Formação Serra Geral e o Arenito do Grupo Bauru, Formação Adamantina).

Nas Figuras 2 e 3 pode-se observar, nesta ordem, a localização dos municípios e a posição dos Latossolos nas duas vertentes: a) Jaboticabal – SP e b) Guariba – SP.

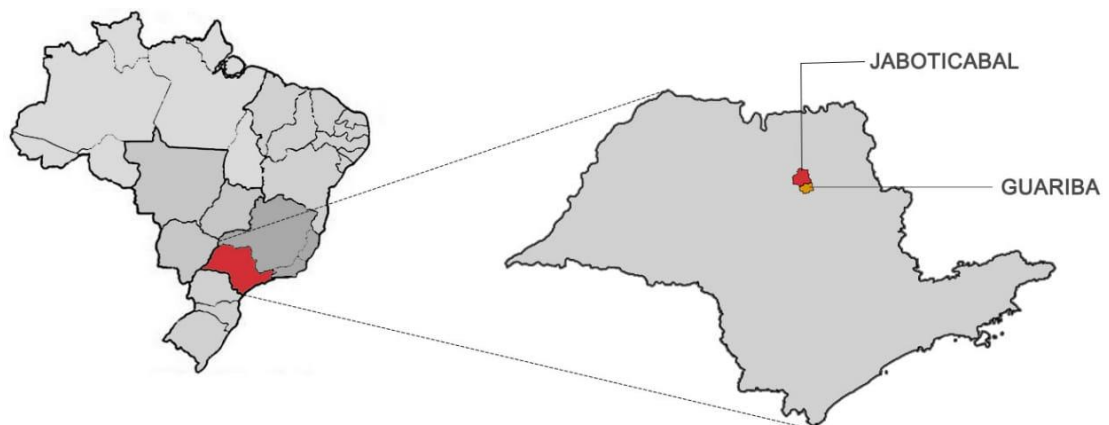
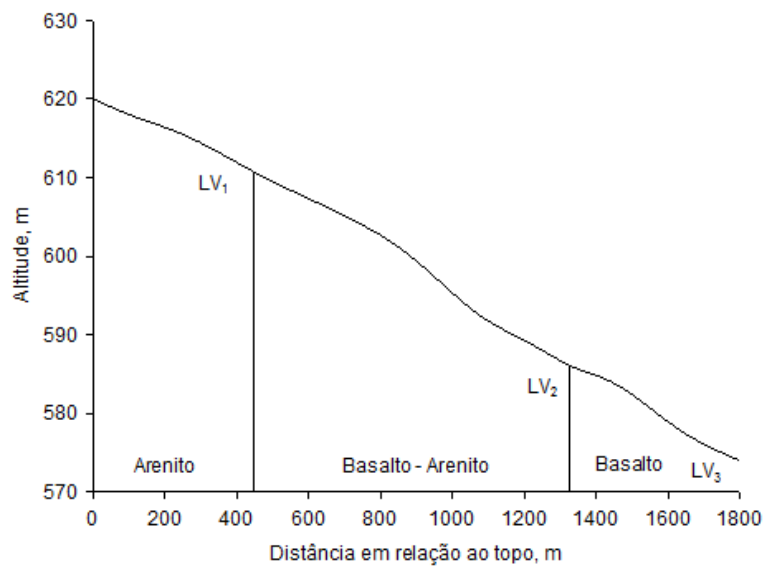


Figura 2. Mapa de localização dos municípios de Jaboticabal e Guariba.

a



b

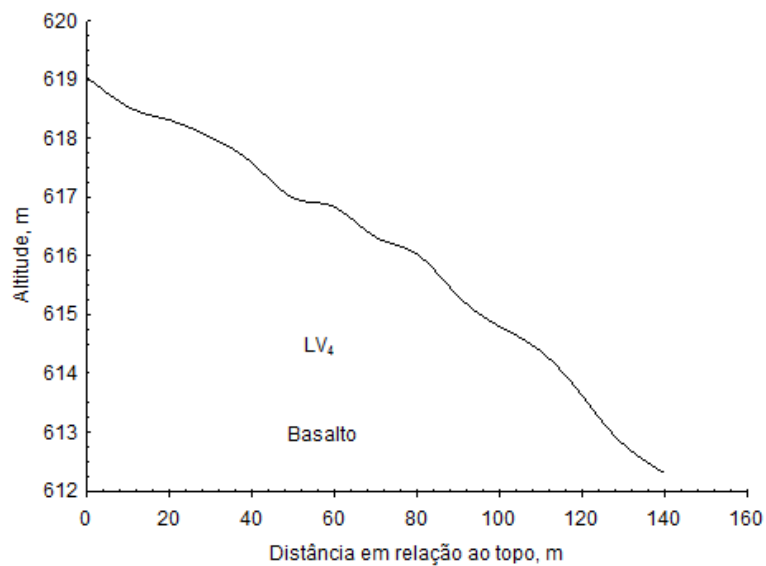


Figura 3. Perfil altimétrico da vertente: a) Jaboticabal - SP; b) Guariba - SP.

Na Tabela 1 são apresentados os principais atributos dos Latossolos utilizados.

Tabela 1. Atributos físicos, mineralógicos e matéria orgânica dos solos na profundidade de 0,00 a 0,20 m.

Solo	Argila	Silte	AMG	AG	AM	AF	AMF	MO	Ct/(Ct+Gb)	Gt/(Hm+Gt)	Fe ₂ O ₃	ρ _r	ρ _s
----- g kg ⁻¹ -----											g kg ⁻¹	-- Kg m ⁻³ --	
LV ₁	307	50	0	27	195	345	76	19	0,79	0,13	69	2,51	1,72
LV ₂	451	76	0	81	255	114	23	24	0,62	0,10	101	2,62	1,32
LV ₃	488	245	3	23	74	97	70	30	0,47	0,14	209	2,66	1,10
LV ₄	622	210	0	15	46	65	62	30	0,57	0,24	253	2,65	1,29

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; AMG - areia muito grossa; AG - areia grossa; AM - areia média; AF - areia fina; AMF - areia muito fina; MO - matéria orgânica; Ct - caulinita; Gb - gibbsita; Gt - goethita; Hm - hematita; Fe₂O₃ - teor de óxido de ferro pelo ataque sulfúrico; ρ_r - densidade de partículas; ρ_s - densidade do solo. Fonte: Centurion (1998); Martins Filho (1999); Souza et al. (2004); Camargo et al. (2014).

Os teores de argila dos horizontes B_w, utilizados para fins de classificação do solo, para os Latossolos da Tabela 1, foram da ordem de 368 g kg⁻¹ no LV₁, 630 g kg⁻¹ no LV₂, 636 g kg⁻¹ no LV₃ e 670 no LV₄ g kg⁻¹.

3.3 Metodologia de campo

Para avaliação do processo de erosão em sulcos nos Latossolos recém-preparados, seis sulcos ou canais com geometria paraboloide (Figura 4a) com 0,25 m de largura, 9 m de comprimento e 0,10 m de profundidade na porção central, foram formados manualmente com ajuda de um enxadão em cada um dos quatro Latossolos.

As laterais destes sulcos foram delimitadas por pequenos amontoados de terras, originados a partir da formação dos mesmos. No limite inferior de cada sulco foi instalada uma calha coletora convergente para uma saída de aproximadamente 0,10 m de diâmetro (Figura 4b), facilitando a coleta de amostras de enxurrada e as avaliações de vazões. Na cabeceira de cada um dos seis sulcos existiam também, saídas individuais em tubo PVC de 0,10 m de diâmetro, para fornecimento de fluxos adicionais de água.

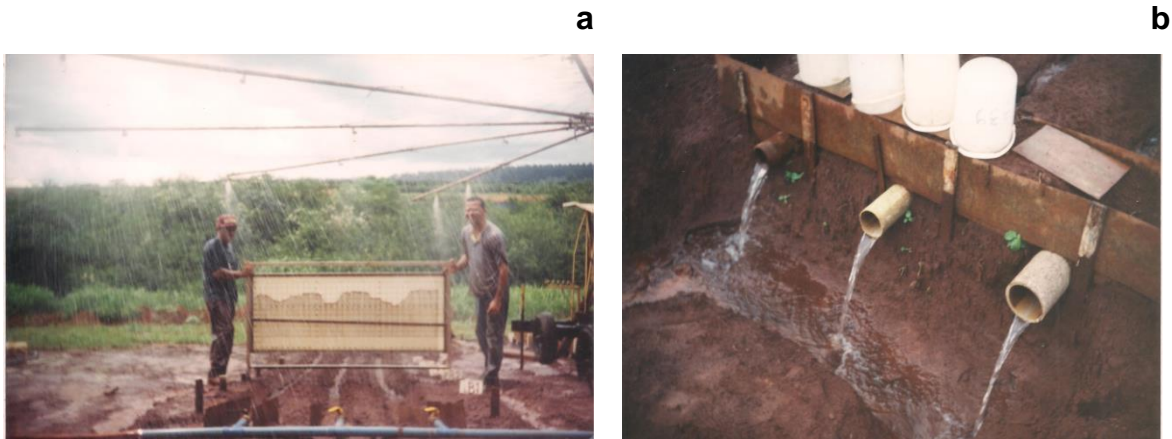


Figura 4. Erosão em sulcos: a) geometria dos canais avaliada com perfilômetro; b) saídas nas calhas coletoras dos sulcos.

Para as simulações de chuvas, com conseqüente produção de sedimentos erodidos, foi utilizado um simulador de chuvas de hastes rotativas, tipo Swanson, com bicos “veejet” 80100, previamente calibrado e nivelado no terreno, como proposto por Martins filho et al. (2009). As intensidades de chuvas foram determinadas dispondo-se 36 pluviômetros radialmente no sentido do declive.

Uma chuva de 60 mm h^{-1} foi aplicada 24 horas antes dos testes experimentais para uniformizar a umidade do solo próximo das suas capacidades de campo. Para evitar danos ao solo foram utilizadas telas plásticas para dissipar a energia das gotas da água da chuva nas parcelas. Após este procedimento as parcelas foram cobertas com lona plástica, para se evitar perdas de água por evaporação e, ainda, danos devido a eventual ocorrência de precipitações naturais.

No dia seguinte, nas parcelas em sulcos, foi aplicada uma chuva de intensidade de 65 mm h^{-1} (C) durante 65 minutos, e aos 5, 35 e 55 minutos de chuva foram realizadas avaliações da tensão de cisalhamento do fluxo nos sulcos medindo-se os raios hidráulicos utilizando-se de um perfilômetro (Figura 4a), o qual foi fotografado utilizando-se de uma máquina digital. Essas avaliações foram executadas em duas posições dos sulcos: a 2 m da cabeceira e a 2 m antes do final dos canais.

O perfilômetro foi constituído de 100 hastes metálicas espaçadas de 5 mm e acopladas em estrutura retangular de acrílico com 1,80 m de comprimento e 1,50 m de altura.

As fotografias foram digitalizadas e os dados processados, analisados em planilha Excel para que as variáveis hidráulicas como o perímetro molhado (P_m), a área de secção transversal ocupada pelo fluxo (a) e o raio hidráulico (R_h) fossem determinados.

A largura dos fluxos (w) foi avaliada com uma régua de haste móveis instantes antes das avaliações da tensão de cisalhamento do fluxo. A velocidade superficial do fluxo também foi avaliada nos três instantes da chuva, citados no parágrafo anterior, utilizando-se como corante o azul de metileno, cronometrando-se o tempo necessário para que este percorresse os 5 m centrais do comprimento total de cada sulco.

Esses valores de velocidade superficial medidos foram multiplicados por um fator de correção, $\alpha = 0,6$ para obtenção da velocidade média do escoamento, tendo-se em vista a distribuição do perfil de velocidade nos sulcos.

Foi aplicada nos sulcos a chuva (C), chuva mais fluxos adicionais ($C + F_n$, para $n=1, 2$ e 3). Os fluxos extras de água limpa tinham as seguintes vazões: $F_1 = 11 \text{ L min}^{-1}$; $F_2 = 39 \text{ L min}^{-1}$ e $F_3 = 64 \text{ L min}^{-1}$. A tensão cisalhante, o raio hidráulico e a velocidade superficial do fluxo nos sulcos foram avaliados aos 5, 35 e 55 minutos para a chuva e aos 5, 10 e 15 minutos quando da aplicação dos fluxos adicionais (F_n) ou chuva + fluxos ($C + F_n$).

Durante a última amostragem da enxurrada uma graduação nos recipientes de coleta foi o indicador do equilíbrio atingido durante a chuva (C). Como o tempo de amostragem foi cronometrado, até o volume de enxurrada atingir a graduação dos recipientes de coleta, facilmente pode ser estimada a vazão de enxurrada nos minutos finais da chuva (C), caracterizando uma condição de equilíbrio.

A partir deste momento três diferentes vazões (F_1 , F_2 e F_3) foram aplicadas diretamente nas cabeceiras dos sulcos, através de um sistema de fornecimento de fluxos adicionais acoplado a uma moto-bomba. As combinações $C + F_1$, $C + F_2$ e $C + F_3$ tiveram a duração de 20 minutos cada.

Em todas as fases descritas, anteriormente, o cisalhamento, o raio hidráulico

e a velocidade superficial do fluxo nos sulcos foram avaliados como já descrito, além das perdas de solo e água. O delineamento experimental foi o inteiramente casualizado com quatro solos, quatro tratamentos (C; C + F₁, C + F₂ e C + F₃) e seis repetições.

Amostragens para medidas de vazões dos escoamentos superficiais e das concentrações de sedimentos, quando da aplicação da chuva e/ou dos fluxos adicionais, foram realizadas a cada 5 minutos após o início da enxurrada, numa calha coletora localizada na parte inferior de cada sulco.

Amostras foram coletadas em recipientes, com capacidade para 1L, cronometrando-se o tempo de coleta. Logo após as coletas, os recipientes foram fechados e conduzidos ao laboratório, pesados e posteriormente mantidos em repouso por 24 horas, quando foi sifonado o máximo possível de água.

Posteriormente, os recipientes foram levados para uma estufa a uma temperatura de 65° C e ali foram mantidos até peso constante, para serem novamente pesados, o que possibilitou quantificar a concentração de sedimentos, volume da solução e conseqüentemente determinar as taxas de perdas de solo e água.

3.4 Caracterização hidráulica do escoamento nos sulcos

As imagens do perfilômetro, registradas quando da avaliação das características hidráulicas dos canais de erosão, foram digitalizadas considerando-se os pontos de interesse que configuravam a largura do fluxo nos sulcos (Figura 5).

As digitalizações foram realizadas no programa Surfer versão 11 (Golden Software, 1999) tal que: 1) digitalizou-se dois pontos para ajuste do fator de escala (fc) da fotografia para o tamanho real, a tela de fundo do perfilômetro quadriculada de 0,05 × 0,05 m foi a referência (Figura 5); 2) um arquivo foi gerado com as coordenadas x e y em relação a tela do vídeo do computador (arquivo salvo e editado no bloco de notas); 3) digitalizou-se os pontos de interesse e o arquivo foi transferido para uma planilha do Excel, na qual o perímetro molhado (P_m), a área de secção ocupada pelo escoamento (a) e o raio hidráulico (R_h) foram determinados

(Figura 6). Na planilha de Excel todas as coordenadas foram convertidas em escala real utilizando-se o fator escala (fc).

O perímetro molhado foi calculado como o somatório da distância entre os pontos de interesse, tal que:

$$P_m = \sum_{i=0}^n d_i \quad (4)$$

$$d_i = \sqrt{(x_{i+1} - x_i)^2 + (y_{i+1} - y_i)^2} \quad (5)$$

Em que, $i = 1$; n - número total de pontos de interesse digitalizados.

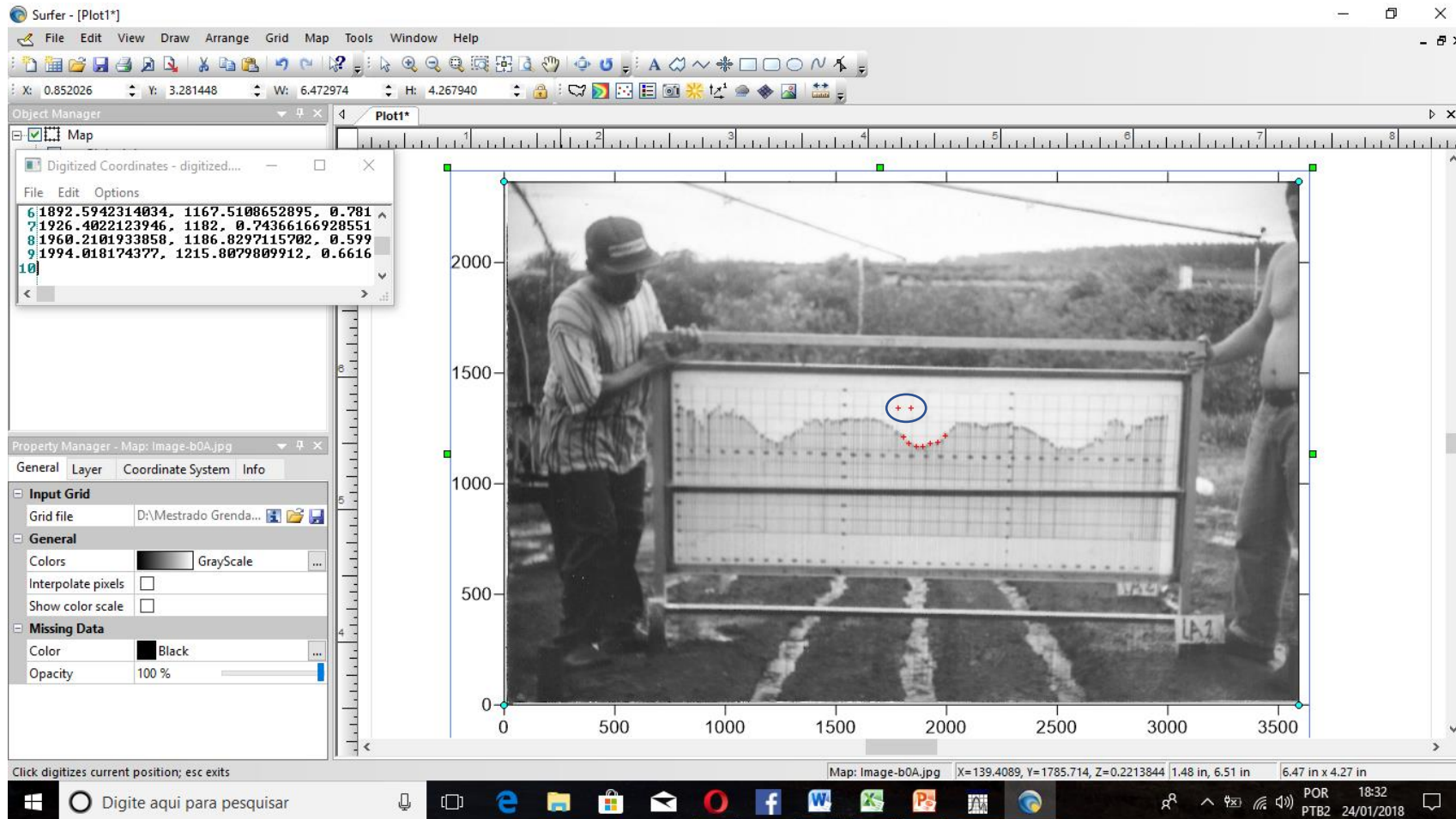
A área de secção ocupada pelo escoamento (a) foi determinada como:

$$a = a_{tot} - (\sum_{i=1}^n a_i) \quad (6)$$

$$a_{tot} = \text{máximo}(y_i) \times \text{abs}(x_1 - x_n) \quad (7)$$

$$a_i = (y_{i+1} - y_i) \times \text{abs}(x_{i+1} - x_i) / 2 \quad (8)$$

em que, a_{tot} - área total configurada pelos pontos x_1 a x_n ; máximo (y_i) - valor máximo dentre os valores da coordenada y ; abs - valor absoluto; n - número total de pontos de interesse digitalizados.



⊕⊕ pontos para ajuste fator escala (fc) da fotografia; + = ponto digitalizado.

Figura 5. Figura demonstrando a digitalização de imagem de um sulco de erosão obtida com um perfilômetro.

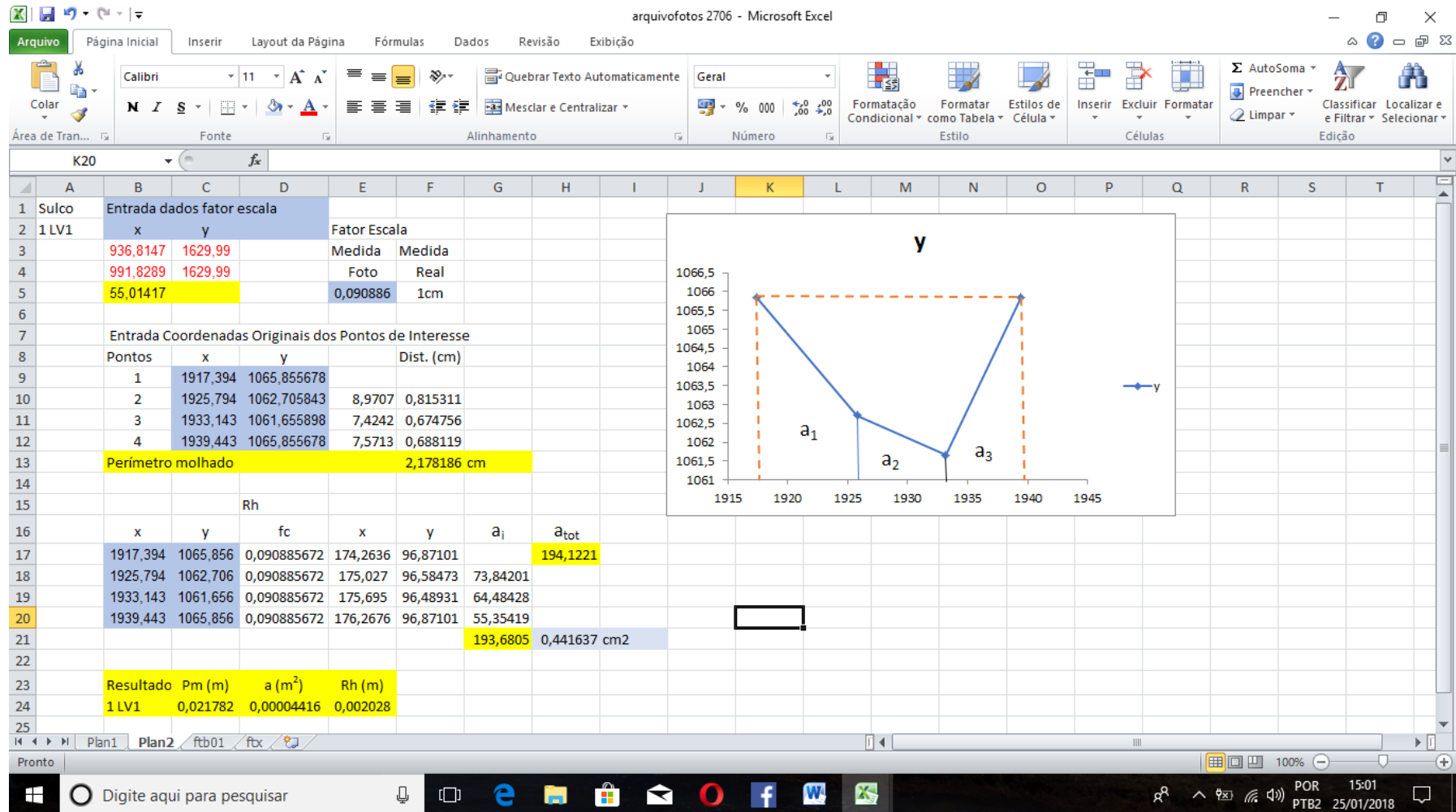


Figura 6. Planilha para cálculo do perímetro molhado (P_m), área de secção do canal (a) ocupada com o escoamento e raio hidráulico (R_h).

O raio hidráulico (R_h , m) dos sulcos foi determinado pela seguinte relação:

$$R_h = \frac{a}{P_m} \quad (9)$$

em que, a - área da secção transversal (m^2); P_m - perímetro molhado da secção transversal (m).

A declividade dos sulcos foi determinada com nível de precisão, pela variação de altura entre dois pontos de distância determinada nos sulcos (a 0,5 m da cabeceira e a 0,5 m antes do final do canal).

As taxas de descarga (q , $m^2 s^{-1}$) foram determinadas pela medição do volume de enxurrada coletada durante um tempo cronometrado e dividida pelo perímetro molhado (P_m , m) dos sulcos.

Parâmetros referentes à hidráulica do fluxo de enxurrada número de Froude, velocidade de cisalhamento e coeficiente de rugosidade de Manning, foram determinados como descritos na sequência.

O número de Reynolds (Re) foi determinado conforme a expressão apresentada por Gilley e Doran (1998):

$$Re = \frac{q}{\nu} \quad (10)$$

em que, q - descarga líquida por unidade de largura ($m^2 s^{-1}$); ν - viscosidade cinemática da água ($m^2 s^{-1}$).

Como a viscosidade cinemática (ν , $m^2 s^{-1}$) da água varia conforme a temperatura, esta foi determinada em $^{\circ}C$ a cada evento. A ν foi determinada conforme a equação dada por Julien (1998):

$$\nu = [1,14 - 0,031 (T - 15) + 0,00068 (T - 15)^2] \times 10^{-6} \quad (11)$$

em que, T - temperatura da água em $^{\circ}C$.

O fluxo foi considerado laminar quando o número de Reynolds resultou em $Re < 1000$, turbulento transicional quando $Re > 1000$ e completamente turbulento quando $Re > 2000$, conforme (Guo et al., 2013; Reichert e Norton, 2013).

Para determinar o número de Froude (F_r), foi utilizada a seguinte expressão (Chanson, 2004):

$$F_r = \frac{v}{\sqrt{g h}} \quad (12)$$

em que, v - velocidade média do fluxo ($m s^{-1}$); g - aceleração da gravidade ($m s^{-2}$); h - altura do fluxo superficial (m).

Os fluxos foram denominados de acordo com o número de Froude (F_r) que se maior que um, indicou que o fluxo foi supercrítico, e se menor que um, indicou um fluxo subcrítico, de acordo com (Guo et al., 2013).

O coeficiente de resistência de Darcy-Weisbach (f) foi determinado como (A-Hamdan et al., 2013):

$$f = \frac{8 g R_h S}{v^2} \quad (13)$$

em que, g - aceleração da gravidade ($m s^{-2}$); R_h - raio hidráulico (m); S - razão de inclinação ($m m^{-1}$); v - velocidade média ($m s^{-1}$).

A rugosidade dos sulcos foi medida pelo coeficiente de rugosidade de Manning (n), obtido a partir da equação:

$$n = R_h^{2/3} S^{1/2} v^{-1} \quad (14)$$

em que, R_h - raio hidráulico (m); S - razão de inclinação do canal ($m m^{-1}$); v - velocidade média do escoamento ($m s^{-1}$).

Amostras deformadas foram coletadas nas laterais dos sulcos, com auxílio de um trado, nos intervalos de 0,00 a 0,20 m, para determinação da umidade do solo (u). No laboratório, as amostras foram pesadas e secas em estufa sob circulação

forçada a 105 °C por 24 horas e pesadas novamente. A umidade gravimétrica foi expressa em (g g⁻¹) e, posteriormente, convertida em (m³ m⁻³) utilizando-se da densidade do solo (ρ_s), a qual foi determinada como descrito pela (Embrapa, 1979).

3.5 Taxas de desagregação e erodibilidade do solo em sulcos

A contribuição de sedimentos destacados das áreas em entressulcos para os sulcos (E, kg m⁻² s⁻¹) foi determinada como (Elliot et al., 1989):

$$E = D_i [(ES - w) / w] \quad (15)$$

em que, D_i - taxa de erosão entressulcos (kg m⁻² s⁻¹); ES - espaço entre os sulcos (m); w - largura dos sulcos (m). Para os Latossolos LV₁, LV₂ e LV₃ utilizou-se de valores médios de D_i obtidos com base em resultados de (Martins Filho et al., 2003). Já para o LV₄ o valor médio de D_i foi obtido com base em resultados de (Izidorio et al., 2005).

A partir da massa de solo seco e da duração das coletas, determinaram-se as taxas de descarga sólida em kg s⁻¹. Por fim, as taxas de desagregação de solo nos sulcos (D_r , kg m⁻² s⁻¹) foram obtidas pela seguinte relação:

$$D_r = \frac{Q C}{L P_m} - E \quad (16)$$

em que, Q - descarga líquida (L s⁻¹); C - concentração de sólidos no escoamento (kg L⁻¹); L - comprimento do sulco (m); P_m - perímetro molhado (m); E - contribuição entressulcos para os sulcos (kg m² s⁻¹).

A carga média de sedimentos do fluxo (G , $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) em sulco foi calculada como:

$$G = \frac{PS}{P_m t} \quad (17)$$

em que, PS - perda total de solo (kg); P_m - perímetro molhado médio da secção transversal do fluxo (m); t – tempo de duração do teste (s).

A capacidade de transporte de sedimentos do fluxo (T) foi determinada utilizando-se modelo para solução da equação de Yalin (MSEY) descrito por (Cerquetani e Martins Filho, 2006). Posteriormente, os valores de T foram correlacionados com os de tensão cisalhante (τ) para avaliação da equação (18) proposta por (Finkner et al., 1989):

$$T = K_t \tau^{3/2} \quad (18)$$

em que, K_t - coeficiente de transporte de sedimento; τ - tensão cisalhante do fluxo (N m^{-2})

A erodibilidade em sulcos (K_r) e a tensão cisalhante crítica (τ_c) foram determinadas pela análise de regressão entre as taxas de desagregação (D_r) e os valores médios da tensão cisalhante do fluxo (τ). A tensão cisalhante média do fluxo (τ) foi obtida com a equação (2).

Portanto, a erodibilidade (K_r) constituiu-se no coeficiente angular da reta que relaciona as taxas de desagregação (D_r) com a tensão cisalhante do fluxo (τ). A tensão cisalhante crítica do solo (τ_c) correspondeu ao valor do intercepto da reta em τ quando $D_r = 0$ (Lafren e Thomas, 1987).

Os fatores de erosão K_r ($s\ m^{-1}$) e τ_c ($N\ m^{-2}$) foram estimados com as equações do modelo WEPP propostas por (Flanagan e Livingston, 1995):

$$K_{r\ WEPP} = 0,00197 + 0,00030\ AMF + 0,03863\ e^{-1,84\ MO} \quad \text{areia} \geq 30\% \quad (19)$$

$$K_{r\ WEPP} = 0,0069 + 0,134\ e^{-0,20 \cdot ARG} \quad \text{areia} < 30\% \quad (20)$$

$$\tau_{c\ WEPP} = 2,67 + 0,065\ ARG - 0,058\ AMF \quad \text{areia} \geq 30\% \quad (21)$$

$$\tau_{c\ WEPP} = 3,5 \quad \text{areia} < 30\% \quad (22)$$

em que, AMF - percentual de areia muito fina, %; e - base dos logaritmos neperianos; MO - percentual de matéria orgânica do solo, %; ARG - percentual de Argila, %.

Para caracterização química do solo, o cálcio, o magnésio, o potássio e o fósforo foram extraídos pelo método da resina trocadora de íons (Raij et al., 2001). O carbono orgânico foi determinado seguindo metodologia da (Embrapa, 1979). O pH foi obtido potenciométricamente em solução de $CaCl_2$ 0,01 M.

A análise granulométrica do solo foi realizada pelo método da pipeta, utilizando uma solução de NaOH 0,1 N como dispersante químico e agitação com aparato de alta rotação (12.000) (Gee e Bauder, 1986). As frações granulométricas foram separadas com base na classificação proposta pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA).

Todas as análises estatísticas foram obtidas com o uso do programa Statistica (Statsoft, 1994).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A capacidade de transporte média do fluxo em sulcos (T) apresentou diferença significativa entre os solos (Tabela 2). Já em relação aos tratamentos com chuva (C) e fluxos adicionais de escoamento (C + F_n) houve diferença significativa para T, pois conforme ocorreu aumento nos fluxos gradativamente a capacidade de transporte do fluxo em sulco aumentou.

Verificou-se que a carga do sedimento (G) presente no escoamento apresentou diferença significativa entre os tratamentos. Ela foi significativamente maior no LV₁ e LV₃. E nos demais solos, ela não diferiu significativamente (LV₂ = LV₄).

A relação G/T, a qual indica quanto da capacidade de transporte do fluxo está comprometida com o transporte de sedimentos, não apresentou diferença significativa para boa parte dos tratamentos. No presente estudo, verificou-se diferença significativa para as médias de G/T entre os solos, na seguinte ordem: LV₃ = LV₄ > LV₁ = LV₂. A carga de sedimento (G) ocupou de 16,3% a 32,7% da capacidade de transporte.

O termo $1 - (G/T)$ não diferiu significativamente para a maioria dos tratamentos. Já para os solos, $1 - (G/T)$ diferiu significativamente na seguinte ordem: LV₁ = LV₂ > LV₃ = LV₄. Logo, foi possível determinar que a taxa de desagregação de solo no sulco (D_r) não foi muito semelhante à taxa de desagregação de solo por um fluxo de água limpa (D_c), ou seja, quando D_r/D_c que é igual a $1 - (G/T)$ não tende a unidade, caso dos Latossolos LV₁, LV₂, LV₃ e LV₄. (Tabela 2).

Com tal conhecimento foi possível aplicar adequadamente a equação (1), para a posterior obtenção da erodibilidade em sulcos (K_r) e tensão cisalhante crítica (τ_c).

Tabela 2. Capacidade de transporte (T), carga (G) e concentração de sedimentos (C) do fluxo em sulcos.

Solo	Trat.	T		G		G/T		1-(G/T)	C		
		Kg m ⁻¹ s ⁻¹		Kg m ⁻¹ s ⁻¹					Kg m ⁻³		
LV ₁	C	0,616	c	0,136	b	0,189	a	0,811	a	21,80	a
	C+F ₁	1,110	b	0,262	a	0,238	a	0,762	a	36,03	a
	C+F ₂	1,441	ab	0,555	a	0,239	a	0,761	a	36,10	a
	C+F ₃	1,699	a	0,563	a	0,217	a	0,783	a	25,60	a
	Média	1,216	A	0,278	A	0,221	B	0,799	A	29,88	B
	D.P.	0,542		0,130		0,048		0,048		10,39	
	CV	44,56		46,81		21,84		6,18		34,76	
LV ₂	C	0,480	c	0,098	b	0,190	b	0,810	a	28,39	b
	C+F ₁	0,601	bc	0,152	ab	0,244	ab	0,756	ab	51,32	ab
	C+F ₂	0,929	bc	0,236	a	0,252	a	0,748	b	55,18	a
	C+F ₃	1,287	a	0,273	a	0,215	ab	0,785	ab	42,97	ab
	Média	0,824	BC	0,189	B	0,225	B	0,775	A	44,47	B
	D.P.	0,403		0,091		0,050		0,050		14,95	
	CV	48,94		47,90		22,23		6,47		33,62	
LV ₃	C	0,277	d	0,091	c	0,327	a	0,673	a	75,97	b
	C+F ₁	0,834	c	0,234	b	0,282	a	0,718	a	96,65	ab
	C+F ₂	1,333	c	0,410	a	0,310	a	0,690	a	114,4	a
	C+F ₃	1,876	a	0,499	a	0,274	a	0,726	a	91,73	b
	Média	1,080	AB	0,308	A	0,298	A	0,702	B	94,70	A
	D.P.	0,671		0,178		0,074		0,074		28,27	
	CV	62,14		57,85		24,87		10,55		29,85	
LV ₄	C	0,248	c	0,070	c	0,163	a	0,728	a	37,43	a
	C+F ₁	0,321	c	0,094	c	0,172	a	0,712	a	48,94	a
	C+F ₂	0,753	b	0,231	b	0,169	a	0,727	a	37,51	a
	C+F ₃	1,138	a	0,336	a	0,184	a	0,697	a	29,33	a
	Média	0,615	C	0,183	B	0,172	A	0,716	B	38,30	B
	D.P.	0,416		0,140		0,061		0,100		18,39	
	CV	67,58		76,84		35,41		14,01		48,01	

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; Trat.- tratamento; D.P - desvio padrão; CV - coeficiente de variação. Médias seguidas de mesma letra minúscula para um mesmo solo e maiúscula entre os solos na coluna, para uma mesma variável, não diferem estatisticamente, pelo teste de Duncan ($p < 0,05$).

Análises de regressões permitiram relacionar a capacidade de transporte de sedimentos (T) com a tensão cisalhante do fluxo (τ) nos sulcos, como proposto por (Finkner et al., 1989): $T = K_t \tau^{3/2}$ (Tabela 3).

Bons e significativos coeficientes de determinação foram obtidos, os quais variaram de 0,92 a 0,99 ($p < 0,01$). Os valores dos coeficientes de transporte de sedimentos (K_t) obtidos encontram-se no intervalo de 0,034 a 0,046. Esses resultados são inferiores a faixa de valores de 0,063 a 0,126, obtidos por Zhang et al. (2011), para uma mistura de sedimentos compostos por cinco classes de tamanho com diâmetros médios de 0,10, 0,22, 0,41, 0,69 e 1,16 mm.

Zhang et al. (2005) demonstrou que a equação (18) do modelo WEPP reproduz a capacidade de transporte de sedimentos obtida com a equação de Yaling satisfatoriamente, em sulcos com K_t de 0,048 e R^2 de 0,99. O valor de K_t determinado por Zhang et al. (2005) é maior que o estabelecido para o conjunto de Latossolos do presente trabalho, o qual foi de 0,037 (Tabela 3).

Tabela 3. Capacidade de transporte média de sedimento (T , $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) em função da tensão cisalhante média do fluxo nos sulcos (N m^{-2}).

Solo	$T = K_t \tau^{3/2}$	R^2
LV ₁	$T = 0,046 \tau^{3/2}$	0,99**
LV ₂	$T = 0,034 \tau^{3/2}$	0,99**
LV ₃	$T = 0,035 \tau^{3/2}$	0,99**
LV ₄	$T = 0,034 \tau^{3/2}$	0,99**
Geral	$T = 0,037 \tau^{3/2}$	0,92**

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; K_t = coeficiente de transporte de sedimentos; ** $p < 0,01$.

A concentração média de sedimentos no fluxo em sulcos (C) variou de 21,80 a 114,40 kg m^{-3} (Tabela 2). Thomaz (2012) obteve valores de C de 9,5 a 207,2 kg m^{-3} para um Cambissolo em Gurapuava-PR. Os valores médios de C do presente trabalho estão abaixo da faixa de valores de 300 a 400 kg m^{-3} , a qual separa fluxo normal do hiperconcentrado, ou seja, este é o limite considerado na transição entre fluido newtoniano para o fluido não-newtoniano (Hessel, 2006).

É possível sugerir que nas condições do presente trabalho o fluido foi newtoniano, que é aquele que apresenta taxas de deformação proporcionais às tensões cisalhantes aplicadas. A concentração média de sedimentos no fluxo em sulcos apresentou diferença significativa entre os tratamentos para os solos LV₂ e LV₃, e entre as médias dos solos foi significativamente maior no LV₃ e não diferiu entre LV₁, LV₂ e LV₄.

As variáveis T, G, G/T e C tiveram CV da ordem de 21,84 a 76,84%, ou seja, valores altos ($20\% < CV < 30\%$) a muito altos ($CV \geq 30\%$). Tais valores de CV são compatíveis com outros resultados experimentais obtidos para o fenômeno de erosão em sulcos (Elliot et al., 1989; Wirtz et al., 2013; Thomaz, 2012), o que deve ser decorrente do aspecto totalmente caótico deste fenômeno. Já a relação $1-(G/T)$ apresentou CV de 6,18 a 14,01%, os quais podem ser considerados como baixos até 10% e de 10 a 20% como médios (Pimentel Gomes, 1985).

Verificou-se que as vazões médias nos sulcos (Q) tenderam a aumentar significativamente com as combinações chuva (C) e chuva + fluxos (C+Fn) (Tabela 4). As vazões (Q) variam de 0,032 a 1,679 m³ s⁻¹. Entre os solos ela foi significativamente maior no LV₁ e não diferiu entre o LV₂, LV₃ e LV₄.

Comportamento similar a Q teve a taxa de descarga por unidade de largura (q). As mudanças nas taxas de descargas implicaram em maiores e significativas velocidades médias do fluxo em sulcos (v), pois conforme descrito por Prosser e Rustomji (2000) a velocidade do fluxo é diretamente proporcional a Q.

Por isso, segundo Qian et al. (2016) a velocidade do fluxo é um indicador crucial no estudo da erosão do solo. Neste estudo, as velocidades médias dos fluxos variaram de 0,278 m s⁻¹ a 0,912 m s⁻¹ nas diferentes condições experimentais.

A Tabela 4 apresenta significativas mudanças da velocidade média do fluxo, área de seção do canal ocupada pelo fluxo (a), perímetro molhado (P_m) e raio hidráulico (R_h) devido à erosão em sulcos nos Latossolos. Os valores médios de a, P_m e R_h variaram significativamente entre os solos e de acordo com os tratamentos com chuva e fluxos adicionais.

Verificou-se que quanto maior o fluxo aplicado, maiores os danos causados às paredes laterais dos sulcos, ou seja, maiores os valores de a, P_m e R_h.

Tabela 4. Características hidráulicas do fluxo em sulcos para os quatro Latossolos.

Solo	Trat.	$Q \times 10^3$ $m^3 s^{-1}$	$q \times 10^3$ $m^2 s^{-1}$	v $m s^{-1}$	$a \times 10^3$ m^2	$P_m \times 10^2$ m	$R_h \times 10^2$ m
LV ₁	C	0,210 c	8,512 c	0,644 b	0,300 d	3,689 c	0,816 C
	C+F ₁	0,394 c	11,122 c	0,632 b	0,618 c	5,469 c	1,176 B
	C+F ₂	0,905 b	15,970 b	0,717 b	1,281 b	8,968 b	1,395 Ab
	C+F ₃	1,679 a	22,861 a	0,912 a	1,831 a	11,476 a	1,537 A
	Média	0,797 A	14,616 A	0,726 A	1,008 A	7,401 A	1,231 A
	D. P.	0,628	6,839	0,196	0,637	3,193	0,359
	CV	78,84	46,79	26,95	63,21	43,14	29,20
LV ₂	C	0,046 b	5,740 b	0,372 a	0,120 c	1,508 c	0,859 C
	C+F ₁	0,158 ab	4,526 b	0,278 a	0,558 b	5,525 b	1,018 C
	C+F ₂	0,308 ab	6,690 b	0,311 a	0,996 a	7,251 ab	1,375 B
	C+F ₃	0,473 a	10,415 a	0,393 a	1,211 a	7,510 a	1,670 A
	Média	0,246 B	6,843 B	0,338 C	0,721 AB	5,449 B	1,230 A
	D. P.	0,179	3,655	0,106	0,462	2,888	0,399
	CV	72,60	53,41	31,41	64,04	53,01	32,45
LV ₃	C	0,032 b	1,933 b	0,300 a	0,110 d	2,605 d	0,415 C
	C+F ₁	0,132 b	3,773 b	0,292 a	0,439 c	5,070 c	0,807 B
	C+F ₂	0,270 ab	5,875 ab	0,331 a	0,790 b	6,980 a	1,111 a
	C+F ₃	0,471 a	8,709 a	0,413 a	1,129 a	8,389 a	1,335 a
	Média	0,226 B	5,073 B	0,334 C	0,617 AB	5,761 AB	0,917 B
	D. P.	0,189	2,907	0,075	0,426	2,414	0,384
	CV	83,44	57,31	22,33	69,09	41,90	41,90
LV ₄	C	0,086 c	2,151 c	0,342 c	0,241 c	4,337 c	0,561 c
	C+F ₁	0,107 c	2,661 bc	0,332 c	0,370 c	5,610 bc	0,669 c
	C+F ₂	0,421 b	6,444 ab	0,533 b	0,748 b	6,475 b	1,101 b
	C+F ₃	1,033 a	12,072 a	0,820 a	1,266 a	8,763 a	1,446 a
	Média	0,412 B	5,832 B	0,507 B	0,656 AB	6,297 AB	0,944 B
	D. P.	0,447	4,621	0,261	0,477	2,490	0,402
	CV	108,56	79,24	51,43	72,77	39,55	42,57

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; Q - descarga líquida; q - taxa de descarga por unidade de largura; v - velocidade média do fluxo; a - área do canal ocupada pelo fluxo; P_m - perímetro molhado; R_h - raio hidráulico; Trat. - tratamento; D.P - o desvio padrão; CV - coeficiente de variação. Médias seguidas de mesma letra minúscula para um mesmo solo e maiúscula entre os solos na coluna, para uma mesma variável, não diferem estatisticamente, pelo teste de Duncan (p<0,05).

Outra comprovação da dinâmica das modificações ocasionadas pelo processo de erosão em sulcos, nos quatro Latossolos, são as correlações obtidas entre velocidade (v), profundidade (y) e largura (w) dos fluxos em sulcos com a taxa de descarga ou vazão do fluxo (Q) (Tabela 5).

Verificou-se que v , y e w podem ser expressas por uma função potência, o que corrobora resultados obtidos por Zhou et al. (2012) no *Loess Plateau* na China.

Tabela 5. Velocidade média (v , $m\ s^{-1}$), profundidade (y , m) e largura (w , m) dos fluxos em sulcos em função da taxa de descarga ou vazão do fluxo (Q , $m^3\ s^{-1}$).

Solo	$v = \alpha Q^b$	R^2	$y = c Q^d$	R^2	$w = k Q^m$	R^2
LV ₁	$v = 4,270 Q^{0,239}$	0,77**	$y = 0,650 Q^{0,454}$	0,94**	$w = 1,300 Q^{0,454}$	0,94**
LV ₂	$v = 0,936 Q^{0,132}$	0,65**	$y = 1,418 Q^{0,510}$	0,79**	$w = 2,837 Q^{0,510}$	0,79**
LV ₃	$v = 1,085 Q^{0,141}$	0,75**	$y = 0,535 Q^{0,415}$	0,99**	$w = 1,361 Q^{0,415}$	0,99**
LV ₄	$v = 16,107 Q^{0,434}$	0,87**	$y = 0,097 Q^{0,274}$	0,79**	$w = 0,605 Q^{0,279}$	0,79**
Geral	$v = 14,234 Q^{0,427}$	0,76**	$y = 0,310 Q^{0,360}$	0,62**	$w = 0,591 Q^{0,311}$	0,65**

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; R^2 coeficiente de determinação; α , b , c , d , k e m são constantes empíricas.

Gilley et al. (1990) obteve valores em 11 áreas cultivadas com milho ou pequenos grãos, no leste dos EUA, para b de 0,23 a 0,39, m de 0,14 a 0,47 e d igual 0,40. Já Govers (1992) avaliou, em experimentos de campo e laboratório, que a declividade não interfere no expoente b , o qual ficou estabelecido como sendo igual a 0,30. Em áreas com pastagens, Abrahams et al. (1996) obteve valores de b , d e m iguais a 0,33, 0,34 e 0,33 respectivamente. Zhou et al. (2012) obteve valores de b no intervalo de 0,21 a 0,31.

Na Tabela 5 os expoentes b , d e m variaram de 0,132 a 0,434 (média = 0,275), 0,274 a 0,510 (média = 0,403) e 0,279 a 0,510 (média = 0,394). Logo, em média os resultados obtidos são compatíveis com os apresentados por Govers (1992), Abrahams et al. (1996) e Zhou et al. (2012).

Cumprido ressaltar que os expoentes b , d e m representam as taxas de mudanças em v , y e w devido àquelas observadas na taxa de descarga (Q), enquanto as constantes α , c e k são fatores de escala que são equivalentes a v , y e w quando Q é igual a 1 (Zhou et al., 2012).

O número de Reynolds (R_e) e de Froude (F_r) são variáveis hidráulicas críticas para o regime do fluxo em sulcos. O R_e representa a ação das forças viscosas no fluxo, enquanto o F_r representa a ação das forças gravitacionais no fluxo (Guo et al., 2013). O R_e variou de 1.421 a 15.941 nos sulcos, enquanto o F_r apresentou valores de 0,85 a 2,35 (Tabela 6).

Os fluxos nos sulcos podem ser caracterizados nos seguintes regimes (Guo et al., 2013; Reichert e Norton, 2013): supercrítico ($F_r > 1$) e subcrítico ($F_r < 1$); laminar ($R_e < 1000$), transicional ($R_e = 1000$ a 2000) e turbulento ($R_e > 2000$). O regime dos fluxos nos sulcos foi classificado como subcrítico turbulento ($F_r < 1$; $R_e > 2000$) na maioria dos tratamentos do LV₂ e no tratamento C do LV₃ foi supercrítico transicional ($F_r > 1$; R_e entre 1000 e 2000). Nos demais casos o fluxo foi supercrítico turbulento ($F_r > 1$; $R_e > 2000$, Tabela 6).

Para uma particular morfologia de um sulco, em um dado instante, existem características associadas às rugosidades, larguras e profundidades, as quais são funções do material erodindo, taxa de enxurrada e estrutura prévia do sulco (Nearing et al., 1997).

Durante um evento de erosão em sulcos há dois tipos de resistências, a resistência ao fluxo e à erosão. Ambas têm papel fundamental no processo de erosão. A resistência ao fluxo é quantificada pelo coeficiente de resistência de Darcy-Weisbach (f) ou com o coeficiente de rugosidade de Manning (n).

Os valores de f foram de 0,11 a 0,77 e os de n de 0,017 a 0,049 (Tabela 6). Verificou-se que o f e o n tenderam a decrescer com o aumento do R_e (Tabela 7). Contudo, o n aumentou com um aumento no valor de R_e no LV₃.

Tabela 6. Taxa de erosão em sulcos e características hidráulicas do fluxo para os quatros Latossolos.

Solo	Trat.	R _e	F _r	F	n	D _r	τ	ω
						Kg m ⁻² s ⁻¹	N m ⁻²	W m ⁻²
LV ₁	C	6275 c	2,29 a	0,13 a	0,017 a	0,0284 b	5,79 c	6,08 c
	C+F ₁	8345 c	1,92 a	0,19 a	0,023 a	0,0518 ab	8,29 b	7,89 c
	C+F ₂	11249 b	1,95 a	0,20 a	0,024 a	0,0686 a	9,87 ab	11,40 b
	C+F ₃	15941 a	2,35 a	0,11 a	0,018 a	0,0695 a	10,89 a	16,24 a
	Média	10452 A	2,13 A	0,16 C	0,021 C	0,0546 A	8,71 A	10,40 A
	D. P.	4625	0,51	0,09	0,006	0,0258	2,57	5,01
	CV	44,25	24,05	58,41	29,48	47,23	29,51	48,21
LV ₂	C	4147 b	1,33 a	0,42 b	0,032 b	0,0133 b	5,76 b	3,85 b
	C+F ₁	3270 b	0,88 a	0,73 a	0,045 a	0,0197 b	6,87 b	3,07 b
	C+F ₂	4833 ab	0,85 a	0,77 a	0,049 a	0,0307 a	9,18 a	4,48 ab
	C+F ₃	7523 a	0,98 a	0,63 ab	0,044 a	0,0376 a	11,09 a	6,93 a
	Média	4943 C	1,01 C	0,64 A	0,042 A	0,0253 B	8,23 AB	4,58 B
	D. P.	2640	0,30	0,22	0,009	0,0122	2,64	2,42
	CV	53,41	29,47	34,40	21,03	47,23	32,06	52,88
LV ₃	C	1421 b	1,51 a	0,52 b	0,032 b	0,0063 d	4,29 d	2,27 c
	C+F ₁	2774 b	1,07 a	0,71 ab	0,042 a	0,0186 c	8,31 c	3,44 bc
	C+F ₂	4319 ab	1,00 a	0,77 a	0,046 a	0,0313 b	11,55 b	5,47 ab
	C+F ₃	6403 a	1,14 a	0,60 ab	0,042 a	0,0403 a	14,02 a	7,87 a
	Média	3729 C	1,18 C	0,65 A	0,041 A	0,0242 B	9,54 A	4,76 B
	D. P.	2137	0,31	0,23	0,009	0,0144	4,07	2,58
	CV	57,31	26,60	35,75	22,26	59,68	42,61	54,17
LV ₄	C	2135 c	1,49 b	0,35 a	0,027 ab	0,0066 c	3,98 c	1,52 b
	C+F ₁	2595 c	1,28 b	0,47 a	0,032 a	0,0086 c	4,74 c	1,89 b
	C+F ₂	6978 b	1,61 b	0,32 ab	0,028 ab	0,0214 b	7,76 b	4,58 b
	C+F ₃	13501 a	2,19 a	0,13 b	0,020 b	0,0317 a	10,25 a	8,60 a
	Média	6302 BC	1,64 B	0,32 B	0,027 B	0,0171 B	6,68 B	4,15 B
	D. P.	5316	0,63	0,21	0,009	0,0129	2,87	3,35
	CV	84,34	38,36	64,72	33,07	75,40	42,92	80,79

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; R_e - número de Reynolds; F_r - número de Froude; f - coeficiente de resistência de Darcy-Weisbach; n - coeficiente de rugosidade de Manning; D_r - taxa de erosão em sulcos; τ - tensão cisalhante do fluxo; ω - potência do fluxo; Trat. - tratamento; D. P - desvio padrão; CV - coeficiente de variação. Médias seguidas de mesma letra minúscula para um mesmo solo e maiúscula entre os solos na coluna, para uma mesma variável, não diferem estatisticamente, pelo teste de Duncan (p<0,05).

Em declives suaves de 10,5%, segundo PENG et al. (2015), o Re aumenta e a rugosidade diminui, devido ao aumento da profundidade do fluxo ser maior que o da rugosidade em consequência das mudanças nas perdas de sedimentos e na morfologia dos sulcos. Tais resultados corroboram no geral os apresentados na Tabela 7.

Os coeficientes de correlação entre f e Re ($r = - 0,05$ a $- 0,72$) indicaram que a rugosidade nos sulcos decresceu com o aumento do número de Reynolds. O mesmo pode ser observado entre n e Re ($r = - 0,18$ a $- 0,63$), exceto no LV3 que apresentou coeficiente de correlação positivo entre o coeficiente de Manning e o número de Reynolds ($r = 0,28$).

A rugosidade hidráulica, f e n , para um sulco erodindo ocorre devido à variação relativa da rugosidade e por processos de desenvolvimento de um sulco em diferentes gradientes de declives (Peng et al., 2015). Em geral a rugosidade é constituída por três partes: 1) a relativa ao atrito das partículas; 2) a oriunda das mudanças na forma do canal ou sulco; 3) aquela do atrito devido à turbulência da água.

Uma possível razão para um aumento n com Re no LV3 (Tabela 7) pode ser atribuída à turbulência da água. Quando a concentração de sedimento torna-se alta, caso do LV₃ (Tabela 2), e ondas de choque se formam na superfície da água, há uma intensificação dos resultados relativos à ação do fluxo nos sulcos. Devido ao relatado, a velocidade do fluxo aumenta, o que torna forte o atrito devido à turbulência no sulco. Por esta razão, a rugosidade aumenta com o Re .

As taxas de erosão em sulcos variaram significativamente entre tratamentos e entre os solos, com valores de CV de 47,23 a 75,40%, os quais são muito altos e típicos para o fenômeno de erosão. A tensão de cisalhamento (τ) e a potência do fluxo (ω) variaram significativamente entre tratamentos e solos. Estas variáveis também apresentaram valores de CV de altos a muito altos (29,51% a 80,79, Tabela 6).

Tabela 7. Matrix de correlação entre variáveis hidráulicas relativas ao fluxo e da erosão em sulcos.

Solo		R_e	F_r	f	n	v	D_r	ω
LV ₁	F_r	0,39						
	f	-0,35	-0,94**					
	n	-0,20	-0,94**	0,98**				
	v	0,85**	0,81**	-0,75**	-0,66**			
	D_r	0,78**	-0,64	0,12	0,27	0,47*		
	ω	0,98**	0,41*	-0,37	-0,23	0,85**	0,77**	
	τ	0,85**	-0,11	0,17	0,33	0,47*	0,94**	0,81**
LV ₂	F_r	0,36						
	f	-0,38	-0,90**					
	n	-0,18	-0,89**	0,96**				
	v	0,86**	0,75**	-0,75**	-0,61**			
	D_r	0,78**	-0,12	0,17	0,40	0,41*		
	ω	0,99**	0,39	-0,40	-0,19	0,87**	0,79**	
	τ	0,83**	-0,08	0,10	0,34	0,49*	0,95**	0,84**
LV ₃	F_r	-0,25						
	f	-0,05	-0,81**					
	n	0,28	-0,90**	0,93**				
	v	0,80**	0,36	-0,54**	-0,27			
	D_r	0,94**	-0,42*	0,19	0,50**	0,60**		
	ω	0,96**	-0,20	0,04	0,34	0,78**	0,94**	
	τ	0,96**	-0,45*	0,16	0,49	0,64**	0,98**	0,92**
LV ₄	F_r	0,73**						
	f	-0,72**	-0,95**					
	n	-0,63**	-0,97**	0,97**				
	v	0,94**	0,91**	-0,87**	-0,83**			
	D_r	0,85**	0,40	-0,47*	-0,31	0,70**		
	ω	1,00**	0,72**	-0,70**	-0,62**	0,94**	0,84**	
	τ	0,93**	0,48	-0,53**	-0,38	0,79**	0,94**	0,92**

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico; R_e - número de Reynolds; F_r - número de Froude; f - coeficiente de resistência de Darcy-Weisbach; n - coeficiente de rugosidade de Manning; v - velocidade média do fluxo ($m\ s^{-1}$); D_r - taxa de erosão em sulcos ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$); ω - potência do fluxo ($kg\ s^{-3}$); τ - tensão cisalhante do fluxo ($N\ m^{-2}$); * $p < 0,05$; ** $p < 0,01$.

Com relação às variáveis hidráulicas, significativas correlações foram obtidas com a velocidade média do fluxo (v). A v apresentou coeficientes de correlações positivos com as variáveis hidráulicas Re , F_r , τ e ω e com D_r (Tabela 7). Correlações negativas entre v , f e n foram obtidas ($r = -0,27$ a $0,87^{**}$), visto que nas equações de Darcy-Weisbach (13) e Manning (14) o f e o n , respectivamente, são inversamente proporcionais a v .

A taxa de erosão em sulcos demonstrou possuir boas e significativas correlações positivas com ω ($r = 0,77$ a $0,94$, $p > 0,01$) e τ ($r = 0,94$ a $0,98$, $p > 0,01$), Tabela 7. A tensão de cisalhamento hidráulico foi a variável hidráulica que melhor descreveu D_r (Tabela 7), o que concorda com Gimenez e Govers (2002) e contraria Reichert e Norton (2013) os quais recomendaram a potência do fluxo em modelos de erosão.

A tensão cisalhante crítica (τ_c) e a erodibilidade em sulcos (K_r) foram obtidas com uma relação linear entre D_r e τ (Figura 7), para uso com o modelo WEPP. Os valores de K_r determinados para os Latossolos diferiram significativamente na seguinte ordem (Tabela 8): LV_1 ($K_r = 0,0094 \text{ s m}^{-1}$) $>$ LV_2 ($K_r = 0,0046 \text{ s m}^{-1}$) $>$ LV_4 ($K_r = 0,0042 \text{ s m}^{-1}$) $>$ LV_3 ($K_r = 0,0035 \text{ s m}^{-1}$).

Já as tensões críticas de cisalhamento não diferiram entre si, mas permitiram ordenar os Latossolos do seguinte modo: LV_1 ($\tau_c = 2,915 \text{ N m}^{-2}$) $>$ LV_4 ($\tau_c = 2,667 \text{ N m}^{-2}$) $>$ LV_2 ($\tau_c = 2,630 \text{ N m}^{-2}$) $>$ LV_3 ($\tau_c = 2,514 \text{ N m}^{-2}$).

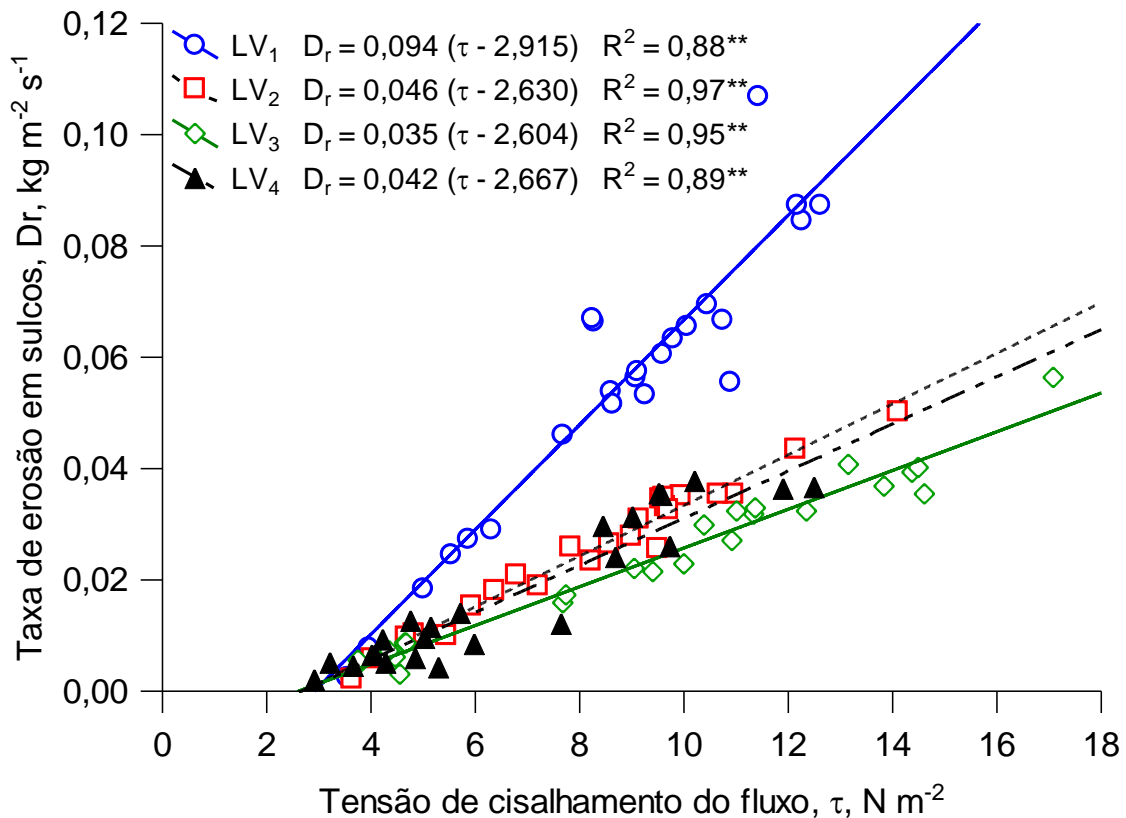


Figura 7. Taxa de erosão em sulcos em função da tensão cisalhante do escoamento. LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico.

Luca Junior e Martins Filho (2009) obtiveram valores de K_r de $0,00602 \text{ s m}^{-1}$ e τ_c de $3,372 \text{ N m}^{-2}$, para Latossolo igual ao LV₄, os quais são superiores aos valores apresentados na Figura 7. Entretanto, Costa (2015) obteve no mesmo solo K_r igual $0,0025 \text{ s m}^{-1}$ e τ_c de $2,560 \text{ N m}^{-2}$. Este último valor é próximo do apresentado pelo LV₄. Deste modo, os valores de K_r e τ_c do LV₄ na Figura 7, são intermediários aos obtidos por Luca Júnior (2009) e Costa (2015).

Utilizando as equações de predição indireta de K_r e τ_c para o modelo WEPP (Flanagan e Nearing, 1995) verificaram-se que: 1) os valores de K_r foram subestimados para o LV₁ e LV₂ e superestimados para o LV₃ e LV₄ (Tabela 8); 2) os valores de τ_c estimados superestimaram os valores determinados em todos os Latossolos.

Tais resultados são um indicativo que as equações do WEPP não são adequadas para predição de variáveis da erosão em sulcos como K_r e τ_c , em solos tropicais argilosos e muito intemperizados. Resultados semelhantes foram observados por Reichert e Norton (2013), em solos muito argilosos na Austrália.

As equações propostas por Flanagan e Nearing (1995) foram obtidas com os resultados experimentais de K_r e τ_c , para 32 solos nos EUA, relatados por Elliot et al. (1989), dos quais apenas 2 continham conteúdo de argila superior a 46%. Este limite é inferior aos conteúdos de argila do LV₃ e LV₄ e superior aos do LV₁ e LV₂ (Tabela 1).

É possível pressupor que, o uso dos valores estimados de K_r e τ_c com o modelo WEPP levariam a subestimação da erosão em sulcos nos LV₁ e LV₂, enquanto o contrário ocorreria no LV₃ e LV₄. Com o aumento da presença de caulinita no solo, maior tensão cisalhante foi necessária para iniciar a desagregação e maior a taxa de desagregação em sulcos por unidade de tensão (Figura 7).

Tais aspectos explicam a influência da mineralogia do solo na erodibilidade em sulcos e na tensão cisalhante crítica, o que também foi observado por Reichert e Norton (2013) com a presença de esmectita em solos argilosos na Austrália.

Para Latossolos férricos, em uma topossequência no município de Guatapar (SP), Teixeira (2017) estimou K_r e τ_c com as equações de Flanagan e Nearing (1995). Nos solos do topo, o teor de ferro total (Fe_2O_3)  de aproximadamente 200 g kg^{-1} ; e, na parte mais baixa da paisagem, de 10 g kg^{-1} (Siqueira et al., 2015). Houve aumento da razão $Ct/(Ct+Gb)$ do compartimento com mais ferro (0,77) para o compartimento com menos ferro (0,82).

Estes resultados indicaram que as três regiões mapeadas por Siqueira et al. (2015) são três ambientes pedogenéticos distintos. Cunha et al. (2005), estudando Latossolos com variação de ferro na mesma amplitude encontrada na área (50 a 120 g kg^{-1}), também observaram variação na razão $Ct/(Ct+Gb)$.

Teixeira (2017) obteve correlação negativa entre $Ct/(Ct+Gb)$ e $K_{r\text{ WEPP}}$, o que  contraditório com os resultados apresentados nas Tabelas 1 e 8. Já os valores de τ_c se correlacionaram positivamente com a razão $Ct/(Ct+Gb)$, o que é concordante com os resultados aqui apresentados.

Tabela 8. Erodibilidade em sulcos (K_r) e tensão cisalhante crítica (τ_c) obtidas experimentalmente, erodibilidade em sulcos ($K_{r\text{ WEPP}}$) e tensão cisalhante crítica ($\tau_{c\text{ WEPP}}$) estimados com equações do WEPP (Flanagan e Nearing, 1995) para os Latossolos.

Solos	K_r	$K_{r\text{ WEPP}}$	$K_{r\text{ WEPP}}/K_r$	τ_c	$\tau_{c\text{ WEPP}}$	$\tau_{c\text{ WEPP}}/\tau_c$
LV ₁	0,0094 a	0,0054	0,6	2,915 a	4,140	1,4
LV ₂	0,0046 b	0,0032	0,7	2,630 a	5,470	2,1
LV ₃	0,0035 c	0,0069	2,0	2,514 a	3,500	1,4
LV ₄	0,0042 b	0,0069	1,6	2,667 a	3,500	1,3

LV₁ - Latossolo Vermelho distrófico; LV₂ - Latossolo Vermelho eutrófico; LV₃ - Latossolo Vermelho eutroférico; LV₄ - Latossolo Vermelho eutroférico;

Os valores estimados de K_r por Teixeira (2017) foram de K_r 0,0029 a 0,0034 s m^{-1} e τ_c com valores de 2,84 a 5,52 N m^{-2} . Tais valores de K_r estimados são inferiores aos obtidos experimentalmente para os Latossolos LV₁, LV₂, LV₃ e LV₄ (Tabela 8). Para razão $Ct/(Ct+Gb) > 0,75$ os valores de $\tau_{c\text{ wepp}}$ foram superiores a 3,50 N m^{-2} , logo maiores que os valores obtidos experimentalmente no LV₁, LV₂, LV₃ e LV₄ (Tabela 8).

Os resultados de erodibilidade contraditórios revelam a necessidade de determinações experimentais de K_r e τ_c , principalmente para os Latossolos estudados por Teixeira (2017). Outro aspecto interessante é que os Latossolos LV₁, LV₂ e LV₃ estão numa topossequência, em que os maiores valores da razão $Ct/(Ct+Gb)$ encontram-se em ordem contrária a observada por Teixeira (2017). O LV₁ localizado no topo tem a maior razão $Ct/(Ct+Gb)$, enquanto o LV₃ localizado na parte inferior da encosta tem a menor razão.

Segundo Teixeira (2017), além de influenciar na tensão cisalhante crítica do solo, a variação mineralógica influencia no potencial do solo em ser compactado (mecânica de solos). Rossetti et al. (2015), estudando o potencial de compactação nos mesmos Latossolos de Cunha et al. (2005), encontraram que solos com menos ferro têm potencial de compactação 40% maior do que solos com mais ferro. Esse aumento da compactação influencia diretamente na tensão cisalhante crítica do solo.

Na Figura 8 pode-se observar o efeito da mineralogia do solo na erodibilidade em sulcos e tensão cisalhante crítica, para o conjunto de Latossolos deste trabalho.

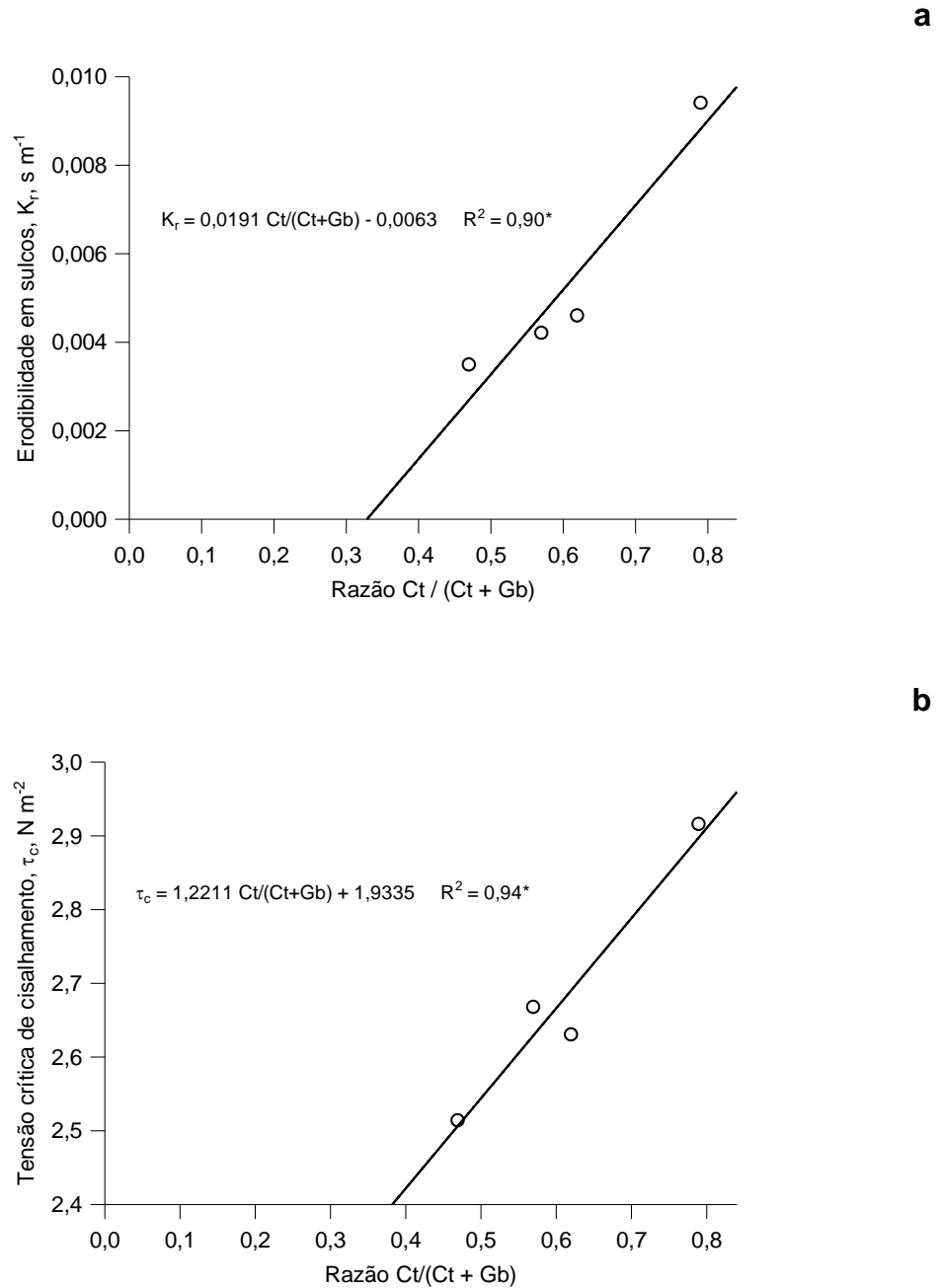


Figura 8. Erodibilidade em sulcos e tensão cisalhante crítica do solo em função da razão caulinita (Ct) sobre caulinita mais gibbissita (Gb).

Para Latossolos no Brasil, Ferreira et al. (1999) concluíram que a caulinita e a gibbsita são os principais constituintes mineralógicos responsáveis pelo desenvolvimento da estrutura de tais solos. Eles propuseram dois modelos para a estruturação dos Latossolos:

1) Modelo caulinitico, que implica no desenvolvimento de macroestrutura do tipo em blocos, devendo originar Latossolos com maior densidade do solo, maior proporção de poros pequenos e menor permeabilidade;

2) Modelo gibbsítico, que implica no desenvolvimento de macroestrutura do tipo granular, com pequenos grânulos soltos, e, em consequência, deverá determinar Latossolos com menor densidade do solo, maior proporção de poros grandes e maior permeabilidade.

Os Latossolos LV₁ e LV₂ se enquadram no modelo caulinitico, o qual pressupõe solos mais erodíveis, enquanto os LV₃ e LV₄ preenchem os requisitos do modelo gibbsítico com solos menos erodíveis.

A relação ou razão $Ct/(Ct+Gb)$, para os Latossolos avaliados, explica 90% das variações na erodibilidade em sulcos e 94% das observadas para a tensão cisalhante crítica do solo (Figura 8). Isto confirma o efeito da mineralogia dos Latossolos argilosos e férricos nos valores de K_r e τ_c . Os resultados indicam que se a razão $Ct/(Ct+Gb)$ aumenta, haverá um conseqüente aumento de K_r e τ_c .

5. CONCLUSÕES

Os valores de erodibilidade em sulcos (K_r) determinados para os Latossolos são de $0,0094 \text{ s m}^{-1}$ no LV₁, $0,0046 \text{ s m}^{-1}$ no LV₂, $0,0035 \text{ s m}^{-1}$ no LV₃ e $0,0042 \text{ s m}^{-1}$ no LV₄. Dentre os quatro Latossolos avaliados, os mais caulínícos apresentaram os maiores valores de K_r .

As tensões críticas de cisalhamento do solo (τ_c) determinadas são de $2,915 \text{ N m}^{-2}$ no LV₁, $2,630 \text{ N m}^{-2}$ no LV₂, $2,604 \text{ N m}^{-2}$ no LV₃ e no $2,667 \text{ N m}^{-2}$ LV₄.

O uso do teor de areia muito fina, argila e matéria orgânica, como incorporado no modelo WEPP, não foi adequado para estimar K_r e τ_c para Latossolos na região nordeste do Estado de São Paulo, uma vez que para os Latossolos mais e menos caulínícos os valores de K_r foram subestimados e superestimados, respectivamente. Para os quatro Latossolos estudados os valores de τ_c são superestimados pelo modelo WEPP.

Os diferentes teores de óxido de ferro presentes nos Latossolos avaliados, comprovaram as variações na erodibilidade em sulcos e tensão cisalhante crítica do solo. Sendo que, quanto menor o teor de óxido de ferro no solo, maior será a erodibilidade em sulcos e tensão cisalhante crítica do solo.

6. REFERÊNCIAS

Abrahams AD, Li G, Parsons AJ (1996) Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona. **Earth Surface Processes and Landforms** 21:35-47.

A-Hamdan OZ, Pierson FB, Nearing MA, Willians CJ, Stone JJ, Kormos PR, Boll J, Wertz MA (2013) Risk assessment of erosion from concentrated flow on rangelands using overland flow distribution and shear stress partitioning. **Transactions of the ASABE** 56:539-548.

Aksoy H, Kavvas ML (2005) A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. **Catena** 64:247-271.

Albuquerque JA, Cassol EA, Reinert DJ (2000) Relação entre a erodibilidade em entressulcos e estabilidade dos agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 24:141–151.

Ali SA, Hagos H (2016) Estimation of soil erosion using USLE and GIS in Awassa Catchment, Rift valley, Central Ethiopia. **Geoderma Regional** 7:159–166.

Amorim RSS (2004) **Avaliação dos modelos de predição da erosão hídrica USLE, RUSLE e WEPP para condições edafoclimáticas brasileiras**. 123 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - UFV, Viçosa.

Amorim RSS, Da Silva DD, Pruski FF, De Matos AT (2010) Avaliação do desempenho dos modelos de predição da erosão hídrica USLE, RUSLE e WEPP para diferentes condições edafoclimáticas do Brasil. **Engenharia Agrícola** 30:1046 - 1049.

Assouline S, Govers G, Nearing MA (2000) Erosion and Lateral Surface Processes. **Vadose Zone Journal** 16:1-2.

Azevedo AC, De Bonumá AS (2004) Partículas coloidais, dispersão e agregação em Latossolos. **Ciência Rural**, 34:609–617.

Bennett SJ, Casali J, Robinson KM, Kadavy KC (2000) Characteristics of actively eroding ephemeral gullies in an experimental channel. **Transactions of the ASAE** 43:461-449.

Bezerra AS, Cantalice JRB, Cunha Filho M, Souza WLS (2010) Características hidráulicas da erosão em sulcos em um cambissolo do semiárido do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 34:1325-1332.

Braida JA, Cassol E (1996) Erodibilidade em sulcos e em entressulcos de um Podzólico Vermelho - Escuro Franco - Arenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 20:127-134.

Brito LF, Souza ZM, Montanari R, Marques JR, Cazetta DA, Calzavara AS, Oliveira L (2006) Influência de formas do relevo em atributos físicos de um Latossolo sob cultivo de cana-de-açúcar. **Ciência Rural** 36:1749-1755.

Bryan RB (2000) Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. **Geomorphology** 32:385-415.

Camargo LA, Marques Júnior J, Pereira GT, Bahia ASRS (2014) Clay mineralogy and magnetic susceptibility of Oxisols in geomorphic surfaces. **Scientia Agricola** 71:244-256.

Camargo LA, Marques Júnior, Pereira GT, Horvat RA (2008) Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas de relevo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 32:2269-2277.

Cantalice JRB, Cassol EA, Reichert JM, Borges AL (2005) Hidráulica do escoamento e transporte de sedimentos em sulcos em solo Franco-Argilo-Arenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 29:597-607.

Cecílio RA, Rodriguez RDG, Baena LGN, Oliveira FG, Pruski FF (2009) Aplicação dos modelos RUSLE e WEPP para a estimativa da erosão hídrica em microbacia hidrográfica de Viçosa (MG). **Revista Verde** 4:39-45.

Centurion JF, Beutler NA, Souza ZM (2004) Physical attributes of kaolinitic and oxidic oxisols resulting from different usage systems. **Brazilian Archives of Biology and Technology** 47:725-732.

Centurion JF (1998) **Caracterização e classificação dos solos da Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias de Jaboticabal**. 272 f. (Tese Livre Docência) - Unesp, Jaboticabal.

Cerquetani GE, Martins Filho MV (2006) Rotina computacional e equação simplificada para modelar o transporte de sedimentos num Latossolo Vermelho distrófico. **Engenharia Agrícola** 26:617-626.

Chanson H (2004) **The hydraulics of open channel flow**. London: Butterworth-Heinemann, 2004.

Chow VT (1959) **Open channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 680 p.

Comino JR, Brings C, Lassu T, Iserloh T, Senciales JM, Martínez Murillo JF, Ruiz Sinoga JD, Seeger M, Ries JB (2015) Rainfall and human activity impacts on soil losses and rill erosion in vineyards (Ruwer Valley, Germany). **Solid Earth** 6:823-837.

Comino JR, Iserloh T, Lassu T, Cerdà A, Keesstra SD, Prosdocimi M, Brings C, Marzen M, Ramos MC, Senciales JM, Ruiz Sinoga JD, Seeger M, Ries JB (2016) Quantitative comparison of initial soil erosion processes and runoff generation in Spanish and German vineyards. **Science of the Total Environment** 565:1165-1174.

Costa J.T (2015) **Modelagem da capacidade de transporte de sedimentos em Latossolo Férrico**. 54 f. Tese (Doutorado em Agronomia) Unesp, Jaboticabal.

Cunha P, Marques Júnior J, Curi N, Pereira GT, Lepsch IF (2005) Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma seqüência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 29:81-90.

Deviren Saygin SS, Huang CH, Flanagan DC, Erpul G (2017) Process-based soil erodibility estimation for empirical water erosion models. **Journal of Hydraulic Research** 1686:1–15.

Elliot WJ, Liebenow AM, Laflen JM, Khol KD (1989) A compendium of erodibility data from WEPP cropland soil field erodibility experiments 1987/88. **USDA - Agricultural Research Service**, Ohio: Ohio State University, p. A2-A25.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (1997) **Manual de métodos de análise de solo**. 2ed. Rio de Janeiro.

Embrapa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2013) Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília, DF: Embrapa.

Enlow HK, Fox GA, Guertault L (2017) Watershed variability in streambank erodibility and implications for erosion prediction. **Water** 9:605-621.

Ferreira MM, Fernandes B, Curi N (1999) Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 23:515-524.

Finkner SC, Nearing MA, Foster GR, Gilley JE (1989) A simplified equation for modeling sediment transport capacity. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers** 32:1545-1550.

Foltz RB, Rhee H, Elliot WJ (2008) Modeling changes in rill erodibility and critical shear stress on native surface roads. **Hydrological Processes** 22:4783-4788.

Flanagan DC, Ascough IJC, Nicks AD, Nearing MA, Laflen JM (1995) **USDA- water erosion prediction project hillslope profile and watershed model documentation NSERL**. West Lafayette: National Soil Research Laboratory & USDA – Agricultural Research Service, (Report, 10).

Flanagan DC, Livingston SJ (1995) **USDA - Water erosion prediction project: WEEP user summary**. West Lafayette: National Soil Research Laboratory & USDA – Agricultural Research Service. p.25-26. (Report, 11).

Gee GW, Bauder JW (1986) Particle-size analysis. In: PAGE, A.L. (Ed.). **Methods of soil analysis. Part1 - Physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, p.383-411.

Gilley JE, Doran JW (1998) Soil erosion potential of former conservation reserve program sites. **Transactions of the ASAE. American Society of Agricultural Engineers** 41:97–103.

Gilley JE, Kottwitz ER, Simanton JR (1990) Hydraulic characteristics of rills. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers** 33:1900-1906.

Gilmar E, Martins Filho MV (2006) Rotina computacional e equação simplificada para modelar o transporte de sedimentos num Latossolo Vermelho distrófico. **Engenharia Agrícola** 2:617-626.

Giménez R, Govers G (2002) Flow Detachment by Concentrated Flow on Smooth and Irregular Beds. **Soil Science Society of America Journal** 66:1475-1483.

Golden Software - Surfer for windows. Release 7.0. Contouring and 3D surface mapping for scientist's engineers. **User's guide**. New York, Golden Software, 1999. 619p

Gonçalves FA (2008) **Validação do modelo WEPP na predição de erosão hídrica para condição edafoclimática da região de Viçosa**. 130 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - UFV, Viçosa.

Govers G (1992) Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials. **Earth Surface Processes and Landforms** 17:515–528.

Griebeler NP (2002) **Modelo para o dimensionamento de redes de drenagem e de bacias de acumulação de água em estradas não pavimentadas**. 121 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - UFV, Viçosa.

Griebeler NP, Pruski FF, Silva JMA, Ramos MM, Silva DD (2005) Equipamento da erodibilidade cisalhamento do solo em para determinação e tensão crítica de canais de estradas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** 9:166-170.

Guo T, Wang Q, Li D, Zhuang J, Wu L (2013) Flow hydraulic characteristic effect on sediment and solute transport on slope erosion. **Catena** 107:145-153.

Hessel R (2006) Consequences of hyperconcentrated flow for process-based soil erosion modelling on the Chinese Loess Plateau. **Earth Surface Processes and Landforms** 31:1100-1114.

Izidorio R, Martins Filho MV, Marques Júnior J, Souza ZM, Pereira GT (2005) Perdas de nutrientes por erosão e sua distribuição espacial em área sob cana-de-açúcar. **Engenharia Agrícola** 25:660-670.

Julien PY (1998) **Erosion and sedimentation**. Cambridge: Cambridge University Press.

Ker JC, Resende M (1996) Recursos edáficos dos Cerrados: ocorrência e potencial. In: SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO: biodiversidade e produção sustentável de alimentos e fibras no cerrado, **Anais...** Planaltina, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária CPAC, p.15-19.

Knapen A, Poesen J, Govers G, Gyassels G, Nachtergaele J (2007) Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. **Earth Science Reviews** 80:75-109.

Knapen A, Poesen J (2010) Soil erosion resistance effects on rill and gully initiation points and dimensions. **Earth Surface Processes and Landforms** 35:217-228.

Laflen JM, Lane LJ, Foster GR (1991) The water erosion prediction project - a new generation of erosion prediction technology. **Journal of soil and water conservation** 46:34-38.

Laflen JM, Thomas AW (1987) Cropland experiments for the WEPP project. International winter meeting of the American Society of Agricultural. **Anais...**San Joseph: American Society of Agricultural Engineers.

Larionov GA, Gendugov VM, Dobrovolskaya NG, Kiryukhina ZP, Litvin LF (2008) Mechanisms of lateral erosion in rills on slopes. **Eurasian Soil Science** 41:294-301.

Leonard J, Richard G (2004) Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. **Catena** 57:233-249.

Lima PMP, Andrade H (2001) Erodibilidade entressulcos e atributos de solos com b textural e b latossólico do sul de minas gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 25:463-474.

Li ZW, Zhang GH, Geng R, Wang H (2015) Rill erodibility as influenced by soil and land use in a small watershed of the Loess Plateau, China. **Biosystems Engineering** 129:248-257.

Luca Júnior PR, Martins Filho MV (2009) Padrão Espacial da Tensão Cisalhante Crítica em Um Latossolo. **Anais do I Simpósio de Geoestatística Aplicada em Ciências Agrárias**.

Machado CC, Garcia AR, Silva E, Fontes AM (2003) Comparação de taxas de erosão em estradas florestais estimadas pelo modelo WEPP (Water Erosion Prediction Project) modificado em relação a medições experimentais. **Revista Árvore** 7:295-300.

Martins Filho MV, Andrade H, Dias Júnior MS, Pereira VP (2003) Modelagem do processo de erosão entressulcos para Latossolos de Jaboticabal - SP. **Engenharia Agrícola** 23:9-20.

Martins Filho MV, Liccioti TT, Pereira GT, Marques Júnior J, Sanchez RB (2009) Perdas de solo e nutrientes por erosão num Argissolo com resíduos vegetais de cana-de-açúcar. **Engenharia Agrícola** 29:8-18.

Martins Filho MV (1999) **Modelagem do processo de erosão entressulcos em Latossolos de Jaboticabal**. 140 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - UFLA, Lavras.

Meyer LD, Foster GR, Römken MJM (1975) Source of soil eroded by water from upland slopes. In: **Estados Unidos. Department of Agriculture. Agriculture Research Service**. Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. Washington, p. 177-189. (USDA. ARS-S, 40).

Moraes IC (2016) **Avaliação dos modelos de predição da erosão hídrica MEUPS e WEPP: contribuição em Bacias Hidrográficas**. 191 f. Tese (Doutorado em Geografia) Unesp, Rio Claro.

Nearing MA, Foster GR, Lane LJ, Finkner SC (1989) A process-based soil erosion model for USDA-Water erosion prediction project technology. **Transactions of the ASAE** 32:1587-93.

Nearing MA, Norton LD, Bulgakov DA, Larionov GA, West LT, Dontsova KM (1997) Hydraulics and erosion in eroding rills. **Water Resources Research** 33:865-876.

Nunes MCM, Cassol EA (2008) Estimativa da erodibilidade em entressulcos de Latossolos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 32:2839-2845.

Nzeyimana I, Hartemink AE, Ritsema C, Stroosnijder L, Lwanga EH, Geissen V (2017) Mulching as a strategy to improve soil properties and reduce soil erodibility in coffee farming systems of Rwanda. **Catena** 149:43-51.

Oliveira JF, Griebeler NP, Correchel V, Silva VC (2009) Erodibilidade e tensão crítica de cisalhamento em solos de estradas não pavimentadas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** 13:955-960.

Panagos P, Borrelli P, Poesen J, Meusburger K, Ballabio C, Lugato E, Alewell C (2016) Reply to “The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. Panagos P. et al., 2015 Environ. Sci. Policy 54, 438-447-A response” by Evans and Boardman [Environ. Sci. Policy 58, 11-15]. **Environmental Science and Policy** 59:53–57.

Panagos P, Meusburger K, Ballabio C, Borrelli P, Alewell C (2014) Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. **Science of the Total Environment** 479-480:189-200.

Parsons AJ, Wainwright J, Fukuwara T, Onda Y (2010) Using sediment travel distance to estimate medium-term erosion rates: a 16-year record. **Earth Surface Processes and Landforms** 35:1694-1700.

Pedrotti A, Ferreira MM, Curi N, Silva MLN, Lima JM, Carvalho R (2003) Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 27:1-9.

Peng W, Zhang Z, Zhang K (2015) Hydrodynamic characteristics of rill flow on steep slopes. **Hydrological Processes** 29:3677-3686.

PIMENTEL-GOMES, F. **Curso de Estatística Experimental**. 12. ed. Piracicaba: Livraria Nobel, 1985.

Pintaldi E, D'amico ME, Stanchi S, Catoni M, Freppaz M, Bonifacio E (2017) Humus forms affect soil susceptibility to water erosion in the Western Italian Alps. **Applied Soil Ecology** 0-1.

Prosser IP, Rustomji P (2000) Sediment transport capacity relations for overland flow. **Progress in Physical Geography** 24:179-193.

Pruski FF Conservação de solo e água práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica. In.: Amorim RSS, Silva DD, Pruski FF **Principais modelos para estimar as perdas de solo em áreas agrícolas**. Viçosa: UFV, 2010. p. 95.

Qian F, Cheng D, Ding W, Huang J, Liu J (2016) Hydraulic characteristics and sediment generation on slope erosion in the Three Gorges Reservoir Area, China. **Journal of Hydrology and Hydromechanics** 64:237-245.

Raij B, Van Andrade JC, Cantarella H, Quaggio JAA (2001) **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agronômico.

Reichert JM, Norton LD (2013) Rill and interrill erodibility and sediment characteristics of clayey Australian Vertosols and a Ferrosol. **Soil Research** 51:1-9.

Renard KG, Foster GR, Weesies GA, Mccool DK, Yoder DC (1991) RUSLE: Revised universal soil loss equation. **Journal of Soil and Water Conservation** 46:30-33.

Rosseti KV (2015) **Qualidade estrutural em Latossolos compactados cultivados com milho 90 f**. Tese (Doutorado em Agronomia) -Unesp, Jaboticabal.

Schaefer CEGR, Fabris JD, Ker JC (2008) Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals** 43:137–154.

Shen H, Zheng F, Wen L, Han Y, Hu W (2016a) Impacts of rainfall intensity and slope gradient on rill erosion processes at loessial hillslope. **Soil and Tillage Research** 155:429-436.

Shen N, Wang Z, Wang S (2016b) Flume experiment to verify WEPP rill erosion equation performances using loess material. **Journal of Soils and Sediments** 16:2275-2285.

Silva AM, Silva MLN, Curi N, Avanzi CJ, Ferreira MM (2009) Erosividade da chuva e erodibilidade de cambissolo e Latossolo na região de lavras, sul de minas gerais.

Revista Brasileira de Ciência do Solo 33:1811-1820.

Siqueira DS, Marques Júnior J, Pereira GT, Teixeira DB, Vasconcelos V, Carvalho Júnior OA, Martins ES (2015) Detailed mapping unit design based on soil-landscape relation and spatial variability of magnetic susceptibility and soil color. **Catena** 135:149-162.

Souza ZM, Marques Júnior J, Pereira GT, Moreira LF (2004) Variabilidade espacial do pH, Ca, Mg e V% do solo em diferentes formas do relevo sob cultivo de cana-de-açúcar. **Ciência Rural** 34:1763-1771.

Sun L, Zhang G, Luan L, Liu F (2016) Temporal variation in soil resistance to flowing water erosion for soil incorporated with plant litters in the Loess Plateau of China.

Catena 145:239-245.

STATSOFT. **Statistica: Quick reference**. Tulsa: StatSoft, 1994. p. 148

Teixeira LG (2017) **Mapeamento da erodibilidade de Latossolos utilizando a cor**. 87 f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Unesp, Jaboticabal.

Thomaz EL (2012) Runoff and sediment transport in a degraded area. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 36:243-252.

Van Klavern RW, Mccool DK (1998) Erodibility and critical shear of a previously frozen soil. **Transactions of the ASAE** 41:1315-1321.

Vitorino ACT, Ferreira MM, Curi N, Lima JM, Silva MLN, Motta PEF (2003) Mineralogia, química e estabilidade de agregados do tamanho de silte de solos da região Sudeste do Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira** 38:133-141.

Wirtz S, Seeger M, Zell A, Wagner C, Wagner JF, Ries JB (2013) Applicability of different hydraulic parameters to describe soil detachment in eroding rills. **Plos One** 8:1-11.

Wischmeier WH, Smith DD (1978) Predicting rainfall erosion losses. **Agriculture handbook** 537:285-291.

Wischmeier WH, Johnson CB, Cross BV (1971) A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. **Journal of Soil and Water Conservation, Ankeny** 26:189-193.

Wu X, Wei Y, Wang J, Cai C, Deng Y, Xia J (2018) Rusele erodibility of heavy-textured soils as affected by soil type, erosional degradation, and rainfall intensity: A field simulation. **Land Degradation and Development** 29:408-421.

Zaho J (2000) Applicability of Mohr-Coulomb and Hoek-Brown strength criteria to the dynamics strength of brittle rock. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences** 37:1115-1121.

Zhang GH, Wang LL, LI G, Tang KM, Cao Y (2011) Relationship between sediment particle size and transport coefficient on steep slopes. **Transactions of the ASABE** 54:869-874.

Zhang K, Zheng H, Chen FL, Ouyang ZY, Wang Y, Wu YF, Lan J, Fu M, Xiang XW (2015) Changes in soil quality after converting Pinus to Eucalyptus plantations in southern China. **Solid Earth** 6:115–123.

Zhang X CJ, Wang ZL (2017) Interrill soil erosion processes on steep slopes. **Journal of Hydrology** 548:652-664.

Zhang XC, Li ZB, Ding WF (2005) Validation of WEPP Sediment Feedback Relationships using Spatially Distributed Rill Erosion Data. **Soil Science Society of America Journal** 69:1440-1447.

Zhou SM, Lei TW, Warrington DN, Lei QX, Zhang M (2012) Does watershed size affect simple mathematical relationships between flow velocity and discharge rate at watershed outlets on the Loess Plateau of China. **Journal of Hydrology** 444-445:1-9.