

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

Rafael Ramon

**MEDIÇÃO DA ENERGIA CINÉTICA DAS CHUVAS E DEFINIÇÃO  
DE UM ÍNDICE PLUVIAL PARA ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE  
EM ARVOREZINHA/RS**

Santa Maria, RS  
2017

**PPGCS/UFSM, RS RAMON, Rafael Mestre 2017**

**Rafael Ramon**

**MEDIÇÃO DA ENERGIA CINÉTICA DAS CHUVAS E DEFINIÇÃO DE UM  
ÍNDICE PLUVIAL PARA ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE EM  
ARVOREZINHA/RS**

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Ciência do Solo.**

Orientador: Jean Paolo Gomes Minella

Santa Maria, RS  
2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Ramon, Rafael

MEDIÇÃO DA ENERGIA CINÉTICA DAS CHUVAS E DEFINIÇÃO DE UM ÍNDICE PLUVIAL PARA ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE EM ARVOREZINHA/RS / Rafael Ramon.- 2017.

87 p.; 30 cm

Orientador: Jean Paolo Gomes Minella

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, RS, 2017

1. Erosão 2. Conservação do Solo 3. Recursos Hídricos  
4. Monitoramento Ambiental I. Gomes Minella, Jean Paolo  
II. Título.

© 2017

Todos os direitos autorais reservados a Rafael Ramon. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

E-mail: rafaramon11@gmail.com

**Rafael Ramon**

**MEDIÇÃO DA ENERGIA CINÉTICA DAS CHUVAS E DEFINIÇÃO DE UM  
ÍNDICE PLUVIAL PARA ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE EM  
ARVOREZINHA/RS**

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Ciência do Solo**.

**Aprovado em 20 de fevereiro de 2017:**

---

**Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (UFSM)**  
(Presidente/Orientador)

---

**Elemar Antonino Cassol, PhD. (UFRGS)**

---

**José Miguel Reichert, PhD. (UFSM)**

Santa Maria, RS  
2017

**Dedico...**

Ao meu amigo, tio e padrinho Aidos Ramon (*in memoriam*)  
Meu amigo, dedico este trabalho a você por sempre ter me incentivado e  
ajudado em meus estudos. És minha inspiração.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus pela vida e por ter me dado uma família maravilhosa que permitiu que eu chegasse até aqui. Agradeço pelos amigos e inúmeras pessoas incríveis que preenchem minha vida de alegria e bons momentos.

À minha família, meu pai Cesar, mãe Marilene, mano Paulo, tia Clari, nona Liduina e demais próximos, que sempre me deram todo suporte e incentivo para seguir estudando, com certeza, sem eles nada disso seria possível. Peço desculpas pela ausência durante muitos momentos difíceis que não pude dar a atenção merecida, mas espero retribuir sempre em dobro tudo o que me proporcionaram.

Um especial agradecimento à Cláudia, minha companheira para tudo, um amor que me acompanha 24h por dia, em casa e no trabalho. Obrigado por estar ao meu lado me apoiando, dando carinho e atenção nos momentos mais difíceis. Sou privilegiado por ter uma pessoa como você ao meu lado.

À Universidade Federal de Santa Maria, pelos 7 anos de muito aprendizado, de forma gratuita e qualificada.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo e ao Departamento de Solos pela formação científica ao longo da graduação e no meu mestrado.

A todos os professores pelos conhecimentos compartilhados ao longo da minha trajetória acadêmica. Em especial, agradeço ao professor Jean P.G. Minella, pela insistência, paciência, atenção, dedicação, educação, confiança, enfim, por todas as oportunidades que me viabilizou permitindo que eu crescesse muito cientificamente e pessoalmente. Não há palavras suficientes para descrever minha gratidão.

Em nome do professor Gerard Govers, agradeço aos demais amigos e colegas da KU Leuven por oportunizar minha ida para a Bélgica, agregando conhecimento e experiências na minha formação.

Aos membros da banca, pelas suas considerações e contribuições para este trabalho e para a minha formação.

Agradeço imensamente aos moradores da comunidade Cândido Brum, Arvorezinha/RS, por abrirem as portas para que pudéssemos realizar este estudo e muitos outros. Em especial a família do Sr. Orestes Civa, pelo carinho, atenção, conversas e por tudo que nos ajudaram, nos disponibilizando desde água até o maquinário para realizar nossos trabalhos, sinto como se fossem da minha família. Agradeço em especial ao Pedro Nilton e ao Irineu Civa, pela coleta diária nos pluviômetros. Agradeço também ao André Luiz Civa, pela ajuda na instalação dos equipamentos.

A todos os professores, estudantes e técnicos que se envolveram na coleta de dados e monitoramento na bacia hidrográfica desde 2002. Os dados de chuva coletados foram essenciais para realização deste estudo.

Aos atuais e antigos colegas de laboratório, companheiros de chuva e sol, tanto para o bom quanto para o mau tempo, sempre compartilhando bons momentos e experiências (Alexandre Schlesner, Ana Lúcia Londero, Benjamin Campforts, Dinis Deuschle, Eduardo Friedrich, Elizeu Didoné, Fabio Schneider, Franciele de Bastos, Jérémy Robinet, Leandro Dalbianco, Luanna Rangel, Manuela Binsfeld, Marijin Van de Broek, Paulo Ramon, Tiago Canale, Wouter T'seyen e Wouter Vervloesen).

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para este trabalho, na minha vida particular e acadêmica. Com certeza, encerro mais uma etapa da minha vida como uma pessoa melhor, graças às boas oportunidades e às maravilhosas pessoas que me cercam.

## RESUMO

Dissertação de Mestrado  
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo  
Universidade Federal de Santa Maria

### **MEDIÇÃO DA ENERGIA CINÉTICA DAS CHUVAS E DEFINIÇÃO DE UM ÍNDICE PLUVIAL PARA ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE EM ARVOREZINHA/RS**

AUTOR: Rafael Ramon

ORIENTADOR: Jean Paolo Gomes Minella

DATA E LOCAL DA DEFESA: 20 de fevereiro de 2017, Santa Maria

Um dos desafios da agricultura moderna é a adaptação aos efeitos climáticos, dentre eles a capacidade dos eventos chuvosos em causar erosão. A compreensão dos fenômenos climáticos depende necessariamente do monitoramento das variáveis da chuva que expressarão a magnitude e o padrão dos agentes erosivos. A energia cinética da chuva ( $E$ ) e a intensidade máxima de 30 minutos ( $I_{30}$ ) são variáveis fundamentais para representar a capacidade da chuva em causar erosão, sendo o produto das duas um dos índices de erosividade ( $EI_{30}$ ) mais conhecidos e utilizados. Entretanto, no Brasil, a obtenção de medidas diretas e contínuas da  $E$  são incipientes, assim como longas séries de dados de intensidade da chuva ( $I$ ) são escassos. Por conta disso, são utilizadas equações empíricas baseadas em informações da chuva que são de fácil aquisição como chuva acumulada ( $P$ ) diária ou mensal. O objetivo deste trabalho é analisar um conjunto de dados com variáveis hidrológicas, especialmente propriedades da chuva (volume, duração e energia) responsáveis pelo desencadeamento do processo de erosão hídrica, e sua relação com o comportamento da vazão ( $Q$ ), concentração de sedimentos em suspensão (CSS) e produção de sedimentos (PS) em uma bacia hidrográfica rural. A partir da análise das variáveis são propostas equações de estimativa da  $E$  e  $EI_{30}$  para o local de estudo. O estudo foi conduzido em uma bacia hidrográfica experimental de 1.23 km<sup>2</sup>, localizada no sul do Brasil onde é realizado o monitoramento dos principais fluxos hidrológicos ( $P$ ,  $Q$  e CSS) desde 2002. A  $P$  é monitorada com pluviômetros e pluviógrafos, e a  $E$  tem sido medida desde 2014 por um disdrômetro (Parsivel<sup>2</sup> – OTT). A partir desse conjunto de dados foram exploradas diferentes equações para a estimativa da  $E = f(I)$  e também modelos para a estimativa do  $EI_{30}$ . Complementarmente, foi realizada uma comparação entre as equações obtidas com equações disponíveis na literatura para a estimativa da  $E$  e  $EI_{30}$ . Além disso, esse estudo também explorou variações sazonais nas propriedades da chuva ( $I_{30}$ ,  $P$ ,  $E$ ) e as relacionou com a  $Q$ , CSS e PS da bacia na busca de demonstrar a importância da  $E$  e  $I_{30}$  para a modelagem hidrossedimentológica. Os valores de  $E$  medidos foram semelhantes aos valores estimados pelas equações de Foster et al. (1981) e van Dijk et al. (2002), ao passo que a equação de Brown e Foster (1987) subestima os valores de  $E$ . Também foi quantificado o  $EI_{30}$  em um período de 8 anos e proposto uma equação para estimativa do  $EI_{30}$  por variáveis de chuva acumulada na escala diária. A partir de 15 anos de dados é apresentado um valor de  $EI_{30}$  anual e sua distribuição média entre os 12 meses do ano. Os principais resultados encontrados são: (a) uma nova equação para estimativa da  $E$  a partir da  $I$  medida, sua variabilidade sazonal e semelhanças com equações conhecidas previamente; (b) a relação entre dados de  $E$  medida e variáveis hidrológicas medidas na escala de bacia hidrográfica; (c) o fator  $EI_{30}$  para a região de Arvorezinha/RS; (d) novos índices para estimativa do  $EI_{30}$  a partir de registros de chuva diários.

Palavras-chaves: Disdrômetro; Erosão Hídrica; Monitoramento Ambiental; Conservação do Solo; Recursos Hídricos.

## **ABSTRACT**

Master's Thesis.  
Graduate Program in Soil Science  
Federal University of Santa Maria

### **KINETIC ENERGY MEASUREMENT OF RAINFALL AND DEFINING A PLUVIAL INDEX TO ESTIMATE EROSION IN ARVOREZINHA / RS**

AUTHOR: Rafael Ramon

ADVISOR: Jean Paolo Gomes Minella

DATE AND PLACE OF PRESENTATION: February 20 2017, Santa Maria

One of the challenges of modern agriculture is adapting to climatic effects, including the capability of rainfall events in causing erosion. Understanding the climatic phenomena depends on the monitoring of rain variables that express the magnitude and pattern of erosive agents. The kinetic energy of rain ( $E$ ) and the maximum intensity of 30 minutes ( $I_{30}$ ) are key variables to represent the capability of rain in causing erosion, and the product of the two being one of the most known and used erosivity indices ( $EI_{30}$ ). However, in Brazil, to obtain direct and continuous measurements of  $E$  are incipient, as long series of rain intensity data ( $I$ ) are scarce. Therefore, empirical equations based on rainfall information that are easy to acquire as daily or monthly accumulated rain ( $P$ ) are used. The aim of this study is to analyze a set of data with hydrological variables, especially rainfall characteristics (volume, duration and energy) responsible for triggering the erosion process and its relationship with flow behavior ( $Q$ ), suspended sediment concentration ( $SSC$ ) and sediment yield ( $SY$ ) in a rural catchment. From the analysis of the variables,  $E$  and  $EI_{30}$  estimation equations are proposed for the study site. The study was conducted in a 1.23 km<sup>2</sup> experimental catchment located in southern Brazil, where monitoring of the main hydrological flows ( $P$ ,  $Q$  and  $SSC$ ) has been carried out since 2002.  $P$  is monitored with pluviometers and rain gauges, and  $E$  has been measured since 2014 by a disdrometer (Parsivel<sup>2</sup> - OTT). From this set of data, different equations for the estimation of  $E=f(I)$  and models for the estimation of  $EI_{30}$  were explored. Complementarily, a comparison was made between the equations obtained with equations available in the literature for the estimation of  $E$  and  $EI_{30}$ . Additionally, this study also explored seasonal variations in rainfall characteristics ( $I_{30}$ ,  $P$ ,  $E$ ) and related them to  $Q$ ,  $SSC$  and  $SY$  of the catchment in order to demonstrate the importance of  $E$  and  $I_{30}$  for the hydrosedimentological modeling. The measured  $E$  values were similar to the values estimated by the equations of Foster et al. (1981) and van Dijk et al. (2002), while Brown and Foster (1987) equation underestimate the values of  $E$ .  $EI_{30}$  was also quantified over a period of 8 years and an equation was proposed to estimate  $EI_{30}$  by accumulated daily rainfall variables. From 15 years of data, an annual  $EI_{30}$  value is presented and its average distribution between the 12 months of the year. The main results are: (a) a new equation for estimating  $E$  from the  $I$  measurement, its seasonal variability and similarities with equations previously known; (B) the relationship between measured  $E$  data and measured hydrological variables at catchment scale; (C) the  $EI_{30}$  factor for the Arvorezinha/RS region; (D) new indices for estimating  $EI_{30}$  from daily rainfall records.

Keywords: Disdrometer; Water erosion; Environmental monitoring; Soil Conservation; Water resources.

## Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO GERAL</b> .....	<b>9</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS</b> .....	<b>12</b>
2.1	OBJETIVO GERAL .....	12
2.2	OBJETIVO ESPECÍFICO .....	12
<b>3</b>	<b>ARTIGO 1: KINETIC ENERGY ESTIMATION BY RAINFALL INTENSITY AND ITS USEFULNESS IN PREDICTING HYDROSEDIMENTOLOGICAL VARIABLES IN A SMALL RURAL CATCHMENT IN SOUTHERN BRAZIL.<sup>1</sup></b> .....	<b>13</b>
3.1	INTRODUCTION .....	14
3.2	METHODS AND MATERIALS .....	17
3.2.1	Characterisation of the study area .....	17
3.2.2	Rainfall monitoring .....	17
3.2.3	Monitoring of hydrosedimentological variables .....	19
3.3	RESULTS .....	20
3.3.1	Water and sediment discharge monitoring .....	20
3.3.2	Relationship between E and I .....	21
3.3.3	Contribution of E for the estimate of water and sediment discharge variables.....	22
3.4	DISCUSSION.....	22
3.4.1	Use of the disdrometer for measure E.....	22
3.4.2	Estimation of kinetic energy by means of rainfall intensity .....	23
3.4.3	Potential of E in estimating water and sediment discharge variables .....	25
3.5	CONCLUSIONS .....	27
3.6	ACKNOWLEDGEMENTS.....	27
3.7	REFERENCES .....	27
<b>4</b>	<b>ARTIGO 2: ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE DAS CHUVAS NA ENCOSTA DO PLANALTO MERIDIONAL BRASILEIRO. *</b> .....	<b>39</b>
4.1	INTRODUÇÃO .....	40
4.2	METODOLOGIA .....	43
4.2.1	Caracterização da área de estudo.....	43
4.2.2	Monitoramento da chuva .....	44
4.2.3	Cálculo da erosividade.....	46

<b>4.2.4</b>	<b>Análise do comportamento da erosividade.....</b>	<b>48</b>
<b>4.2.5</b>	<b>Análise estatística.....</b>	<b>48</b>
4.3	RESULTADOS .....	49
<b>4.3.1</b>	<b>Erosividade observada .....</b>	<b>49</b>
<b>4.3.2</b>	<b>Ajuste dos modelos com o BD-1 .....</b>	<b>50</b>
<b>4.3.3</b>	<b>Comportamento das chuvas nos últimos 15 anos .....</b>	<b>52</b>
4.4	DISCUSSÃO .....	53
<b>4.4.1</b>	<b>Erosividade observada .....</b>	<b>53</b>
<b>4.4.2</b>	<b>Modelos ajustados e avaliados.....</b>	<b>55</b>
<b>4.4.3</b>	<b>Comportamento da P e EI<sub>30</sub>.....</b>	<b>58</b>
4.5	CONCLUSÕES .....	59
4.6	AGRADECIMENTOS .....	60
4.7	REFERÊNCIAS .....	60
4.8	Material Complementar .....	74
<b>5</b>	<b>DISCUSSÃO GERAL .....</b>	<b>77</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES GERAIS .....</b>	<b>81</b>
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	82
	ANEXO .....	85

## 1 INTRODUÇÃO GERAL

As mudanças climáticas têm aumentado a preocupação da sociedade nos mais diversos aspectos. Dentre eles, a ocorrência mais frequente de eventos extremos em que é percebido excesso de chuvas, estas com maior energia e intensidade, assim como longos períodos de estiagem (TRENBERTH, 2011). Assim, acredita-se que essas mudanças alteram as características da chuva, sendo essa uma grande preocupação para a conservação do solo (MARENGO, 2007; NEARING; PRUSKI; O'NEAL, 2004).

A erosão hídrica associada ao uso e manejo inadequado do solo é considerada o processo que causa maior degradação nos solos brasileiros, responsável pelo transporte de sedimento anual de 600 a 800 milhões de t no Brasil (MERTEN; MINELLA, 2013). A alteração do clima tem impactado não apenas os locais onde ocorre o processo, mas também fora dela. As características da precipitação determinam a entrada de matéria e de energia que se propagarão na bacia hidrográfica, realizando trabalho (desagregação e transporte) pela dissipação de energia e propagação da matéria (fluxos de água, sedimentos e solutos).

A capacidade da chuva em causar erosão, de acordo com Wischmeier e Smith (1958), é resultado da energia cinética da gota da chuva ( $E$ ) que impacta sobre o solo desprotegido multiplicado pela intensidade máxima de precipitação em um intervalo de 30 minutos ( $I_{30}$ ), responsável pela formação do escoamento superficial. Segundo os dados do autor, considerando todas as condições de superfície constantes exceto a chuva, a perda de solo em determinada área é proporcional à erosividade da chuva ( $EI_{30} = E \times I_{30}$ ). Desse modo, o  $EI_{30}$ , fator utilizado na Equação Universal de Perda de Solo (USLE), modelo de base empírica, continua sendo utilizado nas suas versões modificadas RUSLE e RUSLE 2 (RENARD et al., 1991; USDA-ARS, 2013). Todavia, a quantificação das propriedades da chuva (energia cinética -  $E$ , intensidade da chuva -  $I$  e chuva acumulada -  $P$ ) necessárias para calcular o  $EI_{30}$  depende em recursos financeiros e humanos para sua aquisição.

Assim, é usual relacionar índices ou mesmo propriedades mais complexas de ser quantificadas como a  $E$ , com outras variáveis da chuva que sejam mais viáveis de serem quantificadas como a  $P$  diária ou mesmo a  $I$ . Considerando que modelos de base empírica já possuem um elevado grau de incerteza, a estimativa precisa das variáveis de entrada é essencial para reduzir fontes de erro. Logo, quando se utiliza uma variável

para explicar outra dependente, é importante considerar como os índices do modelo foram obtidos e também onde foram realizadas as medições. Como exemplo, é comum a estimativa da E a partir da I, já que a medição direta da E resulta em maiores custos (FORNIS; VERMEULEN; NIEUWENHUIS, 2005). Por consequência, a utilização de modelos gerados, por vezes em outros continentes, é normalmente utilizada para estimar a E, já que dados de E medidos são escassos. Nesse caso, deve-se tomar cuidado em relação à condição climática e à posição geográfica onde os dados foram obtidos, pois aquelas interferem nas características físicas da chuva (MCISAAC, 1990). Como exemplo, existe uma diferença relevante no tamanho de gota de chuvas frontais em relação às convectivas (MORGAN, 2005). Além disso, o período em que os dados foram levantados devem ser analisados, já que as mudanças climáticas podem ter alterado as características da chuva. As tendências futuras do comportamento energético das chuvas é uma preocupação para o planejamento de práticas de conservação do solo. Logo, há a necessidade de se manter atualizado o monitoramento dessas variáveis.

Portanto, considerando a necessidade de avaliar o comportamento da E e  $EI_{30}$  das chuvas atuais, este trabalho procura contribuir com dados de E, I e P medidos ao longo dos últimos anos, discutindo as influências climáticas e sazonais sobre esses parâmetros. Além disso, busca-se propor modelos para estimar a variável E e o índice de erosividade  $EI_{30}$ , a partir da variável I e de índices pluviais, respectivamente.

Assim, o artigo 1 busca avaliar o impacto da sazonalidade e da magnitude dos eventos de chuva na relação entre a E e I por meio de dados medidos de E durante dois anos na localidade de Arvorezinha/RS utilizando um disdrômetro OTT Parsível<sup>2</sup>. Além disso, estabelecer uma equação para estimar a E a partir da I e comparar com aquelas disponíveis na literatura e frequentemente utilizadas para estimar a E. A E é essencial para a quantificação do  $EI_{30}$  de acordo com o método padrão de Wischmeier e Smith (1978), mas devido à indisponibilidade de dados medidos de E é comum o uso de modelos pré-estabelecidos em outras localidades para estimar esta variável a partir da I.

No entanto, dados de I também são restritos a algumas localidades, e a estimativa direta do  $EI_{30}$  a partir de outros índices baseados na P diária são comumente utilizados, como, por exemplo, o índice de Fournier Modificado (ARNOLDUS, 1977), o coeficiente de chuva (Lombardi Neto e Moldenhauer, 1992) e a P acumulada mensal ou anual (Renard e Freimund, 1994).

Em vista disso, o estudo 2 busca encontrar uma relação entre o  $EI_{30}$  quantificado

evento a evento, de acordo com o método padrão, com variáveis pluviométricas medidas em intervalos diários. Relações semelhantes já foram obtidas em outras regiões do estado e do país; porém, diferentemente da relação entre a E e I, a relação entre o EI<sub>30</sub> e índices pluviométricos é mais dependente das condições climáticas e geográficas. Isso se deve ao fato de EI<sub>30</sub> não ser unicamente dependente da chuva acumulada. A energia cinética da chuva, a qual está diretamente relacionada com a intensidade (LAWS; PARSONS, 1943), pode ser mais importante no somatório total do EI<sub>30</sub> de determinado período.

Por fim, considerando a ausência de informação atual de monitoramento da energia cinética das chuvas, bem como a importância de alcançar uma relação entre a erosividade e variáveis de chuva de fácil acesso e/ou disponibilidade no Brasil, este trabalho buscou obter modelos para estimar a erosividade com maior segurança por meio de dados medidos no local de estudo. Além disso, quantificar o EI<sub>30</sub> com informações de alta resolução em uma região com características pluviométricas particulares, propondo modelos para sua estimativa a partir de variáveis pluviométricas. Ademais, faz-se uma análise da distribuição das chuvas e dos índices que representam o potencial erosivo das chuvas ao longo dos anos, refletindo sobre o efeito das mudanças climáticas.

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho é monitorar a energia cinética da precipitação e analisar seu comportamento em relação a outras variáveis da chuva, propondo equações para a estimativa da erosividade e a sua relação com o comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural.

### 2.2 OBJETIVO ESPECÍFICO

- a) Quantificar a E por meio de um disdrômetro e estabelecer a relação com a I, definindo uma equação da I como preditora da E.
- b) Avaliar a eficiência de modelos utilizados na literatura para estimativa da E a partir da I.
- c) Avaliar a capacidade das propriedades da chuva em explicar as variáveis hidrossedimentológicas (vazão, concentração de sedimentos em suspensão e produção de sedimentos) quantificadas em uma pequena bacia hidrográfica.
- d) Quantificar o  $EI_{30}$  na escala de evento em uma bacia hidrográfica na região da encosta do planalto do RS e apresentar modelos para estimativa do  $EI_{30}$  a partir de informações de chuva na escala diária.
- e) Avaliar diferentes modelos empíricos de estimativa do  $EI_{30}$  obtidos em outros estudos e verificar a aplicabilidade destes ao local de estudo.
- f) Determinar o índice  $EI_{30}$  mensal e anual para o local de estudo a partir de um histórico de 15 anos de dados de chuva.

1 **3 ARTIGO 1: KINETIC ENERGY ESTIMATION BY RAINFALL**  
2 **INTENSITY AND ITS USEFULNESS IN PREDICTING**  
3 **HYDROSEDIMENTOLOGICAL VARIABLES IN A SMALL**  
4 **RURAL CATCHMENT IN SOUTHERN BRAZIL.<sup>1</sup>**

5 Rafael Ramon<sup>(a)\*</sup>, Jean P.G. Minella<sup>(a)</sup>, Gustavo H. Merten<sup>(b)</sup>, Claudia A.P. de  
6 Barros<sup>(a)</sup> and Tiago Canale<sup>(a)</sup>.

7 <sup>(a)</sup>Department of Soils, Federal University of Santa Maria, Av. Roraima 1000,  
8 Building 42 – Office 3311A, Postal 97105-900, Santa Maria, RS, Brazil. E-mail address:  
9 [rafaramon11@gmail.com](mailto:rafaramon11@gmail.com), [jminella@gmail.com](mailto:jminella@gmail.com), [dinhaufsm@gmail.com](mailto:dinhaufsm@gmail.com) and  
10 [tiagocanale94@gmail.com](mailto:tiagocanale94@gmail.com).

11 <sup>(b)</sup>Large Lakes Observatory, University of Minnesota Duluth, Research  
12 Laboratory Building 109, 55812-3024, Duluth, MN. E-mail: [mertengh@gmail.com](mailto:mertengh@gmail.com)

13 \* Corresponding author: Rafael Ramon, Department of Soils, Federal University of  
14 Santa Maria, Av. Roraima 1000, Building 42 – Office 3312, Postal 97105-900, Santa  
15 Maria, RS, Brazil. E-mail address: [rafaramon11@gmail.com](mailto:rafaramon11@gmail.com)

<sup>1</sup>Published in the Catena Journal on July 18, 2016. Volume 148, Part 2, January 2017, Pages 176 – 184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.015>

16 **Abstract** - One of the challenges of modern agriculture is to adapting to climatic  
17 effects, including the capacity of rainy events in causing erosion. The understanding of  
18 these phenomena relies on monitoring rain variables that express the magnitude and  
19 pattern of erosive agents. Kinetic energy (E) is a fundamental variable to represent the  
20 erosivity and to enable the estimation of erosion and sediment yield in mathematical  
21 models. In Brazil, there are no direct and continuous measurements of E, and empirical  
22 equations based on rainfall intensity (I) are used to estimate instead. To assess local  
23 behavior between these variables, rain variables (energy, volume and intensity) and  
24 associated processes (water flow (Q) and suspended sediment concentration (SSC))  
25 were measured in a small rural catchment. The work was developed in a small rural  
26 catchment (1.23 km<sup>2</sup>) located in southern Brazil where intensive land use with tobacco  
27 cultivation has caused high rates of erosion and sediment yield. This study proposes an  
28 alternative equation  $E = f(I)$  for the study region and provides a comparison with  
29 previous equations already proposed by Foster et al. (1981), van Dijk et al. (2002),  
30 Wilkinson (1975), Brown and Foster (1987) and USDA-ARS (2013). Furthermore, this  
31 work explores the seasonal variations and the differences in the magnitude of the events  
32 of these relationships. The measured E values were similar to those estimated by the  
33 equations of Foster et al. (1981), USDA-ARS (2013) and van Dijk et al. (2002),  
34 whereas Brown and Foster (1987) underestimate the estimation of E. Finally, it was  
35 evaluated the predictive ability of the total kinetic energy, 30 min maximum intensity  
36 ( $I_{30}$ ) and total volume of the rainfall ( $P_{total}$ ) in explaining the response variables which  
37 reflect the hydrology and sediment yield processes considering the Q and SSC. The  
38 main results of the work were: i) a new equation to estimate E based on the I measured,  
39 its seasonal variation and similarity with the previously known equations and ii) the  
40 relationship between E and the hydrological variables at catchment scale.

41 **Key-words:** Erosivity Index; Disdrometer; Soil Detachment; Environment Monitoring;  
42 Soil Conservation; Water Resources.

### 43 3.1 INTRODUCTION

44 The rise in the intensity and amount of precipitation has been the cause of  
45 investigation of the erosive processes, which along with soil use and management  
46 changes represent a critical point in the triggering and increase of soil erosion and  
47 runoff generation (Nearing, 2001; Nearing et al., 2005). Climate and land use are  
48 dynamic factors that control the magnitude of the erosive process, which can be  
49 quantified by response variables in the catchment, for example, the sediment yield

50 (Zhou et al., 2002). To represent the climate factor, it is common to use the erosivity that  
51 represents the capability of the rainfall (climate) in causing soil erosion. Quantification  
52 of erosivity ( $EI_{30}$ ) is based on the kinetic energy ( $E$ ) of the raindrop times the maximum  
53 rain intensity in 30 minutes ( $I_{30}$ ), which expresses the capability of forming  
54 concentrated runoff (Wischmeier and Smith, 1978). Knowledge of  $E$  enables the  
55 understanding of the erosive potential of each rainfall event, since this variable has a  
56 direct relationship with the detachment processes (Hammad et al., 2006). Thus, it is  
57 expected that  $E$  contributes in explaining the variability of suspended sediment  
58 concentration (SSC) and sediment yield (SY) in catchments (Duvert et al., 2010),  
59 especially those characterized by high rates of erosion and connectivity between the  
60 sources and drainage network.

61 The characteristic of rain represents the entrance of matter and energy that  
62 propagates in the landscape. Part of this energy is dissipated in the form of detachment  
63 (splash and flow) and transport (Morgan, 2005). Therefore, the understanding of the  
64 erosive process depends on the precise quantification of the amounts of energy that  
65 reach the surface soil, its consequences in the drainage network and the connection  
66 between both processes (Zhou et al., 2002). Water and soil loss during a rainfall event is  
67 driven not only by the quantity and intensity of the rain, but also by its energy (Duvert  
68 et al., 2010). Overland flow, which is a result of the infiltration process, is affected by  
69 the formation of surface crust resulting from the energy of the raindrop (Stolte et al.,  
70 1997; Zhou et al., 2013). In this way,  $E$  together with a runoff volume estimator  
71 (maximum intensity of 30 min -  $I_{30}$ ) is closely linked to the formation of overland flow  
72 and erosion processes in the catchment. However, it is important to note that flow  
73 behavior is also dependent of other phenomena, such as affluence variable areas (Dunne  
74 and Black, 1970; Hewlett and Hibbert, 1967) in which there is overland flow even in  
75 low intensities of rain. Thus, soil management strategies as well as mathematical  
76 modeling depend on the characterization of the contribution of the climate control factor  
77 by means of  $E$  and  $I$  in the pattern of response variables that characterize the catchment  
78 system.

79 In Brazil, no records of direct and continuous measurements of  $E$  have been  
80 found until now. The direct measurement of  $E$  relies on specific equipment, resulting in  
81 higher costs (Fornis et al., 2005). Hence, empirical relations between  $E$  and  $I$ , which  
82 were developed in different regions, most notably in the United States, are used.

83 The influence of different rain patterns, which are influenced by particularities of

84 the local climate, can cause uncertainty in regards to extrapolation in different regions,  
85 especially among temperate, tropical and subtropical regions (Kinnell, 1981; McIsaac,  
86 1990; Van Dijk et al., 2002). According to Morgan (2005), there are also seasonal  
87 differences led by frontal or convective rainfall that determine important differences in  
88 the characteristics of the drops.

89         Given the importance of rainfall erosivity in understanding erosive processes,  
90 proposing conservation measures and using erosion prediction models (Bertol et al.,  
91 2008; Lombardi Neto and Moldenhauer, 1992), a great number of studies were carried  
92 out to estimate the rainfall erosivity in different regions of Brazil (Bazzano et al., 2010,  
93 2007; Bertol et al., 2002; Cassol et al., 2008; Eltz et al., 2011; Oliveira et al., 2013;  
94 Rufino et al., 1993; Silva, 2004). However, as in these cases the  $E$  is estimated from  $I$   
95 with empirical equations developed in other regions of the world (Foster et al., 1981;  
96 Wischmeier and Smith, 1958), the applicability of the equation needs to be evaluated.

97         In this context, the automatic measurement energy enables the acquirement of  
98 temporal variation of rain erosivity loyal to the study site. For this, the disdrometer may  
99 be used to measure the drop size distribution and velocity in short intervals, such as in  
100 the work of Petan et al. (2010), Jaffrain and Berne (2011), and Raupach and Berne  
101 (2015). The precise estimation of  $E$  patterns of rain and its influence on the hydrological  
102 and erosive processes at catchment scale are essential for the definition of soil and water  
103 conservation practices in the adaptation of agriculture to climate change. Further  
104 progress in the management of natural resources depends on mathematical modeling  
105 techniques of water flow and associated elements, from its origin up until the response  
106 in the rivers. Therefore, the comprehension of local singularities as well as the provision  
107 of data is crucial for the composition of a global database covering the different regions  
108 of the planet.

109         Considering the importance of the expansion of the worldwide database of  $E$   
110 measurement for the estimation of erosivity as a function of  $I$ , as well as the need to  
111 understand specific local features of the relationship between rain energy and the  
112 responses in flows and erosion, this work presents a set of measured  $E$  data as well as an  
113 analysis of its potential use in the catchment scale. Thus, the objectives of the study  
114 were: i) to examine the relationship of  $E = f(I)$  using a representative set of  
115 precipitation events considering the seasonal variability and different magnitudes of rain  
116 events; ii) to compare the local relationship  $E = f(I)$  with empirical equations commonly  
117 used; and iii) to assess the predictive capacity of  $E$  in explaining the water and sediment

118 discharge variability in a small catchment with high rate of sediment yield.

## 119 3.2 METHODS AND MATERIALS

### 120 3.2.1 Characterisation of the study area

121 The experimental catchment of the Lajeado Ferreira creek possesses 1.23 km<sup>2</sup> of  
122 drainage area and can be found on the slopes of the Brazilian southern plateau, in the  
123 city of Arvorezinha - RS, which is a typical headwater catchment (Figure 1). The local  
124 geology is characterized by volcanic rocks with varying elevations of 580-730 m, the  
125 relief on the upper part is rolling (slope < 7%), and the middle and lower third relief are  
126 strongly undulating (> 15%) with short slopes and enclosed valleys. The corresponding  
127 classes of soils in the catchment are the Acrisols, which are characterized by an increase  
128 of clay in the subsurface layer, and Cambisols and Leptosols, which are shallow and  
129 stony. The mapping was carried out in the field in detailed soil classification survey (1:  
130 5000), according to the IUSS Working Group WRB (2006). In the autumn and winter,  
131 the local rainfall pattern is characterized by long-term low intensity frontal-type rainfall.  
132 The spring and summer seasons (September to March) are dominated by thermal  
133 convective rains of high intensity and short duration. In September and October, the  
134 rainfall with the most erosive ability occurs, with high intensity and longer duration  
135 events. Rural properties have around 10 ha and are characterized by low technological  
136 level and diversified land use. The main crops in the catchment during the monitoring  
137 period are: *Nicotiana tabacum* (13.1%), grain crops (24%), *Eucalyptus spp.* (34.8%),  
138 grassland (5.2%), native forest (15.5%) and others (7.4%).

### 139 3.2.2 Rainfall monitoring

140 The E was monitored using an optical laser disdrometer, model OTT - Parsivel<sup>2</sup>.  
141 The instrument consists of two lenses, one emitting and one receiving, which are  
142 separated by a 54 cm<sup>2</sup> laser beam (30 x 180 mm). A photodiode converts the laser into a  
143 voltage signal. When a particle passes through both lenses, there is a break in the signal  
144 and a reduction in the area detected for a certain time. Through the area that is reduced  
145 and the duration of the signal interruption, it is possible to detect the diameter and  
146 particle velocity, respectively (Löffler-Mang and Joss, 2000).

147 The other variables (volume and duration) were measured with the disdrometer  
148 and also with two pluviometers and two rain gauges (Figure 1) in order to observe the  
149 spatial variability. A local observer measured the cumulative daily rain in pluviometers  
150 (model Ville de Paris) and the intensities are recorded by rain gauges and the  
151 disdrometer at 10 min intervals. The rainfall database consists of the accumulated rain -

152 P (mm), rain intensity - I (mm h<sup>-1</sup>) and kinetic energy per unit of time - E<sub>time</sub> (J m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>).

### 153 3.2.2.1 Rain Erosivity

154 According to Wischmeier and Smith (1978), the concept of rainfall erosivity is  
155 the product of E times the I<sub>30</sub> (Eq. 1), which is a statistical relationship that reflects how  
156 the total energy and peak intensity are combined in each particular rainfall event.

$$157 \quad EI_{30} = E \times I_{30} \quad (1)$$

158 In this work, we established a link between I and E measured in 10 min intervals  
159 in order to establish a characteristic equation of the specific conditions of southern  
160 Brazil and its explanatory power of the main effects of water erosion in the catchment.

161 In addition, E values measured using the disdrometer were compared with  
162 estimated values using E estimating equations commonly used in southern Brazil.  
163 Energy equations used to compare with the E measured in this study were: Foster et al.  
164 (1981)(Eq. 2), van Dijk et al. (2002) (Eq. 3), Wilkinson (1975) (Eq. 4), Brown and  
165 Foster (1987) (Eq. 5) and USDA-ARS (2013) (Eq. 6).

$$E_{mm} = 11.87 + 8.73 \log_{10} I \text{ se } I \leq 76.2 \text{ mm. h}^{-1} \quad (2)$$

$$E_{mm} = 28.3 \text{ se } I \geq 76.2 \text{ mm. h}^{-1}$$

$$E_{mm} = 28.3 \times [1 - 0.52 \exp(-0.042 \times I)] \quad (3)$$

$$E_{mm} = (12.142 + 8.877 \log_{10} I_{30}) \times P \quad (4)$$

$$E_{mm} = 29 \times [1 - 0.72 \exp(-0.05 \times I)] \quad (5)$$

$$E_{mm} = 29 \times [1 - 0.72 \exp(-0.082 \times I)] \quad (6)$$

166 Where E<sub>mm</sub> is expressed in J m<sup>-2</sup> mm<sup>-1</sup>, I is the intensity of the rain in mm h<sup>-1</sup>, I<sub>30</sub>  
167 is the maximum intensity of 30 min in mm h<sup>-1</sup> and P is the total rainfall event in mm.

168 It is important to note that equations 2 to 6 are commonly used in the estimation  
169 of erosivity in erosion models such as equation 5 used in the RUSLE model (Renard et  
170 al., 1997) and equation 6 used in the RUSLE2 model (USDA-ARS, 2013). In the  
171 traditionally used models for estimate the E such as the ones by Kinnell (1981),  
172 Rosewell (1986) and Wischmeier and Smith (1958), the unit of E is expressed as J m<sup>-2</sup>  
173 mm<sup>-1</sup>, due a methodological limitation in quantifying the process in time. Nevertheless,  
174 currently, the equipment is capable of expressing the energy per unit area and time,  
175 which is more appropriate to relate with I (Fornis et al., 2005; Salles et al., 2002). To  
176 convert the E expressed as J m<sup>-2</sup> mm<sup>-1</sup> (E<sub>mm</sub>) for E expressed in J m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup> (E<sub>time</sub>), as  
177 obtained from the disdrometer, one multiplies the E<sub>mm</sub> by I.

178 As suggested by Fornis et al. (2005), for the sake of calculating E, rain intervals

179 with I values below  $1 \text{ mm h}^{-1}$  were excluded from the regression analysis used in this  
180 work. This was done because they do not represent an important value in the water  
181 erosion analysis, and to reduce the number of points that affect the statistical analysis by  
182 the dispersion of the points.

183 Furthermore, we evaluated 81 rainfall events of different magnitudes obtained  
184 between March/14 and December/15. Following the removal of the points with less  
185 intensity than  $1 \text{ mm h}^{-1}$ , this set of events generated 3656 pairs of E and I data. This  
186 series of points was used to establish the mathematical relationship of  $E = f(I)$  and the  
187 comparison with the already existing ones. Additionally, the set was also decomposed  
188 under different criteria with the objective of finding different patterns between the two  
189 variables. The first one was to evaluate the seasonal variability of the region (spring and  
190 summer vs. autumn and winter), which determines an important difference in the  
191 patterns of the formation of the precipitation in the region. The two sets of data cover a  
192 wide variability of rainfall in the different seasons of the year (frontal and convective  
193 rainfall).

194 Another analysis was employed to check the change in trend of E and I relation  
195 by grouping the 81 events according to different magnitudes. Rainfall-runoff events  
196 were classified into three magnitudes according to the maximum water flow ( $Q_{\text{peak}}$ ) of  
197 each event: low magnitude ( $17$  to  $300 \text{ L s}^{-1}$ ), average magnitude ( $300$  to  $800 \text{ L s}^{-1}$ ) and  
198 high magnitude ( $> 800 \text{ L s}^{-1}$ ). The  $Q_{\text{peak}}$  was considered the most important variable that  
199 reflects the magnitude of the event, as it was based on the behavior of the main variable  
200 of hydrological response. Classification of the events in these three intervals is based on  
201 the observation of the water levels in outlet of the final stretch of the channel. In the  
202 high magnitude events, there is an overbank flow in the channel. In the events of  
203 medium magnitude, the water level significantly increases, although without occurrence  
204 of overbank flow. In the events with low magnitudes, there are changes in the flows but  
205 they do not represent high water discharges. Notably, the monitoring period covered  
206 rainfall events of two hydrological years with monthly rainfall averages above the  
207 historical average.

### 208 **3.2.3 Monitoring of hydrosedimentological variables**

209 Q and SSC were monitored in the outlet of the catchment in a *Parshall* type  
210 flume, where the water level readings were recorded through a limnigraph (model OTT-  
211 Thalimedes). SSC data were evaluated through manual collection using an isokinetic  
212 sampler (type USDH-48) in conjunction with a turbidimeter (Solar® Brand, model SL-

213 2000) properly calibrated as proposed by Merten et al. (2014). Manual sediment  
214 collection carried out during the events of rain-flow may be used to establish the  
215 relationship between the turbidity and SSC. Based on this relationship, SSC was  
216 estimated through the turbidity data registered by the turbidimeter. Both automatic  
217 equipment (limnigraph and turbidimeter) were adjusted for data acquisition in 10 min  
218 intervals.

219 Based on the analysis of the hydrograph and sedimentgraph, the following  
220 variables were obtained: maximum concentration of suspended sediment ( $SSC_{peak}$ ),  
221 peak flow ( $Q_{peak}$ ), total flow volume ( $Q_{tot}$ ) and sediment yield (SY). The SY is  
222 calculated from the sum of the product of Q by the SSC for each time interval.

223 Integration of the rainfall variables data and monitored hydrosedimentological  
224 variables was performed by means of a simple regression analysis between independent  
225 (rainfall) and dependent (water and sediment discharge) variables with the objective of  
226 identifying a physical coherence between the incoming and outgoing variables of  
227 matter and energy fluxes in the catchment system. The predictive and independent  
228 variables that represent the flow of matter and energy of which reach the catchment  
229 system are:  $P_{total}$ ,  $I_{30}$  and  $E$ , and the hydrological response variables that represent the  
230 flow of matter and energy that leave the catchment are:  $Q_{peak}$ ,  $SSC_{peak}$ ,  $Q_{tot}$  and SY. The  
231 explanatory capacity of the hydrological response variables by the rain variables was  
232 analyzed through the "goodness of fit" statistical test.

### 233 3.3 RESULTS

#### 234 3.3.1 Water and sediment discharge monitoring

235 The rainfall events under study include the intra-annual variability in the  
236 southern region of Brazil. In the study period occurred high volumes of rainfall, totaling  
237 2,384 mm from March to December 2014 and 2,510 mm in the year 2015. The  
238 historical average is of 1600 mm year<sup>-1</sup>. Among the monitored events, the maximum  
239 intensities measured in intervals of 30 and 10 min ( $I_{30}$  and  $I_{10}$ ) were 69 and 100 mm h<sup>-1</sup>,  
240 respectively. Considering the hydrological response variables in the stream, the average  
241 peak discharge was 497 L s<sup>-1</sup> and the maximum value measured was 3,543 L s<sup>-1</sup>. The  
242 maximum registered SSC was 13.9 g L<sup>-1</sup>, with the average of the maximum in each  
243 event equal to 2.23 g L<sup>-1</sup>. The SY during the period (22 months) amounted to 371 tons,  
244 representing approximately 176 t km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>. The maximum value of SY per event was 30  
245 t km<sup>-2</sup> and the average value 2.5 t km<sup>-2</sup>.

### 246 3.3.2 Relationship between E and I

247 Based on the monitored events, we established the relationship between I and E  
 248 considering intervals of 10 min between each measurement (Figure 2). E was expressed  
 249 in two units: i) energy per unit area and time ( $E_{time} - J m^{-2} h^{-1}$ ) and ii) energy per unit  
 250 area and rain volume ( $E_{mm} - J m^{-2} mm^{-1}$ ). The most appropriate model type to express  
 251 the relationship is power-law (Eq. 7), as indicated by Sanchez-Moreno et al. (2012) and  
 252 by a logarithmic model (Eq. 8). The equation expressed in energy per unit area and rain  
 253 depth ( $E_{mm}$ ) was presented by logarithmic model (Eq. 8) comparable with traditionally  
 254 used models.

$$E_{time} = 14.551 \times I^{1.139} R^2 = 0.956 \quad (7)$$

$$E_{mm} = 10.380 + 4.075 \log_{10} I R^2 = 0.306 \quad (8)$$

255 Where:  $E_{time}$ :  $J m^{-2} h^{-1}$ ,  $E_{mm}$ :  $J m^{-2} mm^{-1}$  and I:  $mm h^{-1}$  at 10 min intervals.

256 Figure 2 presents the distribution of points and corresponding curves of the E  
 257 and I relationship for the two units in question. Points lower than  $1 mm h^{-1}$  were  
 258 deleted, remaining 3,656 points, thus composing a good set of points, especially for  
 259 values less than  $60 mm h^{-1}$ . As a result, equations 7 and 8 present options to estimate the  
 260 E and local erosivity for regions with similar climatic characteristics.

#### 261 3.3.2.1 Kinetic energy estimation

262 To compare the efficiency of different estimation equations of E according to the  
 263 intensity, we plotted the measured values of total E in each event with the E estimate  
 264 based on equations 2, 3, 4, 5 and 6 measured in the 81 events (Figure 3). We estimate  
 265 the total E of each event by summing all unit  $E_{time}$  values obtained in each interval (10  
 266 min). The graph shows the dispersion of the values estimated based on the measured  
 267 values (line 1:1) with the disdrometer.

268 Based on the measured data shown in Figure 2, the data were applied to  
 269 equations 2, 3, 4, 5 and 6. The results of calculated E for each equation on the basis on  
 270 data from I at 10 min intervals were plotted with the measured data of E (Figure 4).

#### 271 3.3.2.2 Variability of the seasons and magnitude of the event

272 To evaluate possible distinct patterns in the relationship E vs. I among the  
 273 seasons of the year and between the different magnitudes of events, the set of data was  
 274 displayed separately. Figure 5 shows the effect of seasonality in the trend between I and  
 275 E. Note that there is a change of trend as of  $60 mm h^{-1}$ , although it is not significantly  
 276 different. Therefore, we consider that there is no difference between the seasons of the  
 277 year. Similarly, the magnitude of events does not affect the behavior of the relationship

278 between E and I (Figure 6).

### 279 **3.3.3 Contribution of E for the estimate of water and sediment discharge** 280 **variables.**

281 In addition to the prediction equation of E from I, the present study evaluated the  
282 E parameter in comparison with P and I, in order to predict the variables related to water  
283 erosion, such as  $Q_{\text{peak}}$  and  $Q_{\text{total}}$  (Figure 7); and with  $\text{SSC}_{\text{peak}}$  and SY (Figure 8).

284 Results observed in Figure 7 and 8 demonstrate a correlation between the  
285 variables consistent with the physical principles of the generation process and transfer  
286 of water and sediments at catchment scale. However, the independent variables ( $P_{\text{tot}}$ ,  
287 and  $I_{30}$ ) have limited predictive capacity of dependent variables ( $Q_{\text{peak}}$ ,  $Q_{\text{peak}} \times Q_{\text{total}}$ ,  
288  $\text{SSC}_{\text{peak}}$  and SY). The processes and factors that control the behavior of the Q and SSC  
289 in a catchment depend on innumerable parameters and variables unexplored in this  
290 simple statistical summary.

## 291 **3.4 DISCUSSION**

### 292 **3.4.1 Use of the disdrometer for measure E**

293 The lack of data on E measured in southern Brazil prompted a preliminary  
294 approach of the potential use of the disdrometer to measure E in southern Brazil and  
295 correlate it with the characteristics of rainfall and the water and sediment discharge  
296 behavior in the scale of a small rural catchment. The equipment proved to be capable of  
297 representing the variables of greater interest of the rainfall over time in terms of energy,  
298 volume and duration, thus demonstrating its potential for studies in hydrology and  
299 erosion. However, Salles et al. (2002) and Angulo-Martínez and Barros (2015) warn that  
300 in addition to establishing the best correlation between I and E, there is a need to assess  
301 the capability of the instruments in quantifying these variables.

302 Despite the positive results obtained in this work and its potential in erosion  
303 studies, one has to consider the need for considerable attention in the proper use of the  
304 equipment and long-term tests. Several studies clearly demonstrate that the equipment  
305 has limitations in representing the diameter and distribution of the particles, as  
306 highlighted by Angulo-Martínez and Barros (2015), where rainfall with I above  $3 \text{ mm h}^{-1}$   
307  $^1$  measurements of E may be underestimated and the errors should be considered.  
308 Raupach and Berne (2015) and Tokay et al. (2014) also pointed out flaws in the  
309 measurements from this equipment, comparing the measures from this one with the  
310 standard disdrometer. The authors encourage the use of the equipment in erosion studies  
311 provided that the limitations and uncertainties are taken into account. Thus, in spite of

312 the results presented in this work showing promising potential of the equipment for the  
313 direct E measurement, the detailed analysis of its operation, the comparison with  
314 traditional and alternative methods of measuring E, and the expansion of the series of  
315 monitoring are desirable aspects for the reduction of measurement uncertainties.

#### 316 **3.4.2 Estimation of kinetic energy by means of rainfall intensity**

317 Kinetic energy from precipitation and the maximum intensity of short intervals  
318 of time have been extremely important in the estimates of the erosive potential of the  
319 climate. In regions with high availability of data, both spatially and temporally, it is  
320 possible to generate spatially distributed information for large areas to help regional  
321 planning or even estimate erosion in continental scale, such as, the current erosivity map  
322 of Europe proposed by Panagos et al. (2015). However, it is known that energy  
323 information are derived from I the choice of E conversion equations may introduce  
324 errors in the estimation as shown in a study by Angulo-Martínez and Barros (2015),  
325 which demonstrated that the energy equation present in the RUSLE equation  
326 underestimated the E values for that condition of study.

327 The results obtained in the experimental catchment revealed that the equation  $E$   
328  $= f(I)$  generated for the site presents similarities with some distinct properties in relation  
329 to equations widely used in the estimation of E. Considering the different possibilities of  
330 expression of E from I, it turns out that the energy in function of the area and time ( $J m^{-2}$   
331  $h^{-1}$ ) is more appropriate for establishing the relation with I (Figure 2), by means of a  
332 potential function. This can be based on the dispersion of the values, linearity and  
333 application in the erosivity equations. The logarithmic model expressed as energy per  
334 unit of area and volume ( $J m^{-2} mm^{-1}$ ) presents a limit from the given I in which E  
335 becomes practically constant, which is also observed in other traditionally used models  
336 (Fornis et al., 2005; Salles et al., 2002; Wischmeier and Smith, 1958).

337 Considering the results of the use of different widely used equations, we noticed  
338 different behaviors in relation to the underestimation or overestimation of E data,  
339 compared with the data measured at the site. Results observed in Figure 3 show that for  
340 values of E, considering the sum of the entire event: Eq. 4 overestimates the values of E  
341 and Eq. 5 underestimated the data of measured E. It is worth noting that the latter is the  
342 equation used in the RUSLE model. This result is in accordance with the one found by  
343 Angulo-Martínez and Barros (2015). According to the authors, this is due to the long  
344 interval of measures in which the equation was obtained (every 15 min) and for  
345 considering only events with accumulated rainfall greater than 12.7 mm or when the

346 rain accumulated in a peak has been equal to at least 6.35 mm in 15 min.

347 Equation 2 (Foster et al., 1981; Wischmeier and Smith, 1958) and Eq. 6 (USDA-  
348 ARS, 2013) presented a good estimate in relation to the measured data, indicating that  
349 they are good indicators of the local E. Nonetheless, it is recommended the use of Eq. 7  
350 derived from the pairs of measured data at the site. Equation 3 also features a good  
351 predictive capacity of E considering the measured data, possibly because it was  
352 originated from the average of the coefficients obtained for exponential equations  
353 acquired in various regions.

354 When the behavior of the measured data was evaluated with the different  
355 equations for the I and E data pairs, it appears that the equations tested (2, 3, 5 and 6)  
356 have similar behavior. At low intensities ( $< 20 \text{ mm h}^{-1}$ ) Eq 2, 3 and 6, generate values  
357 close to the measured ones (Figure 4). For the same intensities ( $< 20 \text{ mm h}^{-1}$ ), Eq. 5  
358 underestimates the instantaneous values of E (Figure 4) as well as total E (Figure 3).  
359 Despite low intensities having less impact when comparing different events, the  
360 increased frequency of events may represent a significant amount of energy in the  
361 system considering the number of such events throughout the year. However, for the  
362 process to occur, the magnitude or intensity of energy (raindrop or flow) must exceed  
363 the soil resistance (threshold) (Govers et al., 2007; Salles et al., 2000).

364 At higher intensities, Eq. 6 seems to overestimate the E in I over  $20 \text{ mm h}^{-1}$ . The  
365 same occurs in Eq. 5, which presents this behavior with I of approximately  $30 \text{ mm h}^{-1}$ .  
366 This same behavior, but to less effect, was noted for Eq. 2 and 3, of which result in E  
367 estimates closer to the measured ones even at higher intensities.

368 Even though the differences between the equations tested with the measured data  
369 for the estimation of E in function of I have not been significant, it should be noted that  
370 different equations add deviations to the erosivity estimate.

371 The seasonal effect was evaluated considering the different patterns of rain  
372 occurring in the region (frontal - autumn and winter, and convective - spring and  
373 summer) and their possible influence on the characteristics of raindrops. Results reveal  
374 that the autumn-winter period exhibited a slight tendency to higher E in relation to the  
375 spring-summer period (Figure 5). However, due to the dispersion of the points there is  
376 no statistical difference in the two trends in much of the interval of measures. Possibly,  
377 with continued monitoring by extending the monitoring series, there will be a reduction  
378 in uncertainty due to inter-annual influence of the climatic processes. Similarly, we  
379 tested the possible effect of the magnitude of the event in the relationship of E with I,

380 assuming that events of different magnitudes (total rain volume) would have a different  
381 behavior in the relationship  $E$  vs.  $I$ . This assumption has also been refuted for the  
382 monitoring period because there are no significant differences between the tested ranges  
383 (Figure 6).

### 384 **3.4.3 Potential of $E$ in estimating water and sediment discharge variables**

385 Despite the direct relations of  $E$  with water and sediment discharge variables not  
386 generating high values of significance in the regression models,  $E$  demonstrated  
387 potential for the modelling of SY.

388 According to Morgan (2005), the impact of the raindrop on the surface is the  
389 sealing and crusting agent and  $E$  is the most appropriate expression to indicate the  
390 rainfall erosivity. The correct estimate of  $E$  is fundamental for splash erosion modeling  
391 (rainsplash erosion) (De Roo et al., 1996; Flanagan et al., 2007; Jetten and de Roo,  
392 2001; M. A. Nearing et al., 1989; Morgan et al., 1998; Salles et al., 2000; Wischmeier  
393 and Smith, 1958). However, from raindrop detachment until the sediment transportation  
394 in the stream many other processes could occur thus affecting the relationship between  
395 the rainfall and response variables. The effect of  $E$  in erosion is easily noticed in  
396 microscale where the impact of the raindrop in the process of detachment, dispersion of  
397 clay and seal/crust formation are more easily perceptible and quantified (Wang et al.,  
398 2014; Zhou et al., 2013).

399 In the catchment scale, the energy from the rain is dissipated during the ground  
400 impact period as well as during the offset as overland flow towards the outlet by effect  
401 of the roughness of the terrain, which is represented by vegetation, topography and soil  
402 surface. The result of the dissipation of energy may be evaluated by analysis of the  
403 hydrograph and sedimentograph in the outlet of the catchment, as in Robert (2003).  
404 Theoretically, part of the rain energy triggers a response in the outlet of the catchment  
405 that can be partially characterized by the behavior of hydrographs and sedimentographs.

406 It is important to note that the relief, land use and soil management may  
407 facilitate the connectivity of the slope processes with the response in the fluvial channel.  
408 As proposed by Chow (1965), the magnitude of  $Q_{\text{peak}}$  represents the capability of the  
409 physiographic factors in amortizing the amount of matter and energy added by  
410 precipitation in runoff formation. In addition,  $Q_{\text{peak}}$  also portrays the erosive capacity of  
411 overland flow on the hillslopes and in the stream. According to the results shown in  
412 Figure 7, it appears that  $E$  contributes to predicting the magnitude of  $Q_{\text{peak}}$  and with the  
413 other variables such as the  $Q_{\text{total}}$  of the event. The  $P_{\text{total}}$  presents a relationship similar to

414 E with the hydrological variables, considering that the volume drained is directly related  
415 with the input volume in the catchment.

416 E presented a low correlation with the  $SSC_{peak}$  (Figure 8), which may be  
417 attributed to the complexity of the processes of detachment and transportation that occur  
418 at catchment scale, suggesting that a significant part of the eroded material can be  
419 withheld in the catchment without reaching the outlet. In the catchment studied, only  
420 15% of the total eroded material is estimated to reach the drainage network (Minella et  
421 al., 2014). However, between the controlling variables analyzed, it was the one that  
422 presented the best correlation with SY ( $R^2 = 0.66$ ), possibly due to the total E of the  
423 event being closely linked with the total rain volume of the event and the intensity of  
424 the rainfall that are responsible for the excess of infiltration and overland flow  
425 generation, as well as the transport of sediment to the channel.

426 Oliveira (2010) evaluated in a small scale the relationship between rainfall  
427 energy and rill erosion (plots 4.9 m<sup>2</sup>) in the same catchment and observed that the  
428 magnitude of the erosion is not only related to the susceptibility detachment of soil but  
429 also the hydraulic conditions of diffuse runoff and sediment transport detached beyond  
430 the site where these were removed. In this same study, one of the characteristics that has  
431 a close relationship with the sediment transport ability was the micro roughness of the  
432 ground, quantified by the resistance factor  $f$  Darcy Weisbach.

433 The erosive process in catchment have strong dependence of the volume flow,  
434 since the detached material depends on the energy of the flow to spread the material  
435 eroded by the rain drop impact and also by flow detachment. Thus, the characteristics of  
436 the landscape have a fundamental role in the definition of the amount of energy that is  
437 dissipated and converted into erosion and sediment yield.

438 The  $I_{30}$  variable also showed no relationship with the water and sediment  
439 discharge variables. Although it is often reported in the literature that  $I_{30}$  has a good  
440 relationship with the detachment by the flow, there was no good match in the direct  
441 comparison between these independent and response variables. Despite the fact that  
442 most of the tested relationships did not show adequate statistical correlation, all the  
443 analyses presented a physically coherent behavior. Consensus is that the estimate of the  
444 Q and SSC in the catchment scale depends on a large number of processes characterized  
445 by dozens of other variables and parameters. For more homogeneous areas, such as in  
446 Duvert et al. (2010) the direct relation between the rain and response variables in the  
447 output of the catchment showed considerable correspondence. However, in the

448 catchment studied, the heterogeneity of the soils, relief and use conditioned a wide  
449 dispersion in the data.

### 450 3.5 CONCLUSIONS

451 The direct measurement of the  $E$  with the use of a disdrometer made it possible  
452 to establish a mathematical relationship with the  $I$  at the study site in the southern region  
453 of Brazil. This set of data pairs of  $E$  and  $I$  contributes to the worldwide information  
454 database, since there is an incipient quantity of data on  $E$  and  $I$  measured in South  
455 America focused on the erosion studies. The analysis of the seasonal effect or  
456 magnitude of the events does not affect significantly the final equation for the local  
457 study. The mathematical relationship obtained in this work presents a similar behavior  
458 to the relations proposed by Foster et al. (1981), RUSLE2 (USDA-ARS, 2013) and van  
459 Dijk et al. (2002). Regarding the equation proposed by Brown and Foster (1987), which  
460 is used in the RUSLE model, we note that this one underestimates the total  $E$  in the  
461 event scale. The relationship between the explanatory variables of rain, especially  $E$ ,  
462 and the hydrological response variables of the catchment studied are physically  
463 coherent, indicating a potential contribution of  $E$  in the modeling of the erosion  
464 processes at the scale of the catchment.

### 465 3.6 ACKNOWLEDGEMENTS

466 The authors would like to thank to the local farmers and the researchers/students  
467 for their assistance with the field and laboratory activities, to the anonymous reviewers  
468 for their insightful comments and also the financial support from SINDITABACO,  
469 FAPERGS, FINEP, CNPq and CAPES.

### 470 3.7 REFERENCES

- 471 Angulo-Martínez, M., Barros, a. P., 2015. Measurement uncertainty in rainfall kinetic  
472 energy and intensity relationships for soil erosion studies: An evaluation using  
473 PARSIVEL disdrometers in the Southern Appalachian Mountains. *Geomorphology*  
474 228, 28–40. doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.036
- 475 Bazzano, M.G.P., Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., 2010. Erosividade e características  
476 hidrológicas das chuvas de Rio Grande (RS). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 34, 235–  
477 244. doi:10.1590/S0100-06832010000100024
- 478 Bazzano, M.G.P., Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., 2007. Erosividade, coeficiente de chuva,  
479 padrões e período de retorno das chuvas de Quaraí, RS. *Rev. Bras. Ciência do Solo*  
480 31, 1205–1217.
- 481 Bertol, I., Schick, J., Batistela, O., Leite, D., Visentin, D., Cogo, N.P., 2002. Erosividade

- 482 das chuvas e sua distribuição entre 1989 e 1998 no município de Lages (SC). *Rev.*  
483 *Bras. Ciência do Solo* 26, 455–464. doi:10.1590/S0100-06832002000200019
- 484 Bertol, I., Zoldan Junior, W.A., Fabian, E.L., Zavaschi, E., Pegoraro, R., González, A.P.,  
485 2008. Efeito de escarificação e da erosividade de chuvas sobre algumas variáveis  
486 de valores de erosão hídrica em sistemas de manejo de um nitossolo háplico. *Rev.*  
487 *Bras. Ciênc. Solo* 747–757. doi:10.1590/S0100-06832008000200029
- 488 Brown, L.C., Foster, G.R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions.  
489 *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 30, 379–386. doi:10.13031/2013.31957
- 490 Cassol, E.A., Eltz, F.L.F., Martins, D., Lemos, A.M. De, Lima, V.S. de, Bueno, A.C.,  
491 2008. Erosividade, padrões hidrológicos, período de retorno e probabilidade de  
492 ocorrência das chuvas em São Borja, RS. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 32, 1239–  
493 1251. doi:10.1590/S0100-06832008000300032
- 494 Chow, V. Te, 1965. 1) HANDBOOK OF APPLIED HYDROLOGY. *Int. Assoc. Sci.*  
495 *Hydrol. Bull.* 10, 82–83. doi:10.1080/02626666509493376
- 496 De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G., Ritsema, C.J., 1996. Lisem: A Single-Event Physically  
497 Based Hydrological and Soil Erosion Model for Drainage Basins. I: Theory, Input  
498 and Output. *Hydrol. Process.* 10, 1107–1117. doi:10.1002/(SICI)1099-  
499 1085(199608)10:8<1107::AID-HYP415>3.0.CO;2-4
- 500 Dunne, T., Black, R.D., 1970. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small  
501 New England Watershed. *Water Resour. Res.* 6, 1296–1311.  
502 doi:10.1029/WR006i005p01296
- 503 Duvert, C., Gratiot, N., Evrard, O., Navratil, O., Némery, J., Prat, C., Esteves, M., 2010.  
504 Geomorphology Drivers of erosion and suspended sediment transport in three  
505 headwater catchments of the Mexican Central Highlands. *Geomorphology* 123,  
506 243–256. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.016
- 507 Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., Pascotini, P.B., 2011. Potencial erosivo e características das  
508 chuvas de Encruzilhada do Sul , RS Erosivity potential and characteristics of  
509 rainfalls at Encruzilhada do Sul , RS. *Rev. Bras. Eng. Agrícola e Ambient.* 331–337.
- 510 Flanagan, D.C., Gilley, J.E., Franti, T.G., 2007. Water Erosion Prediction Project  
511 (WEPP): Development History, Model Capabilities and Future Enhancements.  
512 *Asabe* 50, 1603–1612.
- 513 Fornis, R.L., Vermeulen, H.R., Nieuwenhuis, J.D., 2005. Kinetic energy-rainfall  
514 intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies. *J.*  
515 *Hydrol.* 300, 20–32. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.027

- 516 Foster, G.R., McCool, D.K., Renard, K.G., Moldenhauer, W.C., 1981. Conversion of the  
517 universal soil loss equation to SI metric units. *J. Soil Water Conserv.* 36, 355–359.
- 518 Govers, G., Giménez, R., Van Oost, K., 2007. Rill erosion: Exploring the relationship  
519 between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Rev.* 84,  
520 87–102. doi:10.1016/j.earscirev.2007.06.001
- 521 Hammad, A.H.A., Børresen, T., Haugen, L.E., 2006. Effects of rain characteristics and  
522 terracing on runoff and erosion under the Mediterranean. *Soil Tillage Res.* 87, 39–  
523 47. doi:10.1016/j.still.2005.02.037
- 524 Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to  
525 precipitation in humid areas, in: *Forest Hydrology*. pp. 275–290.  
526 doi:10.1177/0309133309338118
- 527 IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006.  
528 *World Soil Resour. Rep.* 103.
- 529 Jaffrain, J., Berne, A., 2011. Experimental Quantification of the Sampling Uncertainty  
530 Associated with Measurements from PARSIVEL Disdrometers. *J. Hydrometeorol.*  
531 12, 352–370. doi:10.1175/2010JHM1244.1
- 532 Jetten, V.G., de Roo, A.P.J., 2001. Spatial Analysis of Erosion Conservation Measures  
533 with LISEM, in: Harmon, R.S., Doe III, W.W. (Eds.), *Landscape Erosion and*  
534 *Evolution Modeling*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp. 429–  
535 445.
- 536 Kinnell, P.I.A., 1981. Rainfall Intensity-Kinetic Energy Relationships for Soil Loss  
537 Prediction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 153–155.  
538 doi:10.2136/sssaj1981.03615995004500010033x
- 539 Löffler-Mang, M., Joss, J., 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity  
540 of hydrometeors. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 17, 130–139. doi:10.1175/1520-  
541 0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2
- 542 Lombardi Neto, F., Moldenhauer, W.C., 1992. Erosividade da chuva: sua distribuição e  
543 relação com as perdas de solo em Campinas (SP). *Bragantia* 51, 189–196.  
544 doi:10.1590/S0006-87051992000200009
- 545 M. A. Nearing, G. R. Foster, L. J. Lane, S. C. Finkner, 1989. A Process-Based Soil  
546 Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. *Trans.*  
547 *ASAE* 32, 1587–1593. doi:10.13031/2013.31195
- 548 McIsaac, G.F., 1990. Apparent Geographic and Atmospheric Influences on Raindrop  
549 Sizes and Rainfall Kinetic-Energy. *J. Soil Water Conserv.* 45, 663–666.

- 550 Merten, G.H., Minella, J.P.G., Horowitz, A.J., Moro, M., 2014. Determinação da  
551 concentração de sedimentos em suspensão em rios com o uso de turbidímetro.  
552 Porto Alegre.
- 553 Minella, J.P.G., Walling, D.E., Merten, G.H., 2014. Establishing a sediment budget for a  
554 small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of  
555 effective sediment management strategies. *J. Hydrol.* 519, 2189–2201.  
556 doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.013
- 557 Morgan, R.P.C., 2005. *Soil Erosion & Conservation*, 3<sup>o</sup> Edition. ed. Blackwell  
558 Publishing Ltd.
- 559 Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K.,  
560 Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E., 1998. The European soil erosion model  
561 (EUROSEM): a process-based approach for predicting soil loss from fields and  
562 small catchments. , 527-544. *Earth Surf. Process. Landforms* 23, 527–544.  
563 doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199806)23:6<527::AID-ESP868>3.0.CO;2-5
- 564 Nearing, M., 2001. Potential changes in rainfall erosivity in the US with climate change  
565 during the 21st century. *J. Soil Water Conserv.* 56, 229–232.
- 566 Nearing, M.A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le  
567 Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V., van Oost,  
568 K., 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation  
569 and cover. *CATENA* 61, 131–154. doi:10.1016/j.catena.2005.03.007
- 570 Oliveira, P.T.S., Wendland, E., Nearing, M.A., 2013. Rainfall erosivity in Brazil: A  
571 review. *CATENA* 100, 139–147. doi:10.1016/j.catena.2012.08.006
- 572 Oliveira, F.P. de, 2010. Modelagem do escoamento superficial e da erosão hídrica em  
573 bacia rural em Arvorezinha, RS, utilizando o WEPP. Universidade Federal do Rio  
574 Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- 575 Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rouseva, S., Perčec  
576 Tadić, M., Michaelides, S., Hrabalíková, M., Olsen, P., Aalto, J., Lakatos, M.,  
577 Rymaszewicz, A., Dumitrescu, A., Beguería, S., Alewell, C., 2015. Rainfall  
578 erosivity in Europe. *Sci. Total Environ.* 511C, 801–814.  
579 doi:10.1016/j.scitotenv.2015.01.008
- 580 Petan, S., Rusjan, S., Vidmar, A., Mikoš, M., 2010. The rainfall kinetic energy-intensity  
581 relationship for rainfall erosivity estimation in the mediterranean part of Slovenia.  
582 *J. Hydrol.* 391, 314–321. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.031
- 583 Raupach, T.H., Berne, A., 2015. Correction of raindrop size distributions measured by

- 584 Parsivel disdrometers, using a two-dimensional video disdrometer as a reference.  
585 Atmos. Meas. Tech. 8, 343–365. doi:10.5194/amt-8-343-2015
- 586 Renard, K., Foster, G., Weesies, G., McCool, D., Yoder, D., 1997. Predicting soil  
587 erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil  
588 Loss Equation (RUSLE). Agric. Handb. No. 703. doi:DC0-16-048938-5 65–100.
- 589 Robert, A., 2003. River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics. Arnold  
590 Publishers, London.
- 591 Rosewell, C.J., 1986. Rainfall kinetic energy in eastern Australia. J. Clim. Appl.  
592 Meteorol.
- 593 Rufino, R.L., Biscaia, R.C.M., Merten, G.H., 1993. Determinação do potencial erosivo  
594 da chuva do estado do Paraná através da pluviometria: terceira aproximação. Rev.  
595 Bras. Ciência do Solo 17, 439–444.
- 596 Salles, C., Poesen, J., Govers, G., 2000. Statistical and physical analysis of soil  
597 detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy  
598 simulated rain intensities ranging between 10 and 140 mm h<sup>-1</sup>. The detached drop  
599 velocity ( $V$ ), that is,  $D \cdot V$  with values of  $a$  va 36, 2721–2729.
- 600 Salles, C., Poesen, J., Sempere-Torres, D., 2002. Kinetic energy of rain and its  
601 functional relationship with intensity. J. Hydrol. 257, 256–270. doi:10.1016/S0022-  
602 1694(01)00555-8
- 603 Sanchez-Moreno, J.F., Mannaerts, C.M., Jetten, V., 2012. Rainfall Kinetic Energy -  
604 Intensity and Rainfall Momentum - Intensity relationships for Cape Verde. J.  
605 Hydrol. 455, 131–140. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.007
- 606 Silva, A.M. da, 2004. Rainfall erosivity map for Brazil. Catena 57, 251–259.  
607 doi:10.1016/j.catena.2003.11.006
- 608 Stolte, J., Ritsema, C.J., de Roo, A.P.J., 1997. Effects of crust and cracks on simulated  
609 catchment discharge and soil loss. J. Hydrol. 195, 279–290. doi:10.1016/S0022-  
610 1694(96)03249-0
- 611 Tokay, A., Wolff, D.B., Petersen, W.A., 2014. Evaluation of the New Version of the  
612 Laser-Optical Disdrometer, OTT Parsivel 2. J. Atmos. Ocean. Technol. 31, 1276–  
613 1288. doi:10.1175/JTECH-D-13-00174.1
- 614 USDA-ARS, 2013. Revised Universal Soil Loss Equation Version 2 (RUSLE 2). Sci.  
615 Doc. USDA-Agricultural Res. Serv. 2, 355.
- 616 van Dijk, A.I.J., Bruijnzeel, L., Rosewell, C., 2002. Rainfall intensity–kinetic energy  
617 relationships: a critical literature appraisal. J. Hydrol. 261, 1–23.

- 618           doi:10.1016/S0022-1694(02)00020-3
- 619   Wang, L., Shi, Z.H., Wang, J., Fang, N.F., Wu, G.L., Zhang, H.Y., 2014. Rainfall kinetic  
620           energy controlling erosion processes and sediment sorting on steep hillslopes: A  
621           case study of clay loam soil from the Loess Plateau, China. *J. Hydrol.* 512, 168–  
622           176. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.02.066
- 623   Wilkinson, G.E., 1975. Rainfall Characteristics and Soil Erosion in the Rainforest Area  
624           of Western Nigeria. *Exp. Agric.* 11, 247–255.
- 625   Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide To  
626           Conservation Planning. *Agric. Handb.* No. 537 69.
- 627   Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1958. Rainfall energy and its relation to soil loss.  
628           *Trans. Am. Geophys. Union* 285–291. doi:10.1029/TR039i002p00285
- 629   Zhou, G., Wei, X., Yan, J., 2002. Impacts of eucalyptus (*Eucalyptus exserta*) plantation  
630           on sediment yield in Guangdong Province, Southern China—a kinetic energy  
631           approach. *Catena* 49, 231–251. doi:10.1016/S0341-8162(02)00030-9
- 632   Zhou, H., Peng, X., Darboux, F., 2013. Effect of Rainfall Kinetic Energy on Crust  
633           Formation and Interrill Erosion of an Ultisol in Subtropical China. *Vadose Zo. J.*  
634           12. doi:10.2136/vzj2013.01.0010
- 635

636 **Figure captions**

637 Figure 1. Study area with the location of the monitoring equipment, as well as  
638 relief features and drainage systems.

639 Figure 2. Relationship between the kinetic energy (E) and rainfall intensity (I)  
640 measured by the disdrometer: i) E expressed in function of the rainfall depth -  $E_{mm}$  and  
641 ii) E expressed as a function of time -  $E_{time}$ .

642 Figure 3. Comparison of the measured data of total kinetic energy and the  
643 estimate by five different equations in each event.

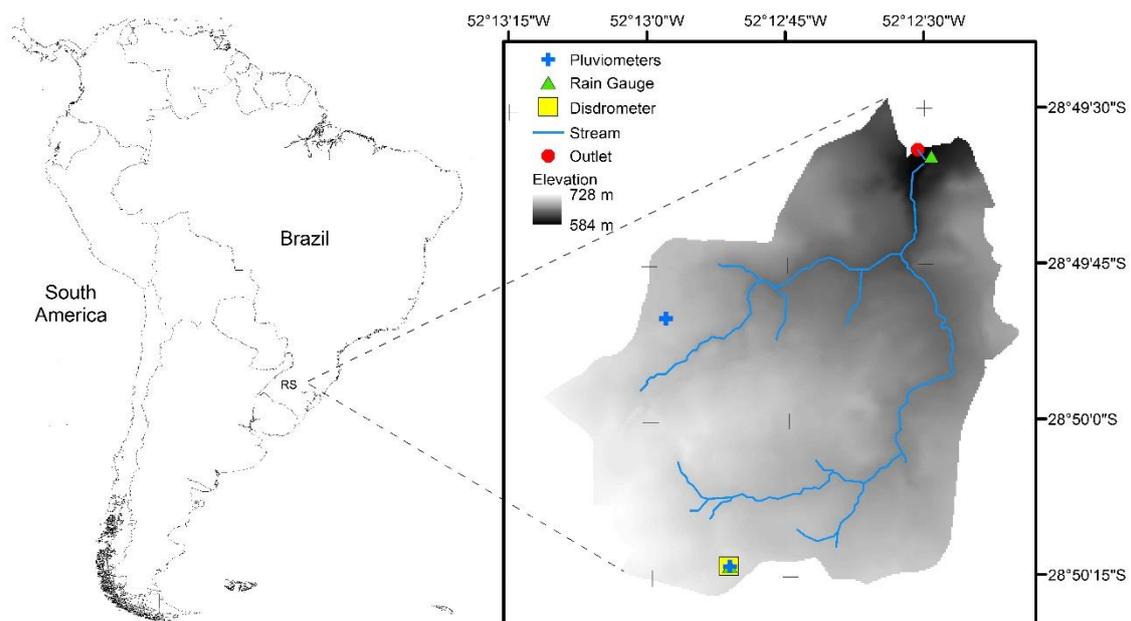
644 Figure 4. Comparison of kinetic energy measured with the estimated by  
645 literature equations at 10 min intervals.

646 Figure 5. Seasonal variability of events in the relationship between I and E.

647 Figure 6. Magnitude influence of events in the relationship between I and E.

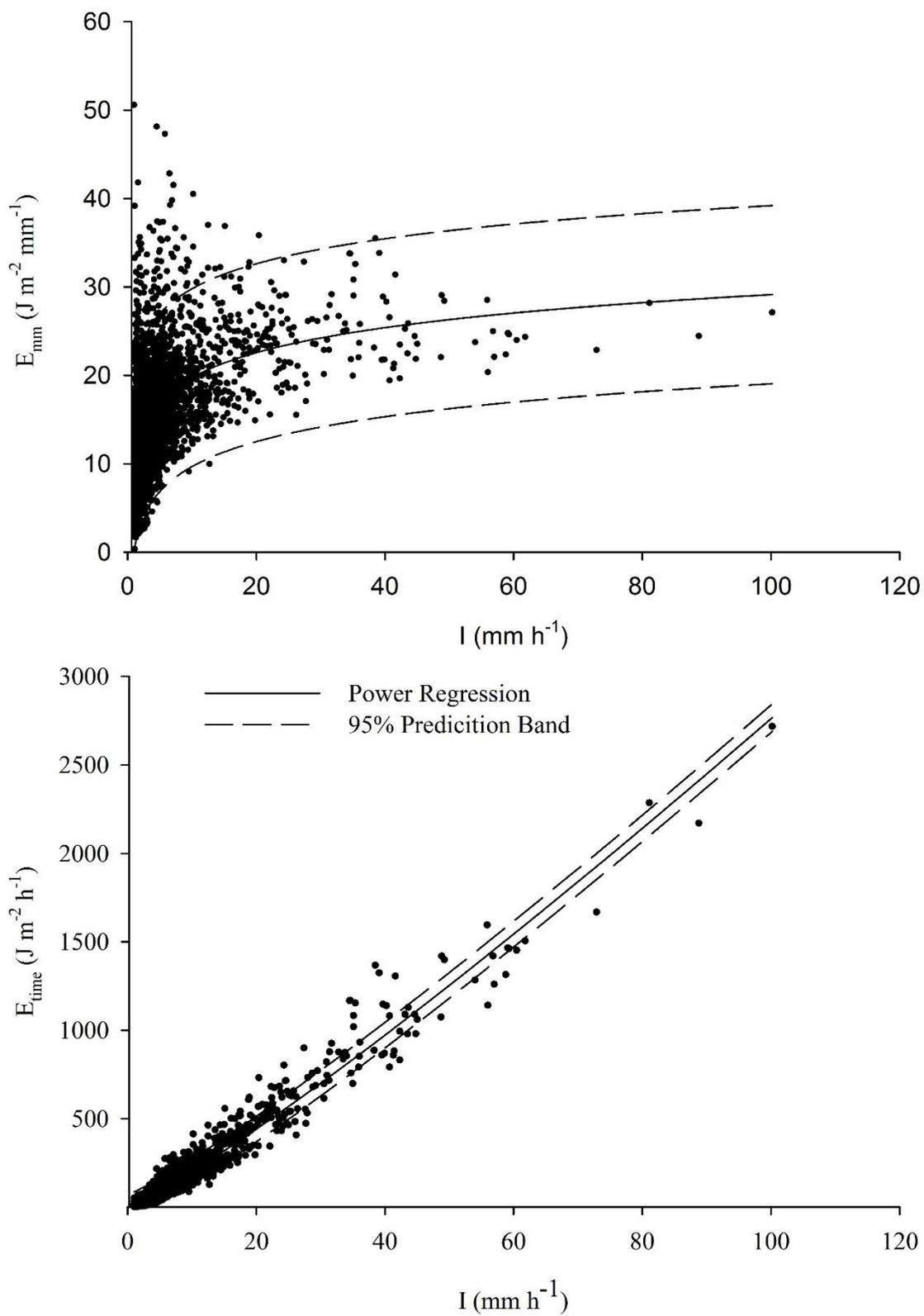
648 Figure 7. Relationship between rainfall and water discharge variables.

649 Figure 8. Relationship between rainfall and sediment discharge variables.



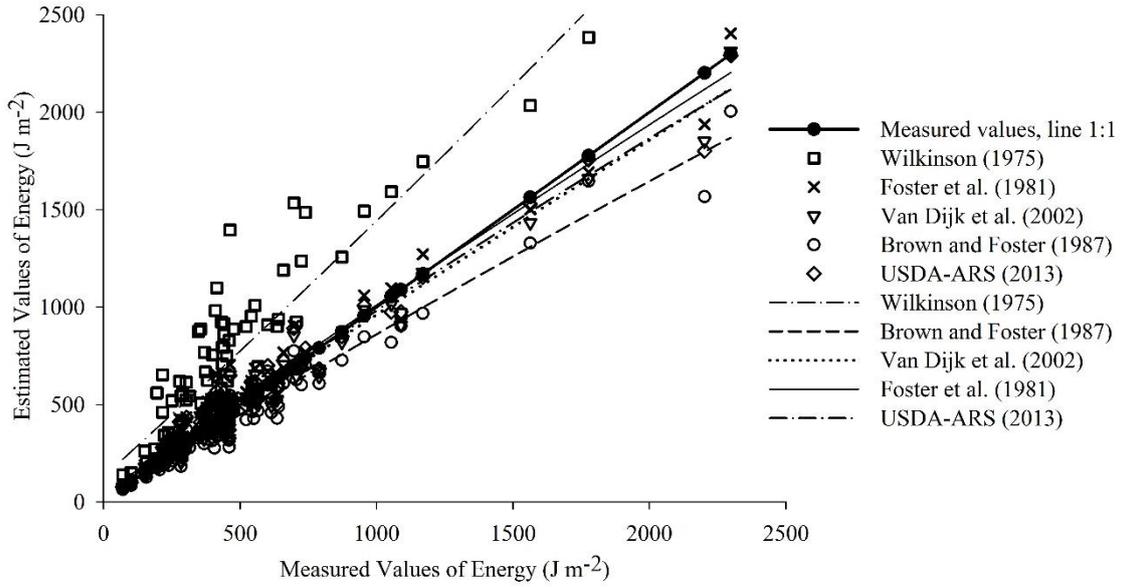
650  
651

Figure 1.



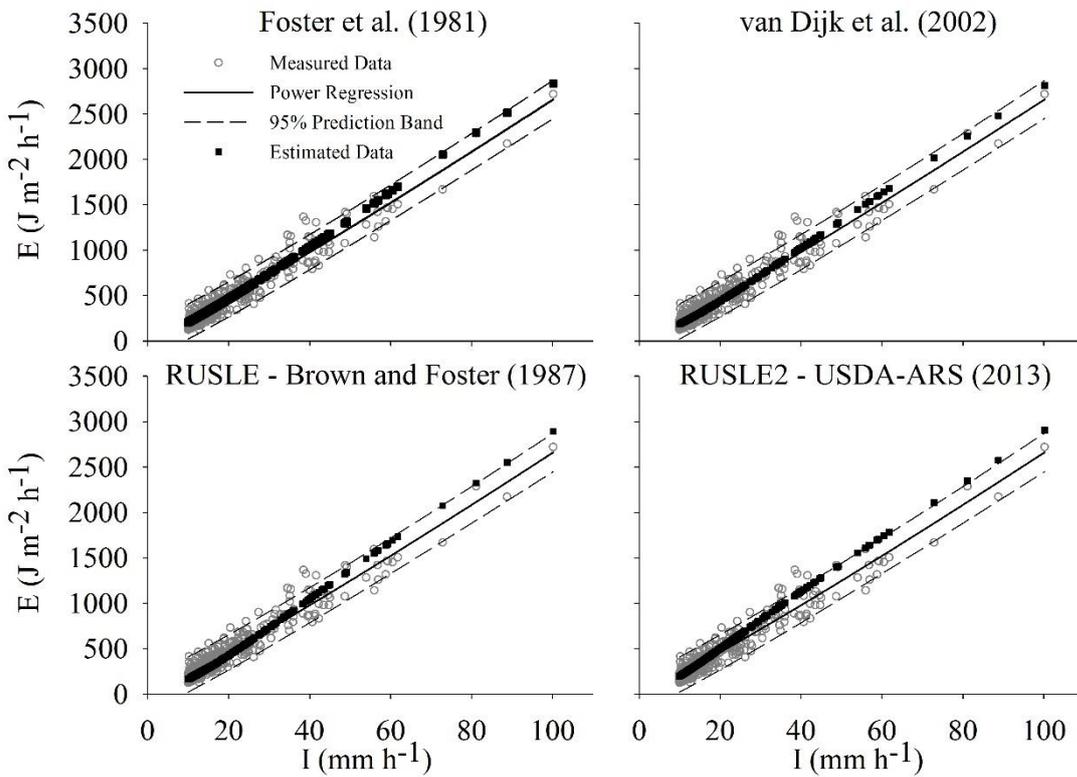
652  
653

Figure 2.



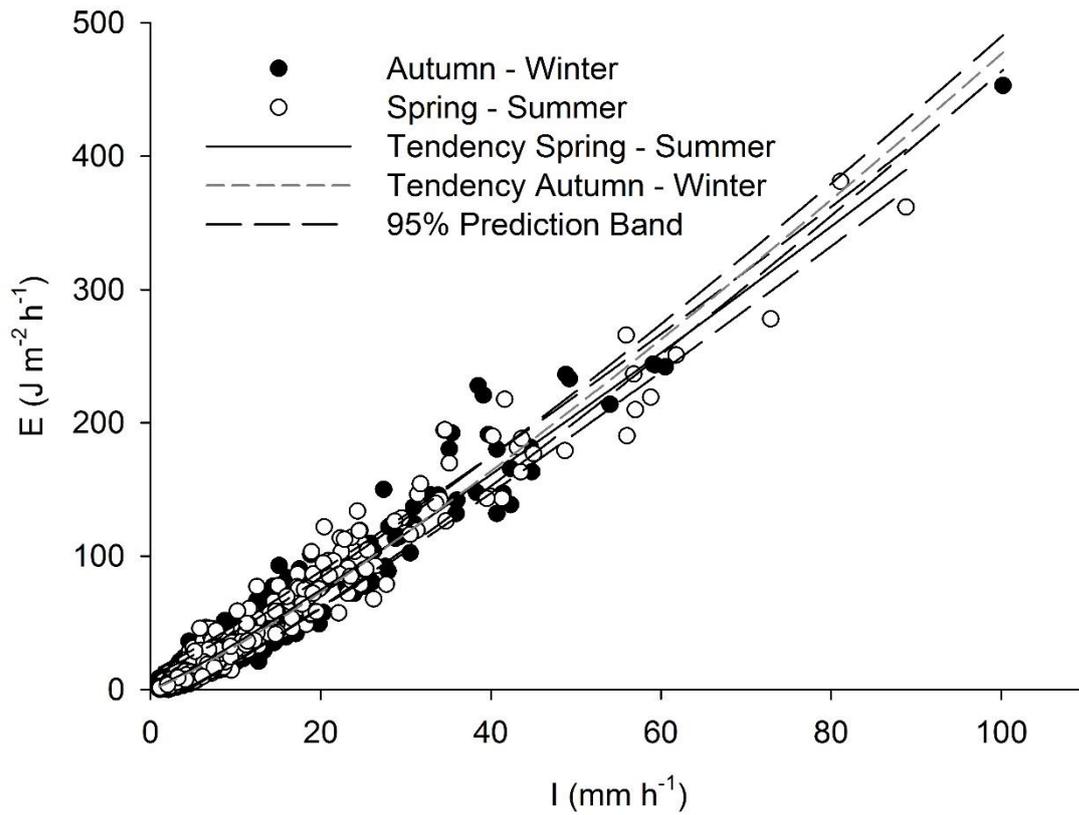
654  
655

Figure 3.



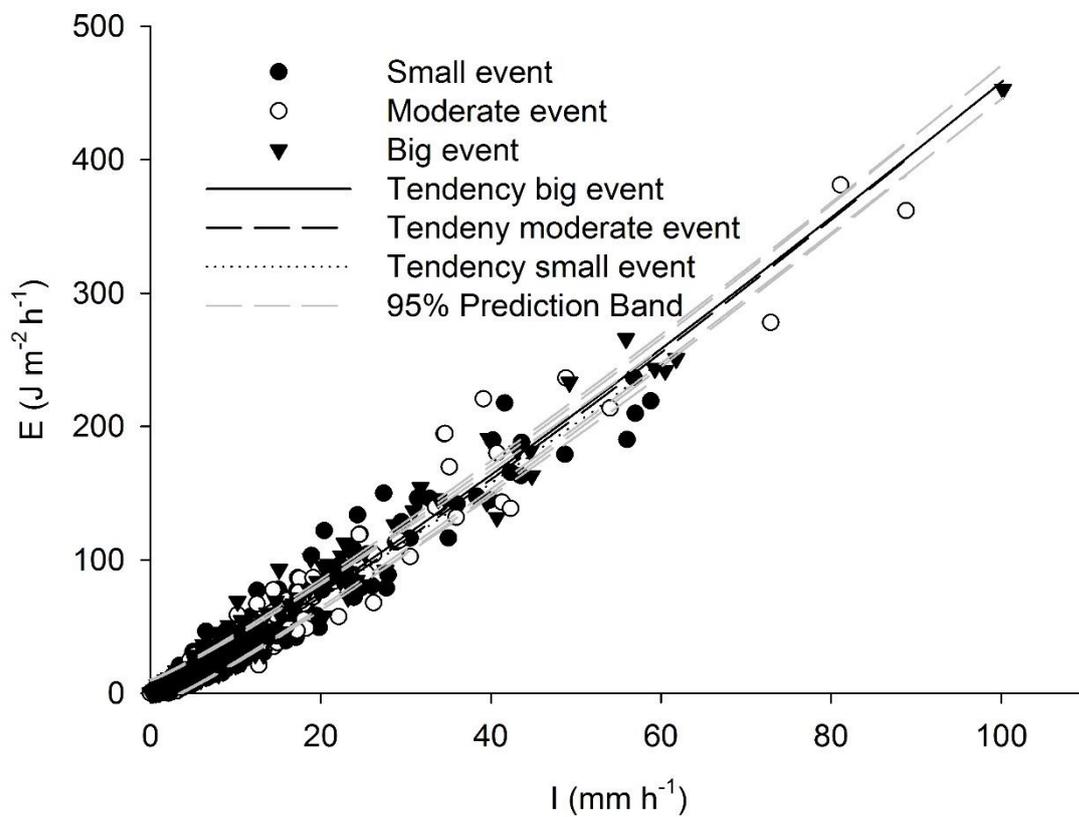
656  
657

Figure 4.



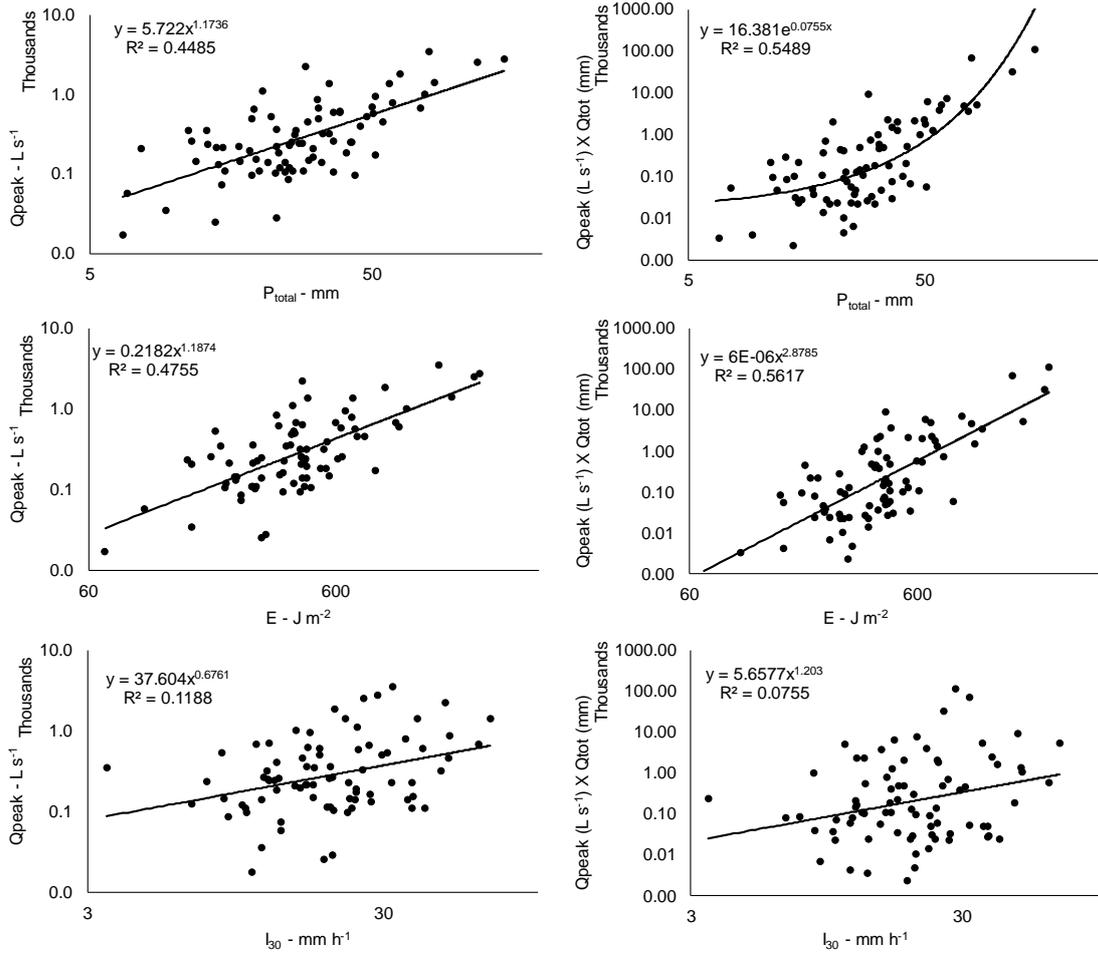
658  
659

Figure 5.



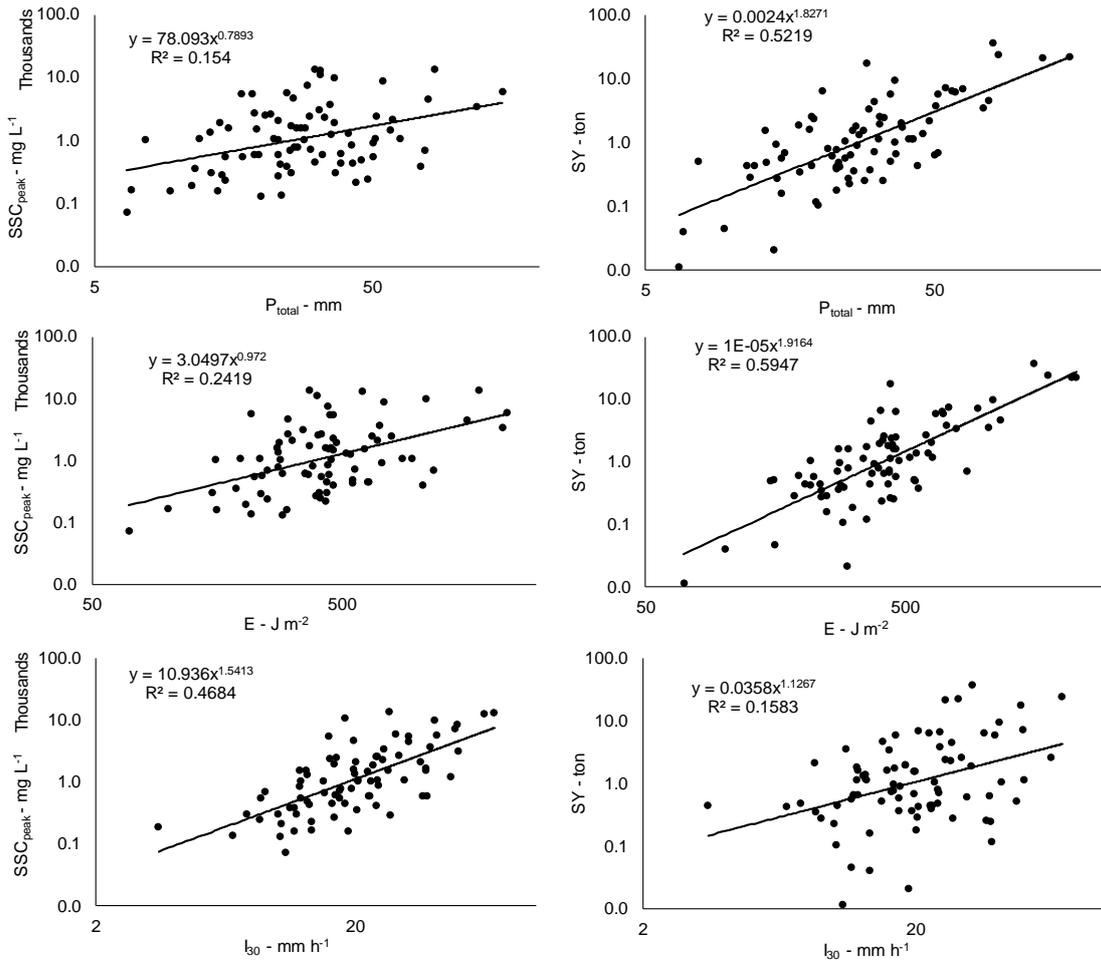
660  
661  
662

Figure 6.



663  
664

Figure 7.



665  
666

Figure 8.

## 4 ARTIGO 2: ESTIMATIVA DA EROSIVIDADE DAS CHUVAS NA ENCOSTA DO PLANALTO MERIDIONAL BRASILEIRO. \*

**Resumo** – Este trabalho busca contribuir com informações e um índice para a estimativa de erosividade para a região nordeste do estado do RS. O estudo foi conduzido na bacia experimental de Arvorezinha, RS, utilizando dados contínuos de chuva entre 2002 – 2016, obtidos com três equipamentos, primeiro no período de 2002 a 2008, apenas registros de chuva acumulada (P) diária em pluviômetros. A partir de 2008, foi instalado no local dois pluviógrafos para registro da intensidade da chuva (I) em intervalos de 10 minutos. Em março de 2014, um disdrômetro (Parsivel<sup>2</sup> - OTT) foi instalado para a quantificação da energia cinética (E), P e I. Para avaliar a relação o índice de erosividade  $EI_{30}$  com as variáveis de chuva de mais fácil medição, optou-se por três modelos baseados em registros diários de chuva acumulada, modelos A, B, e C. Além dos modelos testados, comparou-se o  $EI_{30}$  observado com o estimado por equações ajustadas e utilizadas na região sul do Brasil, baseadas em dados de P. Nos 15 anos de monitoramento, a precipitação média anual foi de 1938 mm, enquanto o  $EI_{30}$  anual medido foi de  $9,487 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}\text{ano}^{-1}$ , classificando este índice como de erosividade forte. Entre os modelos testados, o Modelo C apresentou melhor capacidade em estimar o  $EI_{30}$ . Dentre as equações pré-estabelecidas para outras localidades do estado, a equação de Cassol et al. (2007) para o município de Ijuí é a que apresentou resultados mais próximos aos observados. Os resultados deste trabalho reforçam as conclusões de outros trabalhos de que a relação entre as variáveis pluviais e o  $EI_{30}$  é restrita às condições climáticas semelhantes de onde os coeficientes foram estabelecidos. Desse modo, a aplicação de modelos obtidos em regiões com características climáticas distintas pode ser uma fonte de incerteza, já que o  $EI_{30}$  não é função apenas da chuva acumulada.

**Palavras – chaves:** Energia cinética; erosão do solo, bacia hidrográfica, mudanças climáticas, disdrômetro; monitoramento pluviométrico.

\*Artigo elaborado de acordo com as normas da revista Catena Journal para a qual este trabalho será submetido.

## 28 4.1 INTRODUÇÃO

29 Nas últimas décadas é observado sobre o ambiente os efeitos e/ou consequências  
30 das mudanças climáticas, as quais têm demonstrado efeito no ciclo hidrológico,  
31 principalmente no que se refere à ocorrência de extremos, onde ocorrem períodos de  
32 elevada precipitação seguido por períodos de seca (Trenberth, 2011). Essas alterações  
33 nos regimes de chuva tendem a aumentar seu potencial erosivo (Zhang et al., 2010),  
34 justificando a necessidade de retomar estudos de erosividade, já que há indícios de  
35 alterações nos padrões de chuva (IPCC, 2014; Nunes et al., 2016). Por ser um fator que  
36 não pode ser controlado pela ação antrópica, há a necessidade de avaliar o  
37 comportamento da erosividade ao longo dos anos para as diferentes localidades no  
38 mundo, em virtude das mudanças que vem ocorrendo no clima e como isso pode  
39 impactar a erosão do solo.

40 A erosão hídrica, principal processo de degradação dos solos nas regiões  
41 tropicais e subtropicais (Montanarella et al., 2015), é decorrente de agentes distintos: o  
42 impacto da gota da chuva e o escoamento superficial, capazes de desagregar e  
43 transportar as partículas de solo (Morgan, 2005). O impacto da gota de chuva é  
44 especialmente importante nos processos de desagregação (Salles et al., 2000) e na  
45 formação de crosta superficial (Reichert e Norton, 1995). Basicamente, esses processos  
46 dependem, além da lâmina e intensidade precipitada, da energia da gota de chuva. A  
47 medição ou a estimativa desta não é simples e trivial. Na década de 50, Wischmeier e  
48 Smith (1958) verificaram que, considerando todas as condições da superfície constantes,  
49 exceto a chuva, a perda de solo é proporcional ao produto da energia cinética (E) e  
50 intensidade máxima de 30 minutos ( $I_{30}$ ), dando origem ao índice de erosividade da  
51 chuva -  $EI_{30}$ . Segundo Morgan (2005), o efeito do impacto da gota de chuva estaria mais  
52 associado à E e o efeito da enxurrada à  $I_{30}$ .

53 O  $EI_{30}$  é amplamente utilizado em estudos de erosão e para definição de práticas  
54 de conservação do solo, em todas as escalas (Bonilla et al., 2010; Didoné et al., 2015;  
55 Kouli et al., 2009; Nyakatawa et al., 2001). No entanto a necessidade de históricos de  
56 dados com alta resolução dificulta a sua quantificação direta. Para quantificar o  $EI_{30}$  são  
57 necessários dados de I em pequenos intervalos, já que aquele é resultado da  
58 multiplicação da E total pela  $I_{30}$  de cada evento de chuva considerado como sendo  
59 erosivo pelos critérios estabelecidos por Wischmeier e Smith (1978). Além disso, para  
60 estabelecer o fator R da Equação Universal de Perda de Solo (USLE) e suas versões, o  
61 qual é resultado da soma do  $EI_{30}$  anual, é recomendado pelos menos 20 anos de registro

62 de  $EI_{30}$  para contemplar as variações cíclicas da chuva (Renard et al., 1997; Wischmeier  
63 and Smith, 1978, 1958).

64 Apesar do grande avanço nas tecnologias de medição, a limitação para a  
65 modelagem dos processos é a baixa resolução espacial e temporal de dados (Angulo-  
66 Martínez and Beguería, 2009; Oliveira et al., 2013; Petkovšek and Mikoš, 2004; Yu et  
67 al., 2001). Com essa restrição de dados, torna-se necessário o desenvolvimento de  
68 métodos para estimar índices como o  $EI_{30}$ , o qual é essencial para predições de perda de  
69 solo por meio da modelagem e para o planejamento de práticas conservacionistas para  
70 controle da erosão (Diodato and Bellocchi, 2007; Hoyos et al., 2005; Loureiro and  
71 Coutinho, 2001; Moreira et al., 2016).

72 Portanto, para facilitar a estimativa do  $EI_{30}$ , é comum a utilização de índices  
73 baseados no volume de chuva ao invés da  $I$ , como, por exemplo, o índice de Fournier  
74 Modificado (Arnoldus, 1977), o coeficiente de chuva (Lombardi Neto e Moldenhauer,  
75 1992) e  $P$  acumulada mensal ou anual (Renard e Freimund, 1994). No Brasil, longos  
76 históricos de dados de monitoramento de características da precipitação (chuva), como a  
77  $P$  em curtos intervalos de tempo, são escassos. Na maioria dos casos tem-se dados de  
78 pluviômetros que informam o acumulado de chuva em 24 horas (Montebeller et al.,  
79 2007). Assim, para estimar a média mensal da erosividade são utilizados índices  
80 baseados no volume acumulado de chuva diário, sendo o coeficiente de chuva ( $Cc$ ) de  
81 Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) o mais utilizado, o qual se baseia na chuva  
82 acumulada mensal e anual. Muitos trabalhos, no Brasil, verificaram que o  $Cc$  apresenta  
83 boa relação com o  $EI_{30}$  (Bazzano et al., 2007; Cassol et al., 2008; Rufino et al., 1993).  
84 Esses autores calcularam o  $EI_{30}$  onde havia disponibilidade de dados de intensidades  
85 com longos períodos de monitoramento e correlacionaram com o  $Cc$ , propondo modelos  
86 para estimar o  $EI_{30}$  mensal a partir desse (Bazzano et al., 2010; Bertol et al., 2002;  
87 Colodro et al., 2002; Hickmann et al., 2008; Silva, 2004; Silva and Kato, 1997). Em  
88 nível mundial, outros índices também são utilizados, assim como modelos baseados em  
89 mais de uma variável independente como a duração da precipitação (Shamshad et al.,  
90 2008), dias com chuvas erosivas no mês (Loureiro and Coutinho, 2001), chuva diária,  
91 mensal e anual (Angulo-Martínez and Beguería, 2009; Lee and Heo, 2011; Lee and Lin,  
92 2015; Mikoš et al., 2006) e informações geográficas como, por exemplo, latitude e  
93 altitude (Diodato and Bellocchi, 2007; Grauso et al., 2010; Mello et al., 2013).

94 Oliveira et al. (2013) realizaram um levantamento das equações disponíveis para  
95 estimativa do  $EI_{30}$  no Brasil e verificaram que há uma concentração de estudos na região

96 Sul e Sudeste do país, sendo poucos estudos para que fosse possível a representação  
97 adequada da erosividade no território brasileiro, já que a variabilidade da distribuição de  
98 chuvas no país é elevada. Somado a isso, os estudos realizados no Brasil fazem uso de  
99 equações geradas em outros países para estimar a E a partir da I, sendo que na maioria  
100 dos casos a equação utilizada é a de Foster et al. (1981) obtida nos Estados Unidos  
101 (Bertol et al., 2002; Cassol et al., 2008; Hickmann et al., 2008; Rufino et al., 1993).  
102 Assim, a aplicação de índices para estimativa do  $EI_{30}$  em localidades com características  
103 climáticas distintas e obtidos a partir de dados de curto prazo, ou mesmo em períodos de  
104 condições climáticas distintas, torna-se em uma fonte de incerteza na aplicação de  
105 modelos ou técnicas em estudos de conservação do solo (Biasutti and Seager, 2015).

106 Uma possível fonte de erro na estimativa do  $EI_{30}$  inicia com a estimativa da E.  
107 Devido à dificuldade na sua medição direta, estudos foram desenvolvidos para  
108 relacionar a variável E com a I, já que estas variáveis são diretamente relacionadas  
109 (Kinnell, 1981; Salles et al., 2002). Entretanto, a relação entre E e I pode variar de uma  
110 região para outra, gerando um erro na estimativa da E total quando determinada equação  
111 é aplicada em condições climáticas distintas (Lobo e Bonilla, 2015; MIKOŠ et al.,  
112 2006; van Dijk et al., 2002). No Brasil, Wagner e Massambani (1988) compararam a E  
113 medida com a estimada pela equação de Wischmeier e Smith (1958) e verificaram que  
114 não há diferença para chuvas convectivas na região de São Paulo. Gonçalves et al.  
115 (2006) compararam a equação de Wischmeier e Smith (1958) com a de Wagner e  
116 Massambani (1988) e verificaram que não houve diferenças significativas entre as duas.  
117 Ramon et al. (2017) propôs uma equação da relação entre a E e I medida por  
118 equipamento automático e verificou que, apesar de não haver diferenças significativas  
119 entre a equação obtida e as da literatura, requer cuidado em sua aplicação, pois aplicada  
120 a um longo período de dados pode implicar em erros. Dessa forma, um erro na  
121 estimativa do  $EI_{30}$  quando se utiliza equações empíricas obtidas em locais distintos ao  
122 local de estudo pode ocorrer em decorrência da estimativa da E.

123 O objetivo deste estudo foi avaliar a variabilidade mensal da chuva e  $EI_{30}$  dos  
124 últimos quinze anos em Arvorezinha/RS, sendo a última calculada de acordo com o  
125 método proposto por Wischmeier e Smith (1978) a partir de dados de E e I medidos no  
126 local com alta resolução durante os últimos oito anos. Posteriormente, busca-se  
127 relacionar o  $EI_{30}$  observado com diferentes variáveis pluviiais a fim de encontrar um  
128 índice capaz de explicar a variabilidade mensal do  $EI_{30}$ , permitindo que esse seja  
129 estimado para os últimos quinze anos com registros diários de chuva no local. Além

130 disso, verificar a aplicabilidade de modelos obtidos em diferentes localidades do sul do  
131 Brasil com o EI<sub>30</sub> observado no local de estudo.

## 132 4.2 METODOLOGIA

133 Durante o período de 2002 a 2016, monitoraram-se variáveis da chuva que  
134 contribuem para os estudos de processos erosivos realizados na bacia experimental do  
135 Arroio Lajeado Ferreira. Nesse local vem sendo estudado o efeito das atividades  
136 agrícolas sobre a dinâmica hidrológica e erosiva e, portanto, o estudo da chuva se faz  
137 necessário e essencial para o aprimoramento das técnicas de monitoramento e de  
138 modelagem. Assim, busca-se neste trabalho avaliar métodos para quantificar o EI<sub>30</sub> a  
139 partir de variáveis pluviiais.

### 140 4.2.1 Caracterização da área de estudo

141 Localizada na encosta do planalto meridional no sul do Brasil, no município de  
142 Arvorezinha (Figura 1) a bacia do Arroio Lajeado Ferreira possui área de drenagem de  
143 1.23 km<sup>2</sup> e é considerada uma típica bacia de cabeceira da região, com altitude que varia  
144 de 584 a 728 metros.

145 O clima da região é classificado segundo Köppen como Cfb subtropical,  
146 superúmido mesotérmico sem estação seca definida (Alvares et al., 2013). A  
147 precipitação média anual dos últimos 15 anos é de 1,938 mm, obtida diretamente no  
148 local. No Rio Grande do Sul há uma grande variação espacial em relação ao regime  
149 pluvial, sendo que as médias anuais variam de 1,200 mm registrados no extremo sul a  
150 2,000 mm na região norte, sendo crescente no sentido sul-norte.

151 Segundo Moreno (1961), a gênese das chuvas é diferente nas épocas do ano para  
152 as diferentes regiões do estado. No inverno, o padrão de chuva no estado é caracterizado  
153 por chuvas frontais polares, provenientes do continente Antártico as quais entram no  
154 estado semanalmente, formando chuvas de baixa intensidade, mas de longa duração.  
155 Nos meses de setembro a outubro, complexos convectivos são formados no período  
156 noturno na Argentina e Paraguai e que atingem o estado desde a região noroeste  
157 provocando tempo severo. No verão há predomínio da massa de ar Tropical Atlântica  
158 que se deslocam para o sul. Devido ao calor e altos índices de umidade, formam-se  
159 geralmente chuvas convectivas formando nuvens do tipo cumulonimbus, responsáveis  
160 por provocar pancadas de chuvas fortes e de curta duração. Essas chuvas atuam  
161 principalmente na região norte do estado. O outono e primavera, são períodos  
162 transicionais em que ocorrem alternadamente chuvas semelhantes às de verão e inverno.  
163 De modo geral, na metade norte chove mais que na metade sul, devido a atuação dos

164 sistemas frontais e da maior atuação das massas tropicais de verão (Britto, 2004;  
165 Moreno, 1961; Sartori, 2003). Conforme visualizado na Figura 1, estes sistemas são  
166 intensificados pela orografia, a qual justifica as maiores precipitações na metade norte,  
167 principalmente na região nordeste do estado (Britto, 2004).

#### 168 **4.2.2 Monitoramento da chuva**

169 O monitoramento das variáveis da chuva foi realizado no período de 2002 a  
170 2016 de forma manual e por equipamentos automáticos. No período de 2002 a 2008,  
171 apenas registros de chuva acumulada em pluviômetros (Modelo *Ville de Paris*)  
172 distribuídos na bacia hidrográfica estão disponíveis, sendo que as coletas eram feitas  
173 diariamente por um observador. A partir de 2008, foram instalados no local dois  
174 pluviógrafos (Marca Solar®) para registro da intensidade da chuva, os quais efetuam  
175 registros em intervalos de 10 minutos. Em março de 2014, um disdrômetro (Parsivel<sup>2</sup> -  
176 OTT) foi instalado, o qual fornece medidas de chuva acumulada, intensidade e energia  
177 cinética ( $J m^{-2} h^{-1}$ ) em intervalos de 10 minutos. Na tentativa de melhor explicar os  
178 procedimentos realizados para cálculo do EI<sub>30</sub>, o banco de dados obtidos foi dividido  
179 em dois. O primeiro, composto por dados obtidos no período de 2009 a 2016, no qual há  
180 disponibilidade de dados de I, variável essencial para cálculo do EI<sub>30</sub>, e o segundo,  
181 formado por informações de chuva acumulada na escala diária, com registros realizados  
182 no período de 2002 a 2016. As análises procedidas em cada banco de dados é detalhada  
183 nos itens a seguir.

##### 184 4.2.2.1 Banco de dados – 1 (BD-1)

185 O BD-1 é composto por registros da intensidade da chuva (I) e chuva acumulada  
186 (P) registrados no período de 2009 a 2016 medidas com o auxílio de dois pluviômetros  
187 e um pluviógrafo. A partir de 2014, um disdrômetro também foi utilizado para medir as  
188 variáveis P e I, assim como a energia cinética (E) da gota da chuva. Diariamente, um  
189 observador local realizava leituras da chuva acumulada em pluviômetros, a qual é  
190 utilizada para corrigir as medidas realizadas pelos equipamentos automáticos.

191 A E foi monitorada no período de março de 2014 a dezembro de 2016 por um  
192 disdrômetro óptico a laser em intervalos de 10 minutos. O instrumento consiste de duas  
193 lentes, uma emissora e outra receptora separadas por um feixe de laser de 54 cm<sup>2</sup> (3 x  
194 18 cm). O sinal do laser é convertido em tensão por um fotodiodo, em que ao passar  
195 uma partícula por entre as duas lentes dos sensores há uma interrupção no sinal e há  
196 uma redução da área detectada por um determinado tempo. Pela área que é reduzida e  
197 pela duração na interrupção do sinal, é detectado, respectivamente, o diâmetro e a

198 velocidade da partícula (Löffler-Mang and Joss, 2000). A partir dos pares de dados de I  
 199 e E registrados em 2014 e 2015, Ramon et al. (2017) estabeleceram uma equação (Eq.  
 200 1) para a estimativa da E a partir da I, a qual foi utilizada neste trabalho para estimar a E  
 201 a por meio das informações de I registradas no período de 2009 à 2016. Além disso, a  
 202 equação é atualizada incorporando os pares de dados medidos durante o ano de 2016.

$$E = 14.551 \times I^{1.139} \quad R^2 = 0.956 \quad (1)$$

203 Onde:  $E$  é expresso em  $J \, m^{-2} \, h^{-1}$  e  $I$  em  $mm \, h^{-1}$ .

204 A partir dos dados de I e E medidos no período 2009-2016 foi calculado o índice  
 205 de erosividade  $EI_{30}$  evento a evento segundo os critérios de Wischmeier e Smith (1978).  
 206 De acordo com esses critérios, foi considerado como sendo chuva erosiva toda aquela  
 207 com mais de 12.7 mm, sendo separado um evento do outro por um intervalo de no  
 208 mínimo 6 horas com um máximo de precipitação de 1.7 mm, assim como, casos em que  
 209 a chuva acumulada em 10 minutos foi maior que 4 mm. Eventuais falhas nos  
 210 equipamentos automáticos geraram perdas de dados que impossibilitaram o cálculo do  
 211  $EI_{30}$  em determinados meses (15.6 % do período total) do período de 2009 a 2016.  
 212 Meses que apresentaram falhas nos registros de I mesmo que para um evento de chuva  
 213 apenas, foram excluídos da análise da relação entre o  $EI_{30}$  mensal e índices pluviiais.  
 214 Para análise do comportamento do  $EI_{30}$  ao longo dos anos, os meses com falhas foram  
 215 preenchidos com as médias dos registros obtidos no respectivo mês nos outros anos com  
 216 dados de I disponíveis. Nos complementos, é apresentado na Tabela 2 o  $EI_{30}$  medido no  
 217 respectivo mês e ano, sendo que nos meses que apresentaram falhas é indicado o  
 218 número de dias com falhas no respectivo mês.

219 Assim, o BD-1 é composto pela P (mm), I ( $mm \, h^{-1}$ ) e E em função do tempo ( $J$   
 220  $m^{-2} \, h^{-1}$ ). Este conjunto de dados é utilizado para avaliar a variabilidade da erosividade  
 221 das chuvas evento a evento e propor relações com as variáveis que dispensam a medição  
 222 da I da chuva, tendo em vista que dados de I ainda são restritos, impossibilitando o  
 223 cálculo do  $EI_{30}$  de acordo com o método padrão para longos períodos. Os meses que  
 224 apresentaram falhas de dados de I não foram considerados nas análises de relação do  
 225  $EI_{30}$  com variáveis pluviiais.

#### 226 4.2.2.2 Banco de dados – 2 (BD-2)

227 Juntamente com o BD-1, dados de medições diárias da P desde 2002, compõem  
 228 um banco de dados com 15 anos de registros de chuva acumulada diariamente (BD-2).  
 229 A partir do modelo estabelecido entre o  $EI_{30}$  e variáveis pluviiais que apresentaram os  
 230 melhores índices estatísticos, é calculado o  $EI_{30}$  mensal para o período que não dispunha

231 de informações sobre a I da chuva.

### 232 4.2.3 Cálculo da erosividade

233 A partir do BD-1 foi obtido o  $EI_{30}$  observado, de acordo com o conceito de  
234 erosividade das chuvas de Wischmeier e Smith (1978), em que o  $EI_{30}$  é o produto da E  
235 pela intensidade máxima durante 30 minutos contínuos ( $I_{30}$ ) (Eq. 2), sendo este um  
236 termo de relação estatística que reflete como a energia total e a intensidade de pico são  
237 combinadas em cada evento pluviométrico em particular.

$$EI_{30} = E \times I_{30} \quad (2)$$

238 Onde:  $EI_{30}$  é a erosividade expressa em  $MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}$ , E a energia cinética em  
239  $MJ\ ha^{-1}$  e  $I_{30}$  a intensidade máxima durante 30 minutos em  $mm\ h^{-1}$ .

240 O  $EI_{30}$  mensal foi obtido somando-se o  $EI_{30}$  acumulado nos eventos ocorridos  
241 naquele mês. O fator de erosividade anual (R – RUSLE em  $MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$ ) o qual  
242 é a média de todos valores de  $EI_{30}$  computados ao longo dos anos (Renard et al., 1997)  
243 foi obtido a partir da Eq. 3:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[ \sum_{k=1}^e (E)(I_{30})_k \right] \quad (3)$$

244 Onde: E é a energia cinética total ( $MJ\ ha^{-1}$ ),  $I_{30}$  é a intensidade máxima de 30  
245 minutos ( $mm\ h^{-1}$ ), j é um índice do número de anos usados para calcular a média, k é o  
246 índice do número de eventos em cada ano, n é o número de anos para obter a média de  
247 R e e é o número de eventos em cada ano.

#### 248 4.2.3.1 Índices para estimativa do $EI_{30}$ .

249 Aos valores observados de  $EI_{30}$  foram testados modelos/índices capazes de  
250 explicar o  $EI_{30}$  a partir da P diária, mensal ou anual, além de outras informações  
251 possíveis de serem obtidas na escala diária. Foram escolhidos índices já utilizados em  
252 outros trabalhos e que normalmente apresentam boa correlação com o  $EI_{30}$ . Optou-se  
253 por índices que possam ser obtidos a partir de registros diários de chuva acumulada, já  
254 que esses podem ser medidos com baixo custo ou mesmo ser encontrados nas redes  
255 pluviais de órgãos governamentais (Ex.: Hidroweb - Agência Nacional de Águas).

256 **Modelo A:** O índice de Fournier modificado por Lombardi Neto e Moldenhauer  
257 (1992) foi calculado mensalmente de acordo com a Eq. 4:

$$Cc_m = \frac{p_m^2}{P} \quad (4)$$

258 Onde,  $p_m$  é a precipitação mensal do mês m e P é a precipitação anual.

259 O índice Cc geralmente apresenta elevada correlação com o  $EI_{30}$ , porém os

260 coeficientes da equação devem ser obtidos para cada local de estudo (Arnoldus, 1977;  
261 Oliveira et al., 2013).

262 **Modelo B:** o EI<sub>30</sub> mensal observado no período de 2009-2016 foi pareado com a  
263 P mensal e estabelecido uma análise de regressão. O ajuste utilizado para a relação entre  
264 as variáveis é o modelo potencial, comumente utilizado por outros autores para  
265 representar o EI<sub>30</sub> em função da P, seja qual for o período considerado (Lee and Lin,  
266 2015; Petkovšek and Mikoš, 2004).

267 A relação entre o EI<sub>30</sub> e o Cc, assim como para os volumes de P, geralmente é  
268 não linear, sendo que métodos de predição mensal do EI<sub>30</sub> geralmente apresentam  
269 comportamento potencial conforme o modelo da Eq. 5 (Petkovšek and Mikoš, 2004):

$$EI_{30m} = aX_m^b \quad (5)$$

270 Onde,  $EI_{30m}$  representa a erosividade do mês  $m$ ,  $X$  é o índice da precipitação e  $a$  e  
271  $b$  são parâmetros empíricos.

272 **Modelo C:** Loureiro e Coutinho (2001) desenvolveram para região de Algarve -  
273 PT, um modelo para estimativa do EI<sub>30</sub> baseado em dados diários (24h) de chuva. O  
274 modelo envolve o desenvolvimento de uma regressão linear múltipla entre o EI<sub>30</sub> e  
275 outras duas variáveis independentes: a chuva acumulada mensal para os dias com chuva  
276 > 10 mm (P<sub>10</sub>) e o número de dias no mês com chuva acima de 10 mm (D<sub>10</sub>). A  
277 explicação para escolher estas variáveis é que apesar de não caracterizar temporalmente  
278 a chuva de forma adequada, este método desconsidera possíveis chuvas não-erosivas  
279 (chuvas menores que 10 mm) e também apresenta um indicador temporal da  
280 concentração das chuvas erosivas (número de dias que apresentam chuvas erosivas).  
281 Análises de regressão linear múltipla foram desenvolvidas utilizando a ferramenta de  
282 análise de dados do software *Sigmaplot 12.5*.

283 4.2.3.2 Equações regionais para estimativa do EI<sub>30</sub>.

284 Além dos modelos testados comparou-se o EI<sub>30</sub> medido com o estimado por  
285 equações ajustadas e utilizadas na região sul do Brasil, as quais utilizam informações de  
286 chuva acumulada para estabelecer os índices de erosividade. São avaliadas equações  
287 como a indicada para a região sul do Brasil por Silva (2004) de Rufino et al. (1993),  
288 obtida no Paraná (Eq. 6), equações para determinadas localidades do RS como as de  
289 Cassol et al. (2007) para Ijuí/RS (Eq. 7), Cassol et al. (2008) para São Borja/RS (Eq. 8),  
290 Hickmann et al. (2008) para Uruguaina/RS (Eq. 9) e Mazurana et al. (2009) para Santa  
291 Rosa/RS (Eq. 10).

$$EI_{30} = 19.55 + (4.20 * M_x) \quad (6)$$

$$EI_{30} = 109.65(Cc)^{0.76} \quad (7)$$

$$EI_{30} = 55.564(Cc)^{1.1054} \quad (8)$$

$$EI_{30} = -96.735 + 81.967(Cc) \quad (9)$$

$$EI_{30} = 118.52(Cc)^{0.8034} \quad (10)$$

292 Onde,  $M_x$  é a precipitação do mês  $x$  e  $Cc$  o coeficiente de chuva.

#### 293 4.2.4 Análise do comportamento da erosividade

294 O modelo que apresentou o melhor ajuste foi aplicado ao BD-2, que, juntamente  
295 com o BD-1, foi calculado a partir dos 15 anos de dados o fator R para o local de  
296 estudo. A partir dos dados de  $EI_{30}$  observados mensalmente durante os quinze anos,  
297 analisa-se a distribuição deste ao longo do tempo na escala inter e intra anual.  
298 Determinou-se a densidade da erosividade ( $De$ ), a qual é uma proporção entre o  $EI_{30}$  e a  
299  $P$  de determinado período, expresso em unidade de energia por unidade de área por  
300 unidade de tempo ( $MJ\ ha^{-1}\ h^{-1}$ ) (USDA-ARS, 2013). Valores de  $De$  menores que 1  
301 indicam que o  $EI_{30}$  se deve ao volume de  $P$ , e valores maiores indicam que o  $EI_{30}$  se  
302 deve principalmente à  $E$ , apresentando um maior potencial erosivo (Panagos et al.,  
303 2016; Schmidt et al., 2016).

#### 304 4.2.5 Análise estatística

305 A comparação entre o  $EI_{30}$  observado e predito pelas equações e modelos  
306 testados foi feito por meio de análise de regressão, onde a qualidade do ajuste foi  
307 avaliada pelos coeficientes: de determinação ( $R^2$ ), de eficiência de Nash-Sutcliffe  
308 (COE) (Eq. 11), de eficiência modificado (Ef) (Legates and McCabe Jr., 1999) (Eq. 12),  
309 raiz do erro quadrático médio (RMSE) (Eq. 13) e pela percentagem de erro (PE) (Eq.  
310 14).

$$COE = 1 - \left[ \frac{\left( \sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n M_i \right)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \right] \quad (11)$$

$$Ef = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - M_i|}{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|} \quad (12)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - M_i)^2}{n}} \quad (13)$$

$$PE = \frac{\sum O_i - \sum M_i}{\sum O_i} \quad (14)$$

311 Onde,  $O_i$  são os valores observados,  $M_i$  são os valores modelados,  $\bar{O}$  é a média

312 aritmética dos valores observados e  $n$  o número de observações.

313 Na análise consideram-se os seguintes valores: para o COE e  $E_f$ , uma eficiência  
 314 igual a 1 significa que o modelado se igualou perfeitamente ao observado. Valores  
 315 iguais a zero indica que as predições do modelo são tão acuradas quanto a média dos  
 316 valores observados, enquanto que uma eficiência menor que zero ocorre quando a  
 317 média do observado é mais eficiente do que o próprio modelo. O COE prioriza a  
 318 eficiência dos valores estimados mais altos, podendo variar de menos infinito a 1. Como  
 319 o COE é elevado ao quadrado, ele é muito sensível a valores extremos/ assim esse  
 320 problema é superado pelo índice  $E$ , onde a análise dos resultados é feita da mesma  
 321 forma que para o COE. Quanto menor o valor de RMSE e PE, mais próximo o valor  
 322 modelado está do observado.

### 323 4.3 RESULTADOS

#### 324 4.3.1 Erosividade observada

325 A partir do BD-1 foi quantificado o  $EI_{30}$  (escala de evento) para 81 meses de  
 326 monitoramento de I e P em intervalos de 10 minutos na bacia hidrográfica do Arroio  
 327 Lajeado Ferreira em Arvorezinha/RS. Os meses monitorados se distribuem no período  
 328 de 2009 a 2016, sendo que nesse período não foi possível calcular o  $EI_{30}$  durante alguns  
 329 eventos devido à falha nos equipamentos automáticos, o que comprometeu a  
 330 quantificação do  $EI_{30}$  mensal para 15 meses. Foram quantificados 315 eventos  
 331 considerados erosivos nesse período; outros eventos erosivos podem ter ocorrido nos  
 332 meses que apresentaram falhas, mas estes não foram contabilizados.

333 A  $E$  dos eventos de chuva foi estimada a partir da I medida, utilizando a equação  
 334 de Ramon et al. (2017). A mesma foi atualizada neste trabalho onde foram adicionados  
 335 1,735 pares de dados de I e E, registrados no ano de 2016, aos pares já utilizados para  
 336 estabelecer a equação publicada anteriormente, resultando na Eq. 15. Foram  
 337 considerados apenas pares com I maior que  $1 \text{ mm h}^{-1}$ , sendo a I medida em intervalos de  
 338 10 min.

$$E = 14.295 \times I^{1.145} \quad R^2 = 0.959 \quad (15)$$

339 Onde:  $E$  é expresso em  $\text{J m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  e  $I$  em  $\text{mm h}^{-1}$ .

340 Na Figura 2, é apresentado um resumo dos valores de  $EI_{30}$  observados  
 341 mensalmente, onde é possível verificar o comportamento durante o período de 2009 a  
 342 2016. A figura é resultado dos valores mensais de  $EI_{30}$  observada evento a evento, sendo  
 343 que o número de meses com observações varia de 5 a 8, conforme a Tabela 1, a qual  
 344 apresenta o número de anos com observações completas em cada mês.

345 O período de primavera e verão são os meses que apresentam maior erosividade  
 346 média, sendo que nos meses de novembro e janeiro, foram registrados valores máximos  
 347 de erosividade que representam 36% e 44% do EI<sub>30</sub> médio anual, respectivamente,  
 348 sendo a média anual igual a 9,752 MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, considerando apenas dados  
 349 medidos do BD-1.

#### 350 4.3.2 Ajuste dos modelos com o BD-1

351 Com base nos dados medidos de EI<sub>30</sub> e variáveis da chuva quantificadas que  
 352 compõem o BD-1, foram analisados métodos para estimativa do EI<sub>30</sub> a partir de  
 353 variáveis que dispensam a quantificação da I e da E. O Modelo A obtido neste trabalho  
 354 apresentou baixa capacidade explicativa do EI<sub>30</sub>, com R<sup>2</sup> igual a 0,548 (Eq. 16). Valores  
 355 extremos de EI<sub>30</sub> como os dois pontos que ficam fora da banda de predição do modelo  
 356 (Figura 3) são um dos responsáveis pelo baixo fator de ajuste da equação. Em dois  
 357 meses do período observado, verificaram-se valores de I<sub>30</sub> muito altos, em que  
 358 ocorreram grandes volumes de P em um curto intervalo de tempo. Em janeiro de 2010,  
 359 em apenas um evento precipitou 222 mm de chuva em 32 horas, em novembro de 2013  
 360 choveu 69 mm em 40 min. Esses dois eventos são pontos fora da normalidade que se  
 361 removidos da regressão entre o EI<sub>30</sub> e o C<sub>c</sub>, resultam em um R<sup>2</sup> igual a 0.71 para o  
 362 Modelo A, 18% acima do coeficiente encontrado para a regressão ajustada com todos os  
 363 pontos. Apesar de serem pontos fora da banda de confiança, são pontos extremamente  
 364 importantes do ponto de vista da conservação do solo. Geralmente, eventos extremos  
 365 são responsáveis por grande porcentagem da erosão e produção de sedimentos anual.  
 366 Nesse caso, os dois eventos ocorridos em jan/10 e nov/13 foram responsáveis por 42.4 e  
 367 16.5 % da produção de sedimentos anual, respectivamente, na bacia hidrográfica do  
 368 Arroio Lajeado Ferreira (Barros, 2016).

$$EI_{30m} = 123.27 \times Cc_m^{0.692} \quad R^2 = 0.548 \quad (16)$$

369 Sendo EI<sub>30m</sub> a erosividade em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> para o mês *m* e C<sub>c</sub>*m* o coeficiente  
 370 de chuva para o mês *m* em mm.

371 Outro índice que pode apresentar capacidade explicativa do EI<sub>30</sub> é a chuva  
 372 acumulada mensalmente (Modelo B). Comparando os intervalos diários, mensais e  
 373 anuais da relação entre o EI<sub>30</sub> e a P acumulada nos respectivos períodos, Lee and Lin  
 374 (2015) verificaram que a escala mensal é a que apresenta maior correlação, com um R<sup>2</sup>  
 375 de 0.91 em um ajuste com formato potencial obtido a partir de 10 anos de registro de  
 376 dados. Neste estudo, a relação entre a P e o EI<sub>30</sub> mensal, não apresentaram uma  
 377 correlação satisfatória (Figura 4). Do mesmo modo que para o Modelo A o coeficiente

378 de determinação encontrado é baixo ( $R^2 = 0.529$ ), sendo que os dois pontos fora da  
 379 banda de confiança reduziram o coeficiente de ajuste em 17.2 % absolutos. Na Eq. 17 é  
 380 apresentado os coeficientes de ajuste do modelo.

$$EI_{30m} = 0.797 \times P_m^{1.338} \quad R^2 = 0.529 \quad (17)$$

381 Sendo  $EI_{30m}$  a erosividade em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> para o mês  $m$  e  $P_m$  a chuva  
 382 acumulada no mês  $m$  em mm.

383 Um terceiro modelo testado foi o que Loureiro e Coutinho (2001) utilizaram na  
 384 região de Algarve em Portugal (Modelo C) e definiram como sendo o que melhor  
 385 explica o  $EI_{30}$  para aquela região. Foi utilizado um modelo de regressão linear múltipla  
 386 para explicar a variável depende  $EI_{30}$  a partir de duas variáveis independentes: o número  
 387 de dias no mês com P maior que 10 mm ( $D_{10}$ ) e a chuva acumulada no mês  
 388 considerando apenas os dias com P maior que 10 mm ( $P_{10}$ ). Para esse estudo, este  
 389 modelo apresentou um  $R^2$  igual a 0.637, sendo o melhor coeficiente de determinação  
 390 entre os modelos ajustados. A Eq. 18 apresenta os índices obtidos para a regressão  
 391 ajustada.

$$EI_{30m} = 133.043 + 11.826 \times P_{10m} - 224.54 \times D_{10m} \quad R^2 = 0.637 \quad (18)$$

392 Sendo  $EI_{30m}$  a erosividade em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> para o mês  $m$ ,  $P_{10m}$  a chuva  
 393 acumulada no mês  $m$  em mm, considerando apenas os dias com  $P_d$  maior que 10 mm e  
 394  $D_{10m}$  o número de dias com chuva acima de 10 mm no mês  $m$ .

395 Como o Modelo C ajustado apresenta um comportamento de relação inversa  
 396 entre o  $EI_{30}$  e o  $D_{10}$ , quando o número de  $D_{10}$  é elevado e com baixa quantidade de  $P_{10}$   
 397 acumulada, o resultado da regressão tende a ser negativo. Nesse caso foi aplicado uma  
 398 condição de que para os meses em que o  $EI_{30}$  resultante deste modelo for negativo,  
 399 deve-se considerar o  $EI_{30}$  igual a zero.

400 Para ambos os modelos o teste de normalidade P foi <0,0001, indicando que  
 401 ambas as variáveis independentes apresentam capacidade explicativa do  $EI_{30}$ . Para  
 402 definir o modelo que melhor explica a variável dependente  $EI_{30}$  foi feito a análise  
 403 estatística entre os dados observados e estimados pelos diferentes modelos (Tabela 2).

404 Os diferentes índices estatísticos aplicados apresentaram o mesmo  
 405 comportamento, indicando o Modelo C como mais apropriado para estimativa do  $EI_{30}$ ,  
 406 seguido pelo Modelo A e Modelo B, sendo que a diferença estatística entre os dois  
 407 últimos modelos é muito baixa. Assim, o Modelo C foi utilizado para calcular o  $EI_{30}$   
 408 para o BD-2 e também para os meses que apresentaram falhas nos registros de I para o  
 409 BD-1.

410 Além dos modelos estabelecidos a partir dos valores observados no local para  
411 estimativa do  $EI_{30}$ , foram avaliadas equações ajustadas para algumas cidades da região  
412 sul do Brasil. A aplicabilidade das equações regionais aos dados observados foi avaliada  
413 por meio dos índices estatísticos apresentados na Tabela 3. Em relação aos modelos  
414 ajustados no local de estudo, as equações da literatura resultam em um RMSE elevado,  
415 assim como a PE que é no mínimo 10 vezes maior que o resultante dos modelos  
416 ajustados no local.

#### 417 **4.3.3 Comportamento das chuvas nos últimos 15 anos**

418 O período monitorado contempla uma variação de P anual elevada. A região sul  
419 do Brasil sofre com a influência dos fenômenos de El Niño e La Niña, o que impacta  
420 diretamente nos volumes acumulados de chuva (Britto et al., 2008). Assim, é possível  
421 verificar valores extremos de P, mesmo na escala anual (Figura 5), como, por exemplo,  
422 os anos de 2014 e 2015, onde houve atuação do fenômeno El Niño e o volume  
423 acumulado anual foi muito acima da média, chegando a ser 30.5 % maior em 2014.  
424 Também é percebido o possível efeito do fenômeno La Niña nos anos de 2004 e 2006,  
425 onde os volumes acumulados estiveram bem abaixo da média.

426 O  $EI_{30}$  também é afetado por estes fenômenos por estar diretamente relacionado  
427 ao volume de P. Assim, percebe-se na Figura 5 que em alguns anos o  $EI_{30}$  foi maior em  
428 relação à P acumulada, como no caso dos anos 2013 e 2014. Isso pode ser explicado  
429 pela constatação da ocorrência de eventos extremos, em que eventos de chuva com alta  
430 intensidade tem ocorrido com maior frequência. Em 2013 por exemplo, no mês de  
431 novembro ocorreram dois eventos considerados extremos. O primeiro deles, em uma  
432 hora choveu 69 mm, em que o pico de intensidade ( $I_{30}$ ) foi equivalente a  $125 \text{ mm h}^{-1}$ . O  
433 segundo, que ocorreu no dia seguinte ao primeiro, choveu 80 mm em 21 horas, porém  
434 com uma  $I_{30}$  de  $56.5 \text{ mm}$ . Outros eventos extremos também foram registrados, como em  
435 janeiro de 2010, em que choveu 222 mm em 32 horas, com  $I_{30}$  de  $70 \text{ mm h}^{-1}$ , dezembro  
436 de 2012, com 88.4 mm em 3.5 h e com  $I_{30}$  de  $86.5 \text{ mm h}^{-1}$ , entre outros.

437 Considerando a variabilidade dos regimes de chuva, o  $EI_{30}$  anual variou de 6,746  
438 a  $12,550 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ , sendo a média dos 15 anos igual  $9,344 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$   
439  $\text{ano}^{-1}$  que pode ser considerada como o fator R para o local. O coeficiente de variação  
440 (CV) do  $EI_{30}$  para o período foi de 20.5 %. Quanto a P média para o período de 2002 a  
441 2016, essa foi de 1,938 mm com CV de 16.8 %.

442 Mensalmente, essa variabilidade é ainda maior (Figura 6 e 7), já que os  
443 fenômenos citados também alteram a distribuição da chuva ao longo do ano. Nos meses

444 de setembro e outubro (16,7% do tempo), os valores médios de P representam 22% da  
445 média anual de P (Figura 6). Em 2016, o mês de outubro registrou a máxima P  
446 acumulada (416 mm). O mês de junho apresentou a maior amplitude medida variando de  
447 11,5 a 398 mm. Ou seja, apesar de a distribuição mensal histórica da P na região sul ser  
448 homogênea, sem período seco ou de cheias definido, é verificada uma variabilidade  
449 significativa de P mensal nos últimos anos, com CV que variam de 34 a 68%.

450 Da mesma forma que a variabilidade de P encontrada, o  $EI_{30}$  também apresenta  
451 oscilações entre os anos, sendo marcado por meses com  $EI_{30}$  extremamente elevados,  
452 chegando a até 40% do  $EI_{30}$  anual médio (Figura 7). A variação do  $EI_{30}$  é ainda maior  
453 que a encontrada para a P, sendo que os CV variam de 53 a 120%. Conforme já  
454 registrado em outros estudos, os meses de setembro a janeiro são os que apresentam  
455 maior potencial erosivo (Argenta et al., 2001). Esses apresentam a maior permanência  
456 de valores elevados de  $EI_{30}$ , apesar de os registros de  $EI_{30}$  máximos terem sido  
457 registrados nos meses de novembro, dezembro e janeiro.

458 Foi calculada a densidade da erosividade (De) para cada mês, sendo que um  
459 resumo dos valores encontrados é apresentado na Figura 8. A média mensal de De  
460 variou de 3,1 até 5,6  $MJ ha^{-1} h^{-1}$ , sendo que os meses de abril, novembro e dezembro são  
461 os que apresentam as maiores médias. No período de novembro a fevereiro, foram  
462 registrados os valores máximos de De. Os meses de abril, setembro e dezembro, são os  
463 que concentram os valores mais elevados de De, sendo que nestes meses, cerca de 50%  
464 dos registros de De estão entre os valores de 4 e 6  $MJ ha^{-1} h^{-1}$ .

#### 465 4.4 DISCUSSÃO

##### 466 4.4.1 Erosividade observada

467 A quantificação precisa da erosividade das chuvas influencia na determinação de  
468 práticas conservacionistas capazes de atenuar a energia do processo erosivo. Na maioria  
469 das vezes, o dimensionamento de práticas mecânicas de conservação do solo é baseado  
470 no tempo de retorno de grandes eventos, com grande volume de enxurrada e altas  
471 intensidades, e conseqüentemente elevado  $EI_{30}$ , exigindo valores de referência que  
472 sejam confiáveis e que não comprometam a capacidade da prática em resistir à força do  
473 processo erosivo, conforme salientado por Pruski (2009).

474 Apesar de a literatura indicar a necessidade de longo período de monitoramento  
475 da chuva para estabelecer um valor de R, a indisponibilidade de longas séries de dados  
476 exige que seja assumido como verdadeira a média de intervalos menores. Bertoni e  
477 Lombardi Neto (1990) sugerem que, na indisponibilidade de longas séries de dados, 10

478 anos são suficientes para estabelecer um padrão de erosividade. Nos resultados obtidos  
479 em Arvorezinha mediu-se a E e a  $I_{30}$  evento a evento durante 81 meses com grande  
480 variabilidade ao longo dos anos (2009 a 2016), sendo a E estimada a partir da I por  
481 meio da Eq. 1, a qual foi desenvolvida no local. A Eq. 15, referente a atualização da  
482 relação entre a E e I, não apresentou diferenças significativas para o cálculo da  $EI_{30}$  em  
483 relação a Eq. 1, por isso optou-se pela equação previamente publicada. A partir das  
484 relações conhecidas para o local entre o  $EI_{30}$  e a precipitação diária, ambos medidos, o  
485  $EI_{30}$  foi estimado para um intervalo de 7 anos de 2002 a 2008, que junto ao período  
486 observado permitiu uma estimativa da média anual para o local, com 15 anos de dados.

487 Considerando o  $EI_{30}$  observado durante os 15 anos, o fator R para o local de  
488 estudo é classificado como de erosividade forte (Carvalho, 2008). Estudos realizados no  
489 Rio Grande do Sul encontraram valores próximos aos observados neste estudo, como o  
490 de Cassol et al. (2008) para São Borja (9.751) e Bazzano et al. (2007) para Quaraí  
491 (9.292), assim como valores muito mais baixos em locais mais ao sul do estado, como o  
492 de Bazzano et al. (2010) para Rio Grande (5.135) e o de Eltz et al. (2011) para  
493 Encruzilhada do Sul (5.534). As características geográficas favorecem a formação de  
494 chuvas com grandes volumes no estado, principalmente na metade norte do estado, que  
495 devido à altitude força a elevação das massas de ar, que se resfriam, condensam e  
496 formam as chuvas. Por isso, nas encostas e no rebordo do planalto (Ex.: região de  
497 Soledade) são registrados os maiores índices pluviométricos do estado (Moreno, 1961).

498 Nos últimos oito anos, período em que foi medido o  $EI_{30}$ , é percebida uma  
499 grande oscilação entre as observações, possivelmente devido ao período contemplar  
500 anos com ocorrência dos fenômenos El Niño (4 anos) e La Niña (2 anos) (NOAA -  
501 National Weather Service, 2016) em que o período envolveu eventos extremos de  
502 precipitação que podem representar um padrão distinto da precipitação no futuro.

503 A partir de dados medidos de E e I no ano de 2016, foi atualizada a equação de  
504 Ramon et al. (2017), a qual não sofreu grandes alterações. Portanto, está disponível para  
505 cálculo da E a partir da I para a região sul do Brasil, especificamente para a região da  
506 encosta sudeste do planalto meridional brasileiro. O efeito da E quantificada no local em  
507 relação ao estimado por outras equações da literatura (Foster et al., 1981; Wagner and  
508 Massambani, 1988; Wischmeier and Smith, 1958) frequentemente utilizadas em outros  
509 trabalhos não foi testada. No entanto, Bertol et al. (2002) e Schick et al. (2014) não  
510 verificaram grandes diferenças na estimativa do  $EI_{30}$ , entre a equação de Wagner e  
511 Massambani (1988) e de Wischmeier e Smith (1958) para estimativa da E.

#### 512 4.4.2 Modelos ajustados e avaliados

513 Como a disponibilidade de dados de I em intervalos sub-horários é restrita na  
514 maioria das regiões brasileiras, opta-se pela definição de índices para estimativa do EI<sub>30</sub>  
515 e do fator R e posterior regionalização destes índices, mesmo com séries de dados mais  
516 curtas (Bertol et al., 2002; Lee and Lin, 2015; Sanchez-Moreno et al., 2014). O  
517 principal motivo é de que a aplicação de índices obtidos em regiões climáticas distintas  
518 não são recomendados (Machado et al., 2014). Neste trabalho buscou-se quantificar o  
519 EI<sub>30</sub> com uma série de dados de 15 anos, e estabelecer modelos para estimativa do EI<sub>30</sub>  
520 na escala mensal, com uma série de 8 anos de dados observados na escala de eventos,  
521 que apesar de restrita contribui para futuros trabalhos regionais, ou para locais com  
522 características climáticas semelhantes, que busquem um meio de estimar o fator EI<sub>30</sub>,  
523 para uso em técnicas de conservação e modelos de predição da perda de solo.

524 A grande maioria dos modelos que estimam o EI<sub>30</sub> com base em dados de P,  
525 geralmente, fazem uso da escala de dados mensal ou anual, devido à restrita  
526 disponibilidade de dados em intervalos menores. No Brasil, o coeficiente de chuva de  
527 Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), o qual é uma modificação do índice de Fournier,  
528 é o índice mais utilizado para correlacionar com o EI<sub>30</sub> quantificado (Modelo A)  
529 conforme levantamento realizado por Oliveira et al. (2013) e Mello et al. (2013).

530 Assim como grande parte dos trabalhos da literatura, a análise de regressão  
531 obtida entre o EI<sub>30</sub> observado e o Cc assumiu o comportamento potencial. O coeficiente  
532 de determinação ajustado para o Modelo A foi relativamente baixo ( $R^2 = 0,55$ ). No  
533 Brasil, a maioria dos pesquisadores que estabeleceram a relação entre o Cc e o EI<sub>30</sub>,  
534 encontraram coeficientes de determinação elevados entre as variáveis, de acordo com a  
535 revisão realizada por Oliveira et al. (2013). Porém, no RS alguns trabalhos não  
536 encontraram bons coeficientes de determinação, como o trabalho de Mazurana et al.  
537 (2009) para Santa Rosa ( $R^2 = 0,51$ ), Eltz et al. (2011) para Encruzilhada do Sul ( $R^2 =$   
538  $0,01$ ) e Cassol et al. (2007) para Ijuí ( $R^2 = 0,53$ ). No entanto, mesmo com baixo  $R^2$ , os  
539 modelos obtidos para Santa Rosa e Ijuí foram utilizados por Oliveira et al. (2013) e  
540 Mello et al. (2013) para elaboração de mapas de erosividade em nível nacional. Angulo-  
541 Martínez e Beguería (2009) testaram diferentes modelos para estimativa do EI<sub>30</sub> com  
542 base em registros de chuva diários e, para o Modelo A, encontraram um coeficiente de  
543 determinação muito mais abaixo que neste trabalho, com um  $R^2$  de 0,25. Assim como o  
544 índice estatístico COE que apresentou valor negativo (-1,903), indicando que a média  
545 do observado explica a variável EI<sub>30</sub> melhor que o modelo ajustado. Neste estudo, os

546 testes estatísticos RMSE e PE não foram tão elevados, assim como os índices de  
547 eficiência COE e Ef foram positivos, o que indica que o modelo tem capacidade de  
548 explicar o EI<sub>30</sub> a partir do Cc.

549 Com base nas bandas de predição com probabilidade de 95%, apresentadas na  
550 Figura 2, verifica-se que novos dados obtidos a partir do Modelo A podem variar dentro  
551 de uma faixa bastante ampla, principalmente na ocorrência de eventos atípicos, como,  
552 por exemplo, eventos extremos de alta intensidade (representados pelos dois pontos fora  
553 das bandas de predição) ou mesmo possíveis eventos com elevados volumes, mas de  
554 baixa intensidade, que podem resultar em baixos valores de EI<sub>30</sub> apesar dos valores  
555 elevados de Cc. Da mesma forma, a banda de confiança é bastante ampla, sendo que sua  
556 amplitude aumenta positivamente em relação ao Cc, resultado da dispersão dos valores  
557 observados principalmente para os de maior erosividade.

558 O Modelo B, o qual utiliza a P mensal como variável explicativa do EI<sub>30</sub> mensal,  
559 não apresentou uma boa correlação com os valores observados ( $R^2 = 0,53$ ), assim como  
560 apresentou os piores índices estatísticos entre os três modelos ajustados. No entanto, por  
561 ser uma informação simples de ser obtida, sua aplicabilidade pode ser considerada  
562 positiva, já que a PE e o RMSE obtidos pelo modelo foram relativamente baixos. Além  
563 disso, apesar de os índices de eficiência COE e Ef serem baixos, mostram que o modelo  
564 é mais apropriado do que a utilização da média dos valores observados. Lee e Lin  
565 (2015) fizeram uma análise da relação entre o EI<sub>30</sub> com a P na escala diária, mensal e  
566 anual e encontraram bons ajustes para regressões potenciais entre as variáveis. Com  
567 registros de dados durante 11 anos para 55 estações de monitoramento, entre os modelos  
568 testados pelo autor, a P mensal foi a que apresentou melhor capacidade explicativa do  
569 EI<sub>30</sub>, com um  $R^2$  de 0,91.

570 Entre os modelos testados neste trabalho, o Modelo C foi o que apresentou  
571 melhor desempenho em explicar o EI<sub>30</sub> mensal. O modelo baseado em uma regressão  
572 linear múltipla resultou em um  $R^2$  de 0,64, assim como apresentou os melhores índices  
573 estatísticos entre os três modelos, com o menor valor de RMSE (21,93), PE mais  
574 próxima de zero (-0,30) e índices de eficiência mais próximos de 1 (COE = 0,64 e Ef =  
575 0,46). A principal vantagem desse modelo é que este desconsidera grande parte das  
576 chuvas não erosivas, eliminando os dias com  $P < 10$  mm, e por dar um noção do tempo  
577 em que ocorreu determinada chuva através do número de dias com  $P > 10$  mm. De certa  
578 forma, é inserido um variável de tempo que dá uma aproximação da intensidade da  
579 chuva, resultando em uma melhor estimativa do EI<sub>30</sub>. Loureiro e Coutinho (2001)

580 encontraram um bom coeficiente de determinação ( $R^2 = 0.82$  a  $0.89$ ) para a relação  
581 entre o  $EI_{30}$ ,  $D_{10}$  e  $P_{10}$ . Shamshad et al. (2008) obteve ajustes ainda melhores entre estas  
582 três variáveis, com  $R^2$  médio de  $0,94$ . No entanto, considerando o  $R^2$  e índices  
583 estatísticos, o índice de Fournier foi o que melhor explicou o  $EI_{30}$  no estudo de  
584 Shamshad et al. (2008).

585 Para esta análise de regressão linear múltipla, Loureiro e Coutinho (2001)  
586 consideraram a constante da equação igual a zero. Shamshad et al. (2008) verificaram  
587 que, forçando o intercepto a cruzar em zero e não considerar a constante da equação,  
588 aumenta significativamente o valor de  $R^2$ . No entanto, apesar de melhorar o  $R^2$ , este não  
589 tem mais funcionalidade e o modelo irá perder a sua capacidade em prever a variável  
590 dependente. Forçar o intercepto a zero faz com que ocorra uma mudança na inclinação  
591 da curva, tornando-a artificial e podendo prejudicar a estimativa da variável resposta.

592 Para o Modelo C ajustado, o  $EI_{30}$  estimado apresenta relação positiva com o  $P_{10}$   
593 e negativa com o  $D_{10}$ , dando sentido ao modelo. Isso significa que, quanto maior o  
594 volume de chuvas em um menor número de dias, maior será a erosividade mensal.  
595 Porém, como o modelo apresenta um fator multiplicador negativo, é possível que, em  
596 algumas combinações, como por exemplo eventos de baixo volume e que ocorrem  
597 várias vezes no mês, resultem em valores de  $EI_{30}$  negativos. Para não alterar o formato  
598 da equação, os meses que apresentarem resultados negativos deverão ser considerados  
599 com  $EI_{30}$  igual a zero.

600 Silva (2004) propôs a divisão do Brasil em regiões para estimativa do  $EI_{30}$  e a  
601 cada uma destas designou uma equação para estimar o  $EI_{30}$ . Para o sul do Brasil o autor  
602 propôs a equação de Rufino et al. (1993), a qual é um ajuste do  $C_c$  com índices  
603 estabelecidos a partir de dados observados no estado do Paraná. Assim, foi verificado a  
604 aplicabilidade do modelo sugerido por Silva (2004) para o local de estudo. Também foi  
605 calculado o  $EI_{30}$  a partir das equações geradas no estado do RS, para verificar se estas  
606 teriam aplicabilidade para outras localidades com diferenças geográficas e climáticas.

607 O  $EI_{30}$  estimado por modelos como os de Hickmann et al. (2008) e Cassol et al.  
608 (2008) para os municípios de Uruguaiana e São Borja, respectivamente, são os que  
609 apresentaram maiores diferenças entre os valores medidos. Provavelmente devido à  
610 localização geográfica e características climáticas, pois são os locais que mais se  
611 diferenciam geograficamente em relação ao local de estudo. Entretanto, os valores de  $R$   
612 obtido por Hickmann e Cassol, foram  $8,875$  e  $9,751$   $MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$ ,  
613 respectivamente, sendo este último bem próximo ao observado para Arvorezinha.

614 Devido a isso, de acordo com os índices COE e Ef para estes dois modelos, a média dos  
615 valores observados nos respectivos estudos explicam melhor o EI<sub>30</sub> para Arvorezinha do  
616 que o próprio modelo. Dentre as equações pré-estabelecidas para outras localidades do  
617 estado, a equação de Cassol et al. (2007) para o município de Ijuí, onde foi encontrado  
618 um valor de R igual a 8,825 MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, é a que apresentou resultados mais  
619 próximos aos observados. O município de Ijuí se situa na região Agroclimática do  
620 Planalto Médio e Arvorezinha se encontra na transição entre o Planalto Médio e a região  
621 Agroclimática da Serra do Nordeste (Rio Grande do Sul, 1994), enquanto os outros  
622 modelos foram gerados em regiões agroclimáticas distintas, o que pode ter justificado o  
623 comportamento em relação aos dados observados. A equação obtida em Santa Rosa, a  
624 qual se encontra na metade norte do estado, apresenta melhores índices que as duas  
625 regiões localizadas ao sul, no entanto, para aquele local o autor encontrou um valor de  
626 fator R muito mais alto que neste estudo, 11,217 MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>. A equação  
627 indicada por Silva (2004), desenvolvida por Rufino et al. (1993) na a região central do  
628 estado do PR, apresentou bons índices estatísticos. No entanto, o fator R na região onde  
629 esta foi desenvolvida, varia de 9,500 à 11,500 MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, acima do observado  
630 em Arvorezinha.

631 Assim como verificado por Lee e Lin (2015), a aplicação de modelos  
632 simplificados para a estimativa do EI<sub>30</sub> impõe restrições, pois esse varia local e  
633 temporalmente. Assim, a qualidade e o tamanho da série de dados disponível refletindo  
634 as características climáticas do local de estudo afetará a qualidade da regressão. A  
635 oscilação dos volumes precipitados, assim como a ocorrência de eventos extremos,  
636 afetou as regressões obtidas neste trabalho, mas optou-se por não remover esses eventos  
637 justamente pela sua importância para o processo erosivo.

#### 638 **4.4.3 Comportamento da P e EI<sub>30</sub>**

639 A partir dos 15 anos de registro de dados, sendo 8 com EI<sub>30</sub> medida e outros 7  
640 com EI<sub>30</sub> estimada a partir do Modelo C, foi definido o fator R para a região de  
641 Arvorezinha/RS, o qual corresponde a 9,344 MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>. De acordo com a  
642 classificação da erosividade das chuvas de Carvalho (2008), o fator R obtido é  
643 classificado como de erosividade forte.

644 Diferentemente da sazonalidade do EI<sub>30</sub> mensal observado em algumas regiões  
645 do Brasil (Silva, 2004), como na Paraíba (da Silva et al., 2013), Ceará (Silva e Dias,  
646 2003), São Paulo (Colodro et al., 2002; Moreti et al., 2003) ou mesmo em outras regiões  
647 dentro do estado do RS como em São Borja (Cassol et al., 2008), Uruguaiana

648 (Hickmann et al., 2008) e Encruzilhada do Sul (Eltz et al., 2011), em Arvorezinha não  
649 há grandes efeitos de sazonalidade. Verifica-se uma maior erosividade nos meses de  
650 setembro, outubro até o início do verão, basicamente no período de primavera,  
651 coincidindo com o período em que o solo se encontra mais vulnerável ao poder erosivo  
652 da chuva. Na região sul, o período de outubro a dezembro é dedicado ao preparo do solo  
653 para implantação dos cultivos de verão.

654 Fazendo uma análise da densidade de erosividade (De) mensal, a qual representa  
655 a quantidade de energia ( $\text{MJ ha}^{-1}\text{h}^{-1}$ ) que é dissipada sobre determinada área para cada  
656 unidade de chuva, verifica-se que há uma distribuição mais homogênea ao longo do  
657 ano, em relação ao  $\text{EI}_{30}$ . No entanto, nos meses de novembro a fevereiro, são registrados  
658 eventos com os maiores valores de De, eventos que são os principais causadores dos  
659 processos erosivos. Da mesma forma, verifica-se que, nos meses de abril, setembro e  
660 dezembro, os valores são predominantemente mais elevados. A De é o índice preferido  
661 para representar a erosividade da chuva no modelo RUSLE-2, sendo uma das principais  
662 alterações da nova versão da RUSLE (USDA-ARS, 2013). Além disso, os valores de De  
663 indicam o elevado poder erosivo das chuvas, já que, para todos os meses do ano, os  
664 valores de De são acima de 3, o que significa que as chuvas são mais intensas e de  
665 maior energia, consequentemente com maior poder erosivo. Inclusive, essa relevância  
666 da intensidade da precipitação, pode ser uma justificativa para a dificuldade da  
667 modelagem do  $\text{EI}_{30}$  a partir de variáveis de P acumulada (Panagos et al., 2016).

668 Rufino et al. (1993) verificaram que o índice de densidade da erosividade, junto  
669 a outros fatores, pode ser levado em conta na determinação de práticas  
670 conservacionistas, pois em uma análise espacial no estado do PR o autor verificou que  
671 há variação no poder erosivo de chuva de acordo com a região, baseado na De. Em um  
672 mesmo local, a variação da De mensal pode servir de referência para indicar os meses  
673 mais críticos em relação ao poder erosivo das chuvas. Portanto, a partir dos índices  
674 obtidos neste trabalho, é possível avaliar a variabilidade temporal do risco potencial à  
675 erosão do solo devido ao fator do clima, representado pela erosividade da chuva.

#### 676 4.5 CONCLUSÕES

677 1 - A medição ou estimativa adequada da erosividade é essencial para estudos de  
678 erosão. O valor anual de  $\text{EI}_{30}$  observado no local classifica a erosividade como forte  
679 ( $9,344 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}\text{ano}^{-1}$ ), que, associada à condição de relevo declivoso e solos  
680 rasos da região de estudo, indica que a região é fortemente suscetível ao processo de  
681 erosão hídrica.

682 2 - Não há um padrão bem definido da distribuição intra e inter anual do  $EI_{30}$  no  
683 local de estudo. Foi identificado uma grande oscilação dos valores mensais de  $EI_{30}$ ,  
684 mesmo sendo um intervalo pequeno de dados observados, resultados da ocorrência de  
685 eventos extremos, os quais podem determinar um novo padrão de chuvas no futuro, o  
686 que requer um prosseguimento da medição do  $EI_{30}$  nos próximos anos.

687 3 - A relação do  $EI_{30}$  com variáveis pluviais demonstrou que aquele não depende  
688 apenas da  $P$  acumulada; outras propriedades da chuva também são importantes. Entre os  
689 índices avaliados, o Modelo C ( $D_{10}+P_{10}$ ) apresenta a melhor relação com o  $EI_{30}$ , sendo  
690 possível utilizar o modelo ajustado entre essas variáveis para estimar o  $EI_{30}$  na região.

691 4 - A avaliação dos modelos desenvolvidos em outras regiões do estado mostrou  
692 que a variação climática no estado altera a relação entre as variáveis pluviais e o  $EI_{30}$ .  
693 Esse resultado reitera aqueles encontrados em outros trabalhos, de que a relação entre  
694 estas variáveis é restrita às condições climáticas semelhantes de onde os coeficientes  
695 foram estabelecidos. A aplicação de modelos obtidos em regiões com características  
696 climáticas distintas pode ser uma fonte de incerteza, já que o  $EI_{30}$  não é função apenas  
697 da chuva acumulada.

#### 698 4.6 AGRADECIMENTOS

699 Gostaria de agradecer a todos os pesquisadores, agricultores, hidrotécnicos e  
700 estudantes que contribuíram na coleta dos dados ao longo dos anos de monitoramento  
701 permitindo o desenvolvimento deste trabalho. Assim como, agradeço pelo suporte  
702 financeiro oriundo da SINDITABACO, FAPERGS, FINEP, CNPq e CAPES.

#### 703 4.7 REFERÊNCIAS

- 704 Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., de Moraes Gonçalves, J.L., Sparovek, G.,  
705 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorol. Zeitschrift 22,  
706 711–728. doi:10.1127/0941-2948/2013/0507
- 707 Angulo-Martínez, M., Beguería, S., 2009. Estimating rainfall erosivity from daily  
708 precipitation records: A comparison among methods using data from the Ebro  
709 Basin (NE Spain). J. Hydrol. 379, 111–121. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.051
- 710 Argenta, D.R. de B., Pante, A.R., Merten, G.H., 2001. Avaliação do índice de  
711 erosividade da porção norte-nordeste do estado do Rio Grande do Sul, in: Salão de  
712 Iniciação Científica, UFRGS. UFRGS, Porto Alegre, p. 37.
- 713 Arnoldus, H.M.J., 1977. Methodology used to determine the maximum potential  
714 average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. Rome.
- 715 Barros, C.A.P. de, 2016. Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de

- 716 sedimentos em uma pequena bacia rural. Universidade Federal de Santa Maria.
- 717 Bazzano, M.G.P., Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., 2010. Erosividade e características  
718 hidrológicas das chuvas de Rio Grande (RS). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 34, 235–  
719 244. doi:10.1590/S0100-06832010000100024
- 720 Bazzano, M.G.P., Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., 2007. Erosividade, coeficiente de chuva,  
721 padrões e período de retorno das chuvas de Quaraí, RS. *Rev. Bras. Ciência do Solo*  
722 31, 1205–1217.
- 723 Bertol, I., Schick, J., Batistela, O., Leite, D., Visentin, D., Cogo, N.P., 2002. Erosividade  
724 das chuvas e sua distribuição entre 1989 e 1998 no município de Lages (SC). *Rev.*  
725 *Bras. Ciência do Solo* 26, 455–464. doi:10.1590/S0100-06832002000200019
- 726 Bertoni, J., Lombardi Neto, F., 1990. *Conservação do solo*, 8ª edição. ed. São Paulo.
- 727 Biasutti, M., Seager, R., 2015. Projected changes in US rainfall erosivity. *Hydrol. Earth*  
728 *Syst. Sci.* 19, 2945–2961. doi:10.5194/hess-19-2945-2015
- 729 Bonilla, C. a, Reyes, J.L., Magri, A., 2010. Water Erosion Prediction Using the Revised  
730 Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS Framework, Central Chile. *Chil.*  
731 *J. Agric. Res.* 70, 159–169. doi:10.4067/S0718-58392010000100017
- 732 Britto, F.P., 2004. *Distribuição Pluvial no Estado Do Rio Grande do Sul*. Universidade  
733 Federal de Santa Catarina.
- 734 Britto, F.P., Barletta, R., Mendonça, M., 2008. Variabilidade Espacial E Temporal Da  
735 Precipitação Pluvial No Rio Grande Do Sul: Influência Do Fenômeno El Niño  
736 Oscilação Sul. *Rev. Bras. Climatol.* 37–48.
- 737 Carvalho, N. de O., 2008. *Hidrossedimentologia Prática*, 2ª Edição. ed. Rio de Janeiro.
- 738 Cassol, E.A., Eltz, F.L.F., Martins, D., Lemos, A.M. De, Lima, V.S. de, Bueno, A.C.,  
739 2008. Erosividade, padrões hidrológicos, período de retorno e probabilidade de  
740 ocorrência das chuvas em São Borja, RS. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 32, 1239–  
741 1251. doi:10.1590/S0100-06832008000300032
- 742 Cassol, E.A., Martins, D., Eltz, F.L.F., Lima, V.S. De, Bueno, A.C., 2007. Erosividade e  
743 padrões hidrológicos das chuvas de Ijuí (RS) no período de 1963 a 1993. *Rev.*  
744 *Bras. Agrometeorol.* 15, 220–231.
- 745 Colodro, G., Carvalho, M.P., Roque, C.G., Prado, R.M., 2002. Erosividade da chuva:  
746 distribuição e correlação com a precipitação pluviométrica de Teodoro Sampaio  
747 (SP). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 26, 809–818. doi:10.1590/S0100-  
748 06832002000300027
- 749 da Silva, R.M., Santos, C.A.G., de Lima Silva, V.C., e Silva, L.P., 2013. Erosivity,

- 750 surface runoff, and soil erosion estimation using GIS-coupled runoff–erosion  
751 model in the Mamuaba catchment, Brazil. *Environ. Monit. Assess.* 185, 8977–  
752 8990. doi:10.1007/s10661-013-3228-x
- 753 Didoné, E.J., Minella, J.P.G., Merten, G.H., 2015. Quantifying soil erosion and  
754 sediment yield in a catchment in southern Brazil and implications for land  
755 conservation. *J. Soils Sediments* 15, 2334–2346. doi:10.1007/s11368-015-1160-0
- 756 Diodato, N., Bellocchi, G., 2007. Estimating monthly ( R ) USLE climate input in a  
757 Mediterranean region using limited data 224–236.  
758 doi:10.1016/j.jhydrol.2007.08.008
- 759 Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., Pascotini, P.B., 2011. Potencial erosivo e características das  
760 chuvas de Encruzilhada do Sul , RS Erosivity potential and characteristics of  
761 rainfalls at Encruzilhada do Sul , RS. *Rev. Bras. Eng. Agrícola e Ambient.* 331–337.
- 762 Foster, G.R., McCool, D.K., Renard, K.G., Moldenhauer, W.C., 1981. Conversion of the  
763 universal soil loss equation to SI metric units. *J. Soil Water Conserv.* 36, 355–359.
- 764 Gonçalves, F.A., Silva, D.D. da, Pruski, F.F., Carvalho, D.F. de, Cruz, E.S. da, 2006.  
765 Índices e espacialização da erosividade das chuvas para o Estado do Rio de  
766 Janeiro. *Rev. Bras. Eng. Agrícola e Ambient.* 10, 269–276. doi:10.1590/S1415-  
767 43662006000200004
- 768 Grauso, S., Diodato, N., Verrubbi, V., 2010. Calibrating a rainfall erosivity assessment  
769 model at regional scale in Mediterranean area. *Environ. Earth Sci.* 60, 1597–1606.  
770 doi:10.1007/s12665-009-0294-z
- 771 Hickmann, C., Eltz, F.L.F., Cassol, E.A., Cogo, C.M., 2008. Erosividade das chuvas em  
772 Uruguaiana, RS, determinada pelo índice EI30, com base no período de 1963 a  
773 1991(1). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 32, 825–831.
- 774 Hoyos, N., Waylen, P.R., Jaramillo, Á., 2005. Seasonal and spatial patterns of erosivity  
775 in a tropical watershed of the Colombian Andes. *J. Hydrol.* 314, 177–191.  
776 doi:10.1016/j.jhydrol.2005.03.014
- 777 IPCC, 2014. *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis, Climate Change 2014:*  
778 *Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth*  
779 *Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge  
780 University Press, Cambridge. doi:10.1017/CBO9781107415324
- 781 Kinnell, P.I.A., 1981. Rainfall Intensity-Kinetic Energy Relationships for Soil Loss  
782 Prediction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 153–155.  
783 doi:10.2136/sssaj1981.03615995004500010033x

- 784 Kouli, M., Soupios, P., Vallianatos, F., 2009. Soil erosion prediction using the Revised  
785 Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS framework, Chania, Northwestern  
786 Crete, Greece. *Environ. Geol.* 57, 483–497. doi:10.1007/s00254-008-1318-9
- 787 Lee, J.-H., Heo, J.-H., 2011. Evaluation of estimation methods for rainfall erosivity  
788 based on annual precipitation in Korea. *J. Hydrol.* 409, 30–48.  
789 doi:10.1016/j.jhydrol.2011.07.031
- 790 Lee, M.-H., Lin, H.-H., 2015. Evaluation of Annual Rainfall Erosivity Index Based on  
791 Daily, Monthly, and Annual Precipitation Data of Rainfall Station Network in  
792 Southern Taiwan. *Int. J. Distrib. Sens. Networks* 2015, 1–15.  
793 doi:10.1155/2015/214708
- 794 Legates, D.R., McCabe Jr., G.J., 1999. Evaluating the Use of “Goodness of Fit”  
795 Measures in Hydrologic and Hydroclimatic Model Validation. *Water Resour. Res.*  
796 35, 233–241. doi:10.1029/1998WR900018
- 797 Lobo, G.P., Bonilla, C.A., 2015. Sensitivity analysis of kinetic energy-intensity  
798 relationships and maximum rainfall intensities on rainfall erosivity using a long-  
799 term precipitation dataset. *J. Hydrol.* 527, 788–793.  
800 doi:10.1016/j.jhydrol.2015.05.045
- 801 Löffler-Mang, M., Joss, J., 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity  
802 of hydrometeors. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 17, 130–139. doi:10.1175/1520-  
803 0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2
- 804 Lombardi Neto, F., Moldenhauer, W.C., 1992. Erosividade da chuva: sua distribuição e  
805 relação com as perdas de solo em Campinas (SP). *Bragantia* 51, 189–196.  
806 doi:10.1590/S0006-87051992000200009
- 807 Loureiro, N. de S., Coutinho, M. de A., 2001. A new procedure to estimate the RUSLE  
808 EI30 index, based on monthly rainfall data and applied to the Algarve region,  
809 Portugal. *J. Hydrol.* 250, 12–18. doi:10.1016/S0022-1694(01)00387-0
- 810 Machado, D.O., Alves-Sobrinho, T., Ribeiro, A.D.S., Ide, C.N., Oliveira, P.T.S., 2014.  
811 Erosividade da chuva para o bioma Pantanal. *Eng. Sanit. e Ambient.* 19, 195–201.  
812 doi:10.1590/S1413-41522014000200010
- 813 Mazurana, J., Cassol, E.A., Santos, L.C. dos, Eltz, F.L.F., Bueno, A.C., 2009.  
814 Erosividade, padrões hidrológicos e período de retorno das chuvas erosivas de  
815 Santa Rosa (RS). *Rev. Bras. Eng. Agrícola e Ambient.* 13, 975–983.  
816 doi:10.1590/S1415-43662009000700021
- 817 Mello, C.R., Viola, M.R., Beskow, S., Norton, L.D., 2013. Multivariate models for

- 818 annual rainfall erosivity in Brazil. *Geoderma* 202–203, 88–102.  
819 doi:10.1016/j.geoderma.2013.03.009
- 820 Mikoš, M., Jošt, D., Petkovšek, G., 2006. Rainfall and runoff erosivity in the alpine  
821 climate of north Slovenia: a comparison of different estimation methods. *Hydrol.*  
822 *Sci. J.* 51, 115–126. doi:10.1623/hysj.51.1.115
- 823 MIKOŠ, M., JOŠT, D., PETKOVŠEK, G., 2006. Rainfall and runoff erosivity in the  
824 alpine climate of north Slovenia: a comparison of different estimation methods.  
825 *Hydrol. Sci. J.* 51, 115–126. doi:10.1623/hysj.51.1.115
- 826 Montanarella, L., Badraoui, M., Chude, V., Costa, I.D.S.B., Mamo, T., Yemefack, M.,  
827 Aulakh, M.S., Yagi, K., Hong, S.Y., Vijarnsorn, P., Zhang, G.-L., Arrouays, D.,  
828 Black, H., Krasilnikov, P., Sobocka, J., Alegre, J., Henriquez, C.R., Mendonça-  
829 Santos, M. de L., Taboada, M., Espinosa-Victoria, D., Alshankiti, A., Alavipanah,  
830 S.K., El-Sheikh, E.A.E.M., Hempel, J., Pennock, D., Arbestain, M.C., Mckenzie,  
831 N., 2015. The Status of the World's Soil Resources. doi:ISBN 978-92-5-109004-6
- 832 Montebeller, C.A., Ceddia, M.B., Carvalho, D.F. de, Vieira, S.R., Franco, E.M., 2007.  
833 Variabilidade espacial do potencial erosivo das chuvas no Estado do Rio de  
834 Janeiro. *Eng. Agrícola* 27, 426–435. doi:10.1590/S0100-69162007000300011
- 835 Moreira, M.C., Oliveira, T.E.C. de, Cecílio, R.A., Pinto, F. de A. de C., Pruski, F.F.,  
836 2016. Spatial Interpolation of Rainfall Erosivity Using Artificial Neural Networks  
837 for Southern Brazil Conditions. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 40, 1–11.  
838 doi:10.1590/18069657rbcs20150132
- 839 Moreno, J.A., 1961. *Clima do Rio Grande do Sul. Secção Geogr.* 42.
- 840 Moreti, D., Carvalho, M.P., Mannigel, A.R., Medeiros, L.R., 2003. Importantes  
841 características de chuva para a conservação do solo e da água no município de São  
842 Manuel (SP). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 27, 713–725. doi:10.1590/S0100-  
843 06832003000400016
- 844 Morgan, R.P.C., 2005. *Soil Erosion & Conservation, 3<sup>o</sup> Edition.* ed. Blackwell  
845 Publishing Ltd.
- 846 NOAA - National Weather Service, C.P.C., 2016. Cold & Warm Episodes by Season  
847 [WWW Document]. URL  
848 [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.s](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)  
849 [html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml) (accessed 1.13.17).
- 850 Nunes, A.N., Lourenço, L., Vieira, A., Bento-Gonçalves, A., 2016. Precipitation and  
851 Erosivity in Southern Portugal: Seasonal Variability and Trends (1950-2008). L.

- 852 Degrad. Dev. 27, 211–222. doi:10.1002/ldr.2265
- 853 Nyakatawa, E.Z., Reddy, K.C., Lemunyon, J.L., 2001. Predicting soil erosion in  
854 conservation tillage cotton production systems using the revised universal soil loss  
855 equation (RUSLE). Soil Tillage Res. 57, 213–224. doi:10.1016/S0167-  
856 1987(00)00178-1
- 857 Oliveira, P.T.S., Wendland, E., Nearing, M.A., 2013. Rainfall erosivity in Brazil: A  
858 review. CATENA 100, 139–147. doi:10.1016/j.catena.2012.08.006
- 859 Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., 2016. Catena Spatio-temporal  
860 analysis of rainfall erosivity and erosivity density in Greece. Catena 137, 161–172.  
861 doi:10.1016/j.catena.2015.09.015
- 862 Petkovšek, G., Mikoš, M., 2004. Estimating the R factor from daily rainfall data in the  
863 sub-Mediterranean climate of southwest Slovenia 49.  
864 doi:10.1623/hysj.49.5.869.55134
- 865 Pruski, F.F., 2009. Conservação de Solo e Água - Práticas mecânicas para o controle da  
866 erosão hídrica, 2ª Edição. ed. Editora UFV, Viçosa.
- 867 Ramon, R., Minella, J.P.G., Merten, G.H., de Barros, C.A.P., Canale, T., 2017. Kinetic  
868 energy estimation by rainfall intensity and its usefulness in predicting  
869 hydrosedimentological variables in a small rural catchment in southern Brazil.  
870 CATENA 148, 176–184. doi:10.1016/j.catena.2016.07.015
- 871 Reichert, J.M., Norton, L.D., 1995. Surface seal micromorphology as affected by  
872 fluidized bed combustion bottom-ash. Soil Technol. 7, 303–317. doi:10.1016/0933-  
873 3630(94)00015-V
- 874 Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D., Yoder, D., 1997. Renard  
875 Predicting Soil Erosion By Water a Guide To Conservation Planning With the  
876 Rusle.Pdf. United States Dept Agric. Agric. Handb. USA.
- 877 Renard, K.G., Freimund, J.R., 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R-  
878 factor in the revised USLE. J. Hydrol. 157, 287–306. doi:10.1016/0022-  
879 1694(94)90110-4
- 880 Rio Grande do Sul, S. da A. e do A., 1994. Macrozoneamento agroecológico e  
881 econômico do estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- 882 Rufino, R.L., Biscaia, R.C.M., Merten, G.H., 1993. Determinação do potencial erosivo  
883 da chuva do estado do Paraná através da pluviometria: terceira aproximação. Rev.  
884 Bras. Ciência do Solo 17, 439–444.
- 885 Salles, C., Poesen, J., Govers, G., 2000. Statistical and physical analysis of soil

- 886 detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy  
887 simulated rain intensities ranging between 10 and 140 mm h<sup>-1</sup>. The detached drop  
888 velocity ( $V$ ), that is,  $D \cdot V^2$  with values of  $a$  va 36, 2721–2729.
- 889 Salles, C., Poesen, J., Sempere-Torres, D., 2002. Kinetic energy of rain and its  
890 functional relationship with intensity. *J. Hydrol.* 257, 256–270. doi:10.1016/S0022-  
891 1694(01)00555-8
- 892 Sanchez-Moreno, J.F., Mannaerts, C.M., Jetten, V., 2014. Rainfall erosivity mapping for  
893 Santiago Island, Cape Verde. *Geoderma* 217–218, 74–82.  
894 doi:10.1016/j.geoderma.2013.10.026
- 895 Sartori, M. da G.B., 2003. A dinâmica do clima do Rio Grande do Sul: indução empírica  
896 e conhecimento científico, in: Sposito, E.S. (Ed.), *Terra Livre Mudanças*  
897 *Climáticas Globais E Locais*. Associação dos Geógrafos Brasileiros, São Paulo, pp.  
898 27–49.
- 899 Schick, J., Bertol, I., Cogo, N.P., Paz González, A., 2014. Erosividade das chuvas de  
900 Lages, Santa Catarina. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 38, 1890–1905.  
901 doi:10.1590/S0100-06832014000600024
- 902 Schmidt, S., Alewell, C., Panagos, P., Meusburger, K., 2016. Regionalization of  
903 monthly rainfall erosivity patterns in Switzerland. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20,  
904 4359–4373. doi:10.5194/hess-20-4359-2016
- 905 Shamshad, A., Azhari, M.N., Isa, M.H., Hussin, W.M.A.W., Parida, B.P., 2008.  
906 Development of an appropriate procedure for estimation of RUSLE EI30 index and  
907 preparation of erosivity maps for Pulau Penang in Peninsular Malaysia. *Catena* 72,  
908 423–432. doi:10.1016/j.catena.2007.08.002
- 909 Silva, J.R.C., Dias, a. S., 2003. A erosividade das chuvas em Fortaleza (CE): II -  
910 correlação com o coeficiente de chuva e atualização do fator R no período de 1962  
911 a 2000. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 27, 347–354. doi:10.1590/S0100-  
912 06832003000200014
- 913 Silva, A.M. da, 2004. Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena* 57, 251–259.  
914 doi:10.1016/j.catena.2003.11.006
- 915 Silva, C.L. da, Kato, E., 1997. Efeito do selamento superficial na condutividade  
916 hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. *Pesqui. Agropecuária*  
917 *Bras.* 32, 213–220.
- 918 Trenberth, K., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Clim. Res.* 47, 123–  
919 138. doi:10.3354/cr00953

- 920 USDA-ARS, 2013. Revised Universal Soil Loss Equation Version 2 (RUSLE 2). Sci.  
921 Doc. USDA-Agricultural Res. Serv. 2, 355.
- 922 van Dijk, A.I.J., Bruijnzeel, L., Rosewell, C., 2002. Rainfall intensity–kinetic energy  
923 relationships: a critical literature appraisal. *J. Hydrol.* 261, 1–23.  
924 doi:10.1016/S0022-1694(02)00020-3
- 925 Wagner, C.S., Massambani, O., 1988. Análise da relação intensidade de chuva: energia  
926 de Wischmeier & Smith e sua aplicabilidade à região de São Paulo. *Rev. Bras.*  
927 *Ciência do Solo* 12, 197–203.
- 928 Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide To  
929 Conservation Planning. *Agric. Handb. No. 537* 69.
- 930 Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1958. Rainfall energy and its relation to soil loss.  
931 *Trans. Am. Geophys. Union* 285–291. doi:10.1029/TR039i002p00285
- 932 Yu, B., Hashim, G.M., Eusof, Z., 2001. Estimating the r-factor with limited rainfall  
933 data: A case study from peninsular Malaysia. *Z J. Soil Water Conserv. Second*  
934 *Quart.* 56, 101–105.
- 935 Zhang, Y.G., Nearing, M.A., Zhang, X.C., Xie, Y., Wei, H., 2010. Projected rainfall  
936 erosivity changes under climate change from multimodel and multiscenario  
937 projections in Northeast China. *J. Hydrol.* 384, 97–106.  
938 doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.013
- 939
- 940

941 **Legenda das Figuras e Tabelas**

942 Figura 1. Localização onde foram levantados os dados deste trabalho e altitude  
943 do estado do Rio Grande do Sul.

944 Figura 2. Valores observados de erosividade mensal de 2009 a 2016.

945 Figura 3. Regressão entre o  $EI_{30}$  observado e o coeficiente de chuva – Modelo A.

946 Figura 4. Relação entre o  $EI_{30}$  observado e a P mensal – Modelo B.

947 Figura 5. Volumes acumulados de  $EI_{30}$  e P para os anos de 2002 a 2016 em  
948 Arvorezinha.

949 Figura 6. Comportamento mensal das chuvas ao longo dos 15 anos de  
950 monitoramento.

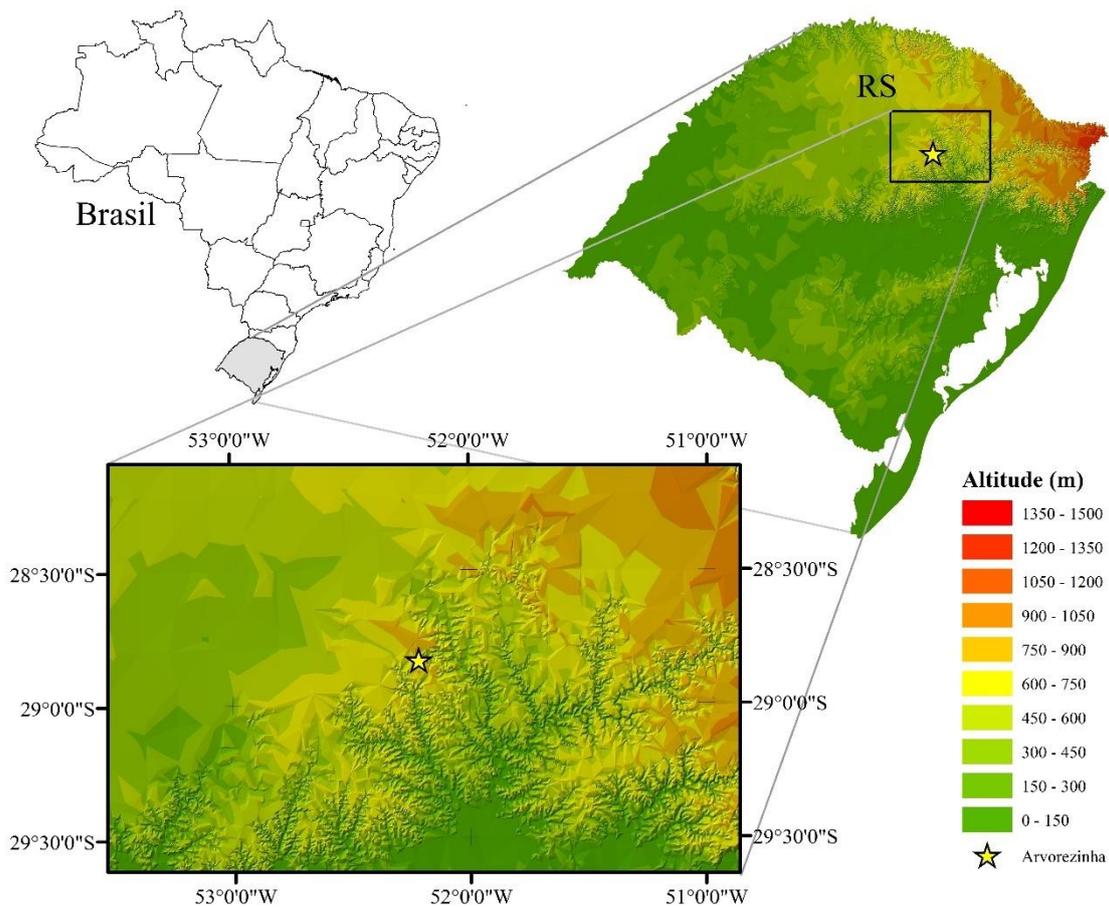
951 Figura 7. Comportamento do  $EI_{30}$  mensal no período de 2002 a 2016, composta  
952 por valores medidos e estimados por regressão obtida no local.

953 Figura 8. Valores de densidade da erosividade mensal registrados no período de  
954 2002 a 2016.

955 Tabela 1. Número de anos com observações completas para cada mês que  
956 compõem o BD-1.

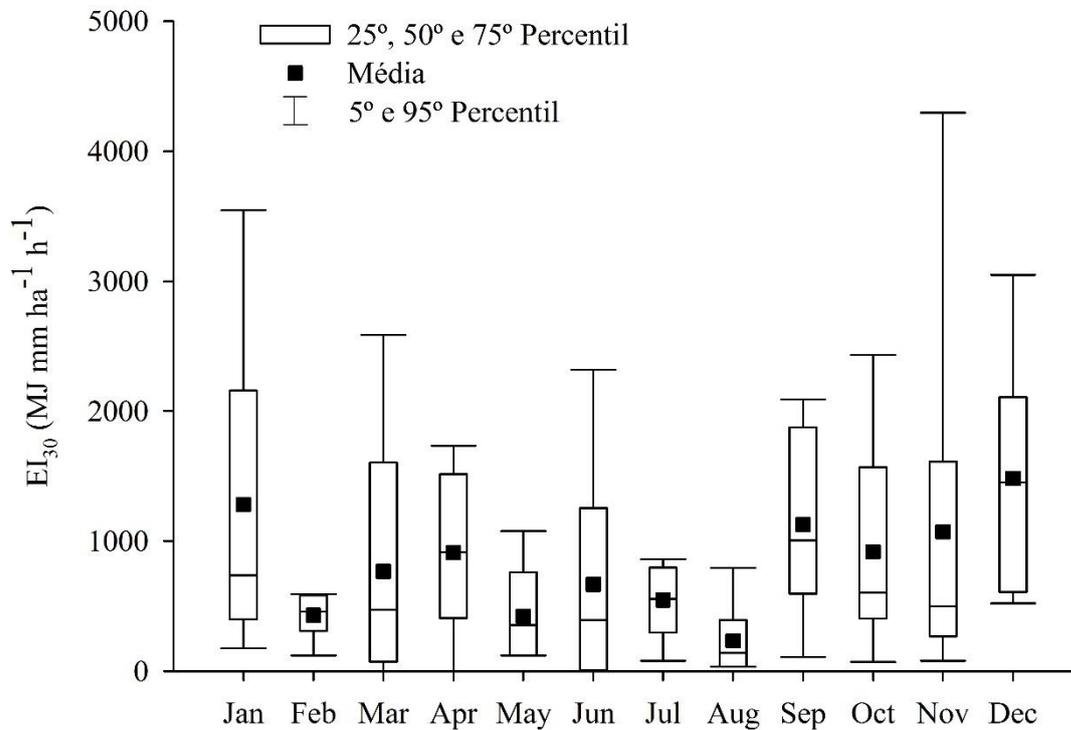
957 Tabela 2. Índices estatísticos entre as variáveis independentes e a variável  
958 dependente  $EI_{30}$  observada.

959 Tabela 3. Índices estatísticos da relação entre o  $EI_{30}$  observado e a estimado  
960 pelos modelos ajustados em outras regiões.



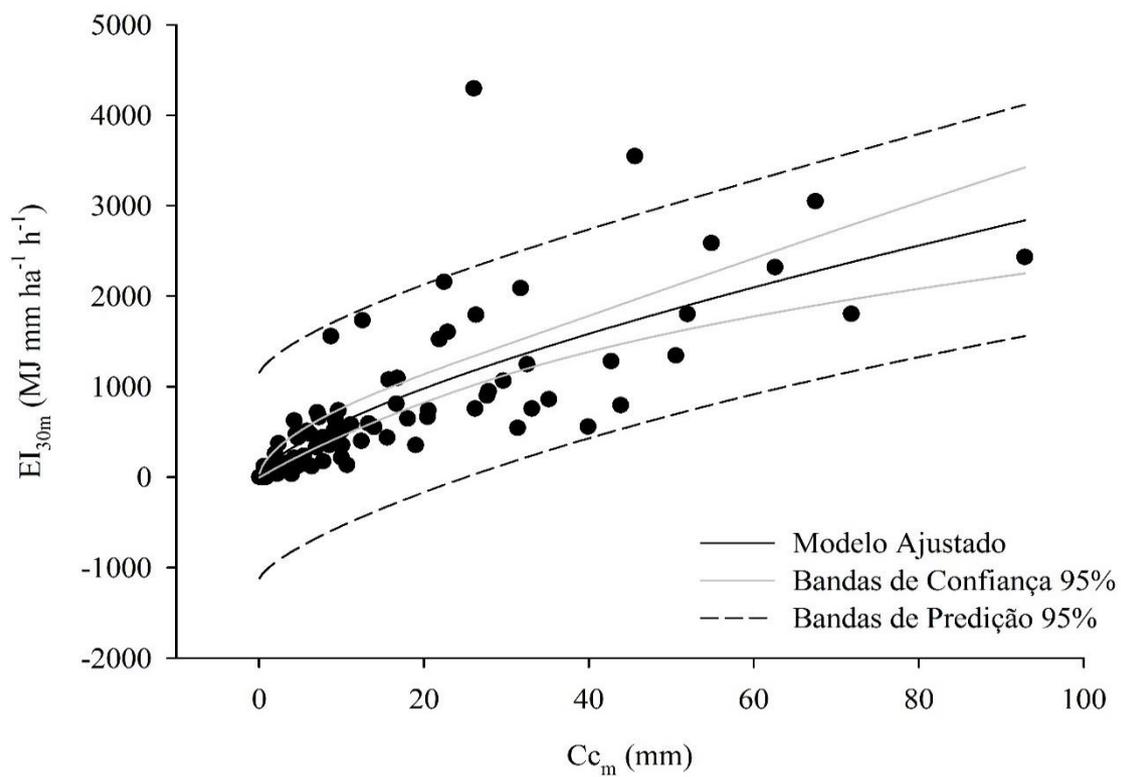
961  
962

Figura 1.



963  
964

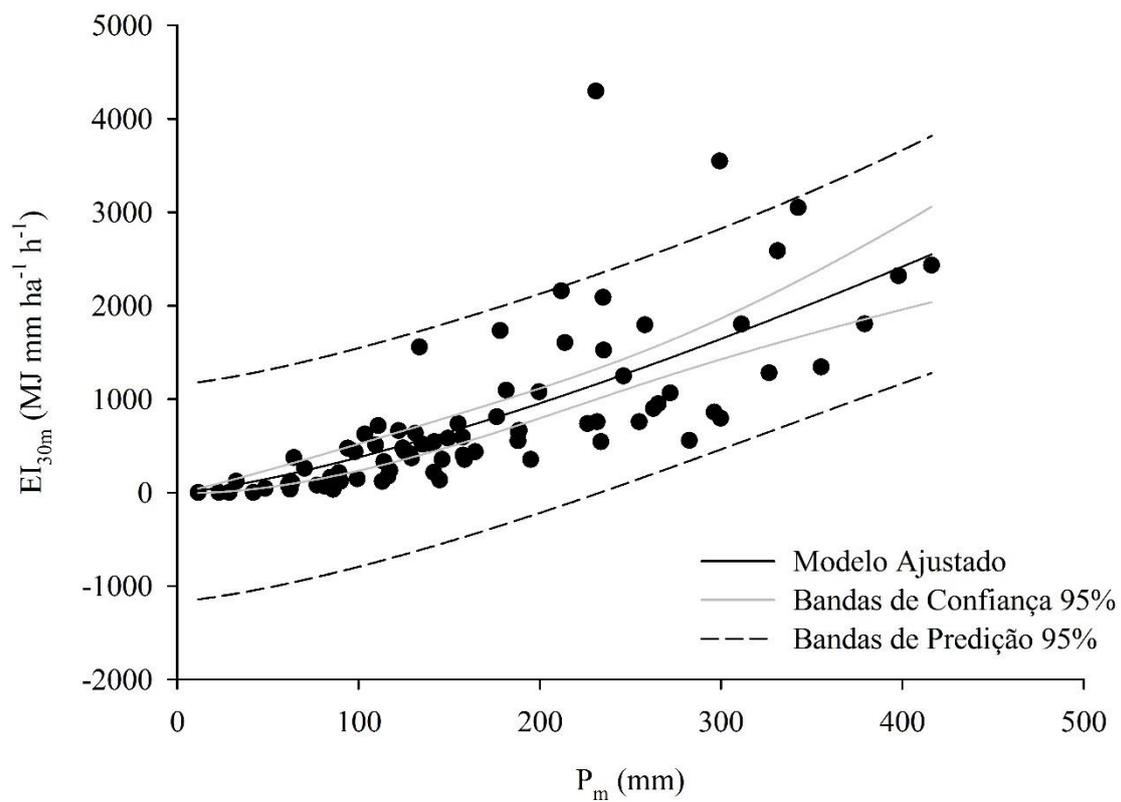
Figura 2.



965

966

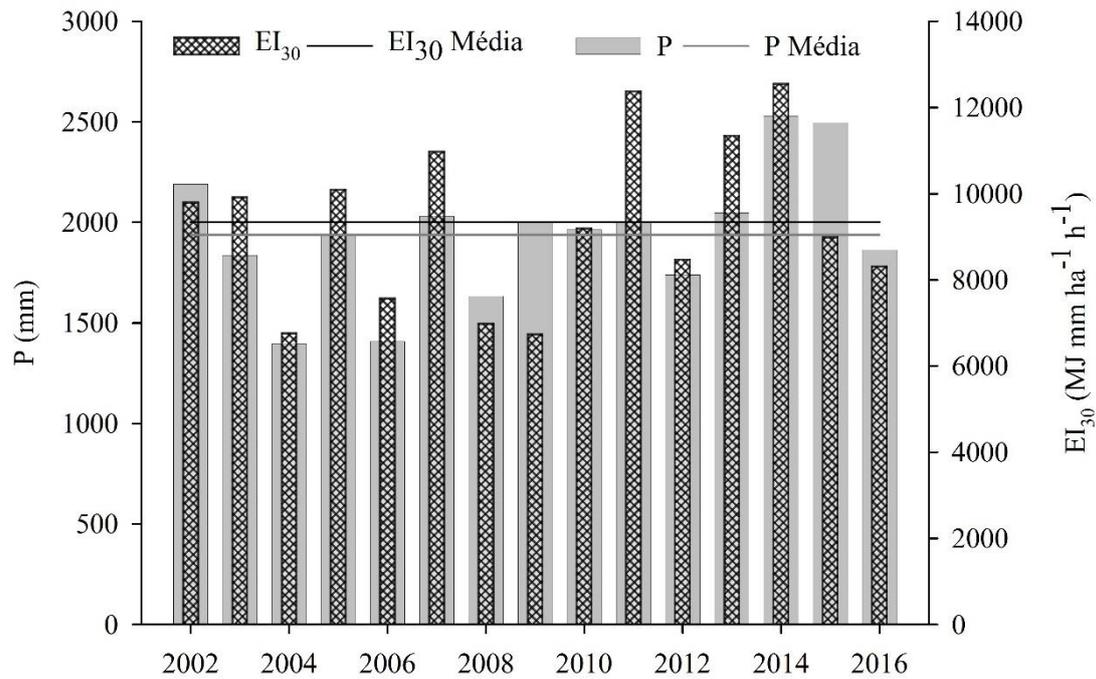
Figura 3.



967

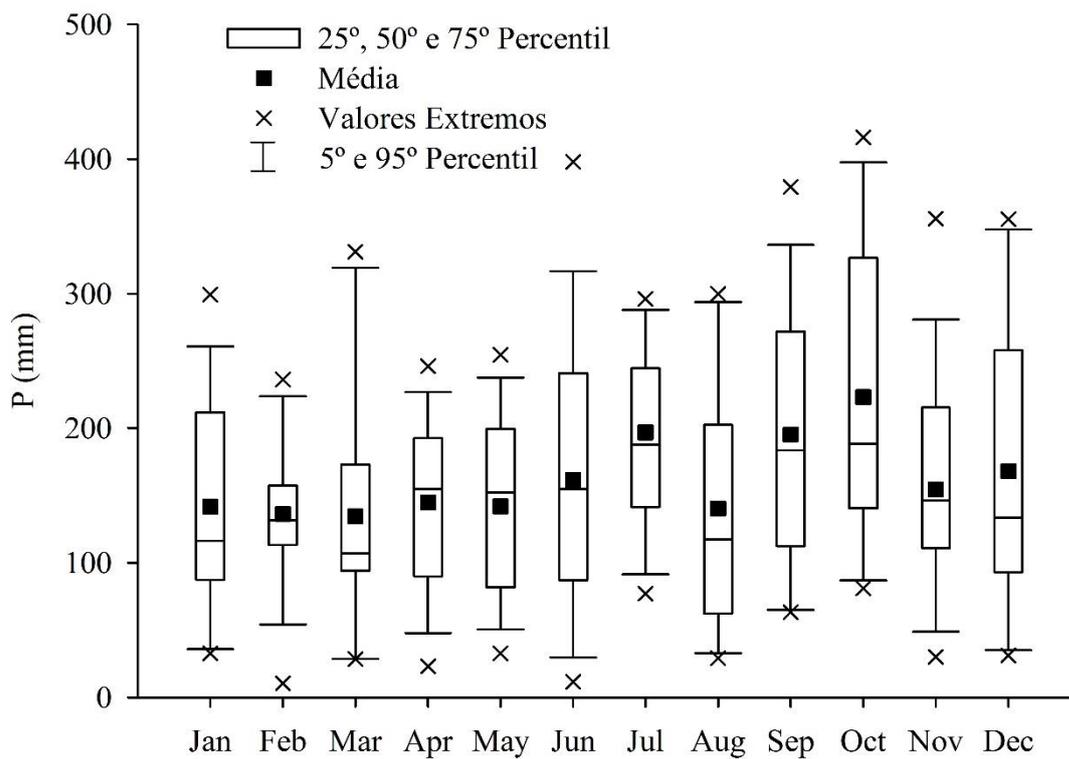
968

Figura 4.



969  
970

Figura 5.



971  
972

Figura 6.

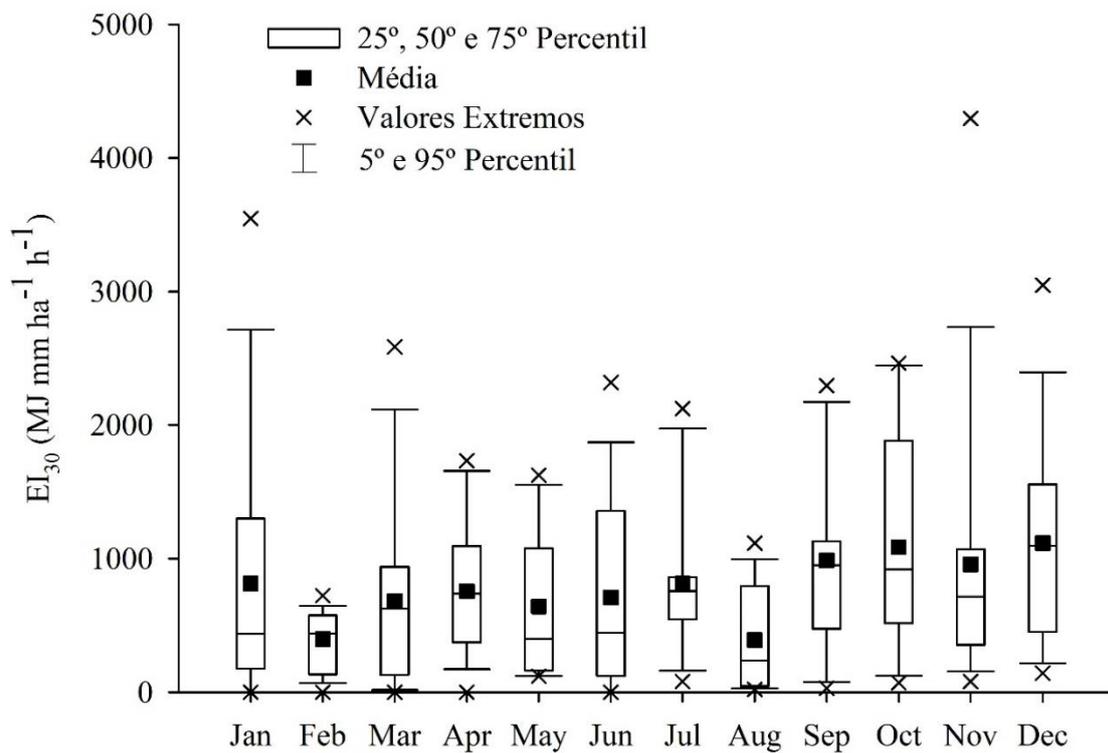
973  
974

Figura 7.

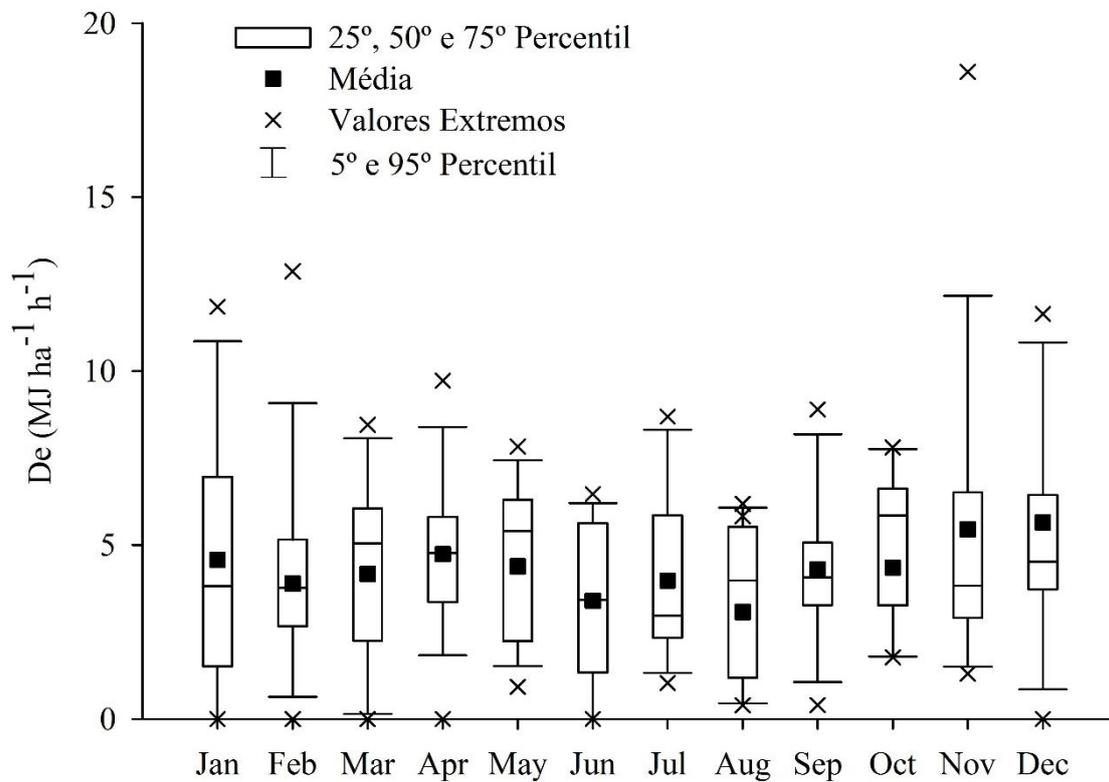
975  
976

Figura 8.

977 Tabela 1.

Mês	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
N° Obs	8	6	6	8	7	8	8	6	6	6	6	6

978

979 Tabela 2.

Variáveis Independentes	R <sup>2</sup>	RMSE	PE	COE	Ef
Modelo A – Cc	0.55	114.71	-1.58	0.55	0.42
Modelo B – P <sub>m</sub>	0.53	128.59	-1.77	0.53	0.41
Modelo C – D <sub>10</sub> + P <sub>10</sub>	0.64	21.93	-0.30	0.64	0.46

980

981 Tabela 3.

Modelos	RMSE	PE	COE	Ef
Modelo A	114.71	-1.58	0.55	0.42
Modelo B	128.59	-1.77	0.53	0.41
Modelo C	21.93	-0.30	0.64	0.46
Rufino et al. (1993) –PR	660.14	9.10	0.46	0.39
Cassol et al. (2007) - Ijuí/RS	859.62	-11.85	0.52	0.37
Cassol et al. (2008) - São Borja/RS	5587.93	-77.06	-1.54	-0.27
Hickmann et al. (2008) - Uruguaiana/RS	5170.85	-71.31	-1.15	-0.20
Mazurana et al. (2009) - Santa Rosa/RS	2815.34	-38.82	0.25	0.19

## 982 4.8 Material Complementar

983 Tabela 1. P mensal observada em mm.

Ano/Mês	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
2002	32.6	83.2	94.7	164.4	226.5	260.7	182.8	202.5	183.6	298.9	220.4	240.1	2190.4
2003	164.2	131.6	114.3	192.6	81.6	154.8	244.2	29.1	70.9	241.3	117.0	293.7	1835.3
2004	81.1	110.4	28.4	138.2	178.4	87.0	181.7	35.2	180.5	140.3	154.3	80.8	1396.4
2005	102.4	10.3	122.5	209.1	254.5	217.5	115.6	195.9	145.9	334.2	125.9	101.0	1934.9
2006	87.2	119.9	106.8	84.8	65.6	241.0	232.4	80.6	112.4	90.7	156.3	31.1	1408.9
2007	186.8	148.7	158.7	89.8	208.9	44.2	244.5	142.4	307.6	181.0	215.3	103.0	2030.8
2008	38.0	147.5	37.4	121.0	152.0	168.0	101.0	157.0	141.0	385.0	93.0	93.0	1633.8
2009	157.7	149.3	28.6	23.0	125.2	41.9	141.4	286.5	379.3	135.2	355.7	178.2	2002.0
2010	299.3	129.2	93.9	181.5	144.7	128.1	254.9	48.4	274.3	81.1	188.2	140.5	1964.1
2011	211.8	113.0	331.2	213.9	84.5	194.9	282.5	289.7	66.2	143.6	30.0	37.7	1998.9
2012	116.2	164.4	99.2	64.3	32.6	90.0	233.6	62.2	234.9	188.5	110.8	342.6	1739.2
2013	98.0	236.3	213.9	109.4	153.5	122.1	77.1	299.8	231.6	141.7	230.9	133.6	2047.8
2014	235.2	215.2	173.1	178.1	199.5	397.9	187.9	117.2	265.3	241.2	61.2	258.0	2529.8
2015	226.3	124.4	103.4	154.9	158.5	262.7	296.2	70.2	271.9	326.5	146.1	355.3	2496.4
2016	89.2	157.3	311.3	246.2	62.3	11.5	176.2	85.9	63.1	416.1	113.9	131.3	1864.3
Média	141.7	136.1	134.5	144.7	141.9	161.5	196.8	140.2	195.2	223.0	154.6	168.0	1938.2
DP <sup>1</sup>	77.7	52.3	91.4	62.2	65.9	103.7	66.5	95.0	95.8	107.3	79.9	105.5	324.7
CV % <sup>2</sup>	54.9	38.4	68.0	43.0	46.5	64.2	33.8	67.8	49.1	48.1	51.7	62.8	16.8
Máximo	299.3	236.3	331.2	246.2	254.5	397.9	296.2	299.8	379.3	416.1	355.7	355.3	2529.8
Mínimo	32.6	10.3	28.4	23.0	32.6	11.5	77.1	29.1	63.1	81.1	30.0	31.1	1396.4

984 <sup>1</sup> Desvio padrão entre os valores mensais em mm985 <sup>2</sup> Coeficiente de variação em porcentagem.

986

Tabela 2. Índice EI<sub>30</sub> mensal medido a partir do BD-1 em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>.

Ano/Mês	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
2009	399.1	581.3	0.0	0.0	442.7	0.0	215.3	31*	1804.6	515.3	30*	31*
2010	3547.6	370.6	473.8	1094.2	133.9	415.3	756.4	44.0	18*	69.2	647.2	521.0
2011	2158.2	119.4	2586.3	1604.2	161.7	354.9	556.9	17*	30*	31*	30*	31*
2012	175.1	437.9	146.1	373.3	121.6	120.4	544.2	36.3	2089.3	665.0	715.4	3048.4
2013	436.2	21*	23*	511.1	5*	662.1	79.3	795.2	756.8	544.4	4295.9	1556.4
2014	1523.0	5*	17*	1732.7	1076.9	2319.0	553.3	235.8	948.7	4*	79.7	1794.1
2015	737.3	477.0	625.4	738.2	353.7	898.4	860.4	259.5	1065.7	1280.6	354.0	1343.8
2016	211.1	592.7	1802.9	1246.3	119.2	0.0	810.9	33.6	108.2	2433.4	330.8	635.5
Média	1148.4	429.8	939.1	912.5	344.2	596.3	547.1	234.1	1128.9	918.0	1070.5	1483.2
DP <sup>1</sup>	1194.0	174.2	1028.1	610.7	347.4	764.6	277.9	293.6	720.5	838.3	1596.9	918.2
CV % <sup>2</sup>	104.0	40.5	109.5	66.9	100.9	128.2	50.8	125.4	63.8	91.3	149.2	61.9
Máximo	3547.6	592.7	2586.3	1732.7	1076.9	2319.0	860.4	795.2	2089.3	2433.4	4295.9	3048.4
Mínimo	175.1	119.4	0.0	0.0	119.2	0.0	79.3	33.6	108.2	69.2	79.7	521.0

987

\* Número de dias no mês que apresentaram falhas nos registros de I, sendo excluído da análise o respectivo mês.

988

<sup>1</sup> Desvio padrão entre os valores mensais em mm

989

<sup>2</sup> Coeficiente de variação em porcentagem.

990

991

Tabela 3. Índice EI<sub>30</sub> mensal obtido a partir do BD-2 em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>.

Ano/Mês	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Fator R <sup>3</sup>
2002	177.0	114.7	212.7	499.6	1623.2	1572.4	621.4	1115.1	844.0	1098.2	825.6	1096.5	9800.5
2003	627.1	496.9	27.8	987.8	639.0	630.0	2122.8	161.1	28.4	1883.2	359.3	1960.5	9923.9
2004	0.0	723.4	128.0	749.2	398.3	442.4	756.7	20.8	1082.3	1020.0	1004.3	447.2	6772.6
2005	866.2	133.0	680.6	817.0	1504.1	1405.6	778.0	833.5	473.9	1948.8	205.9	451.4	10097.9
2006	0.0	574.9	902.3	286.8	359.9	1357.4	1873.0	272.1	431.4	160.4	1215.8	141.9	7576.0
2007	1300.2	471.7	651.6	285.6	1315.2	0.0	1430.8	660.3	2296.5	365.4	1695.4	500.6	10973.3
2008	50.6	0.0	109.5	405.8	1032.4	429.8	251.9	914.2	595.0	2464.2	476.5	263.6	6993.5
2009	399.1	581.3	0.0	0.0	442.7	0.0	215.3	234.1	1804.6	515.3	1070.5	1483.2	6745.9
2010	3547.6	370.6	473.8	1094.2	133.9	415.3	756.4	44.0	1128.9	69.2	647.2	521.0	9202.2
2011	2158.2	119.4	2586.3	1604.2	161.7	354.9	556.9	234.1	1128.9	918.0	1070.5	1483.2	12376.2
2012	175.1	437.9	146.1	373.3	121.6	120.4	544.2	36.3	2089.3	665.0	715.4	3048.4	8473.0
2013	436.2	429.8	939.1	511.1	344.2	662.1	79.3	795.2	756.8	544.4	4295.9	1556.4	11350.5
2014	1523.0	429.8	939.1	1732.7	1076.9	2319.0	553.3	235.8	948.7	918.0	79.7	1794.1	12550.1
2015	737.3	477.0	625.4	738.2	353.7	898.4	860.4	259.5	1065.7	1280.6	354.0	1343.8	8994.0
2016	211.1	592.7	1802.9	1246.3	119.2	0.0	810.9	33.6	108.2	2433.4	330.8	635.5	8324.6
Média	813.9	396.9	681.7	755.5	641.7	707.2	814.1	390.0	985.5	1085.6	956.4	1115.2	9343.6
DP <sup>1</sup>	980.6	210.6	714.4	499.6	526.7	681.5	578.4	368.2	662.5	774.6	1022.5	799.6	1912.7
CV % <sup>2</sup>	120.5	53.1	104.8	66.1	82.1	96.4	71.0	94.4	67.2	71.4	106.9	71.7	20.5
Máximo	3547.6	723.4	2586.3	1732.7	1623.2	2319.0	2122.8	1115.1	2296.5	2464.2	4295.9	3048.4	12550.1
Mínimo	0.0	0.0	0.0	0.0	119.2	0.0	79.3	20.8	28.4	69.2	79.7	141.9	6745.9

992

<sup>1</sup> Desvio padrão entre os valores mensais em mm

993

<sup>2</sup> Coeficiente de variação em porcentagem.

994

<sup>3</sup> Fator R em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>.

## 5 DISCUSSÃO GERAL

O índice  $EI_{30}$  é amplamente utilizado para representar o potencial erosivo das chuvas. No entanto, a sua medição depende do monitoramento de propriedades da chuva em alta frequência para conhecer a variabilidade da energia cinética (E) e da intensidade de chuva (I) durante eventos, especialmente para ambientes com rápida resposta chuva-vazão-sedimentos. O cálculo do  $EI_{30}$ , portanto, depende da quantificação da E. Todavia, a medida da E é a que apresenta maior dificuldade de quantificação direta, embora existam equipamentos capazes de medir, esses implicam em maiores custos financeiros (FORNIS; VERMEULEN; NIEUWENHUIS, 2005). Portanto, a estimativa de E e I, a partir de medidas mais facilmente obtidas, é uma estratégia para analisar o comportamento do  $EI_{30}$  ao longo do tempo.

Dessa forma, no artigo 1, buscou-se medir a E e a I, propondo uma equação que explicasse a E a partir da I (Equação 7, Artigo 1). Além disso, verificou-se a aplicabilidade de equações utilizadas na literatura internacional que estimam a E (Figura 4, Artigo 1). Assim, com aproximadamente dois anos de registros de I e E em intervalos de 10 minutos, foi possível estabelecer índices de correlação entre as duas variáveis, sendo que a I apresenta boa capacidade explicativa para a E, e com elevado coeficiente de determinação entre as variáveis ( $R^2=0,956$ ). Importante ressaltar que, no artigo 2, a equação obtida no artigo 1 foi atualizada (Equação 15, Artigo 2), adicionando-se pares de dados de I e E medidos durante o ano de 2016. Os coeficientes da equação previamente estabelecida foram minimamente alterados, provando a consistência dos resultados obtidos no artigo 1 (Equação 15, Artigo 2).

Além disso, no artigo 1, avaliou-se a eficiência de modelos da literatura comparando a E estimada com a E medida, verificando que essas apresentam resultados similares aos medidos. No entanto, o modelo que estimou a E mais próximo ao medido foi a equação de Wischmeier e Smith (1958) convertida para o sistema internacional de unidades por Foster et al. (1981). Outros modelos avaliados apresentaram maior diferença em relação ao valor medido, tanto na análise de energia acumulada como na pontual para os diferentes valores de I. Portanto, verifica-se que o coerente é conhecer qual o modelo representa determinada região, já que as características físicas da chuva podem ser diferentes entre as regiões climáticas e geográficas (VAN DIJK; BRUIJNZEEL; ROSEWELL, 2002).

A estimativa da E a partir da I é uma alternativa quando não há disponibilidade de dados de E medida. No entanto, deve-se tomar cuidado na escolha dos modelos para estimativa dessa, pois, como já apresentado na literatura (ANGULO-MARTÍNEZ; BARROS, 2015; VAN DIJK; BRUIJNZEEL; ROSEWELL, 2002), foi verificado que há diferenças entre a E medida com a estimada por alguns modelos da literatura. O monitoramento e quantificação de variáveis para a análise de processos é essencial para identificação dos fatores. Nesse sentido, esse trabalho verificou que a aplicação de modelos para estimativa da E a partir da I obtidos em outros locais pode gerar incertezas na estimativa da E de eventos de chuva. Também foi verificado que algumas equações amplamente utilizadas para estimar a E a partir da I, como as do modelo RUSLE e RUSLE2, não são eficientes para qualquer local. No entanto, são poucos os trabalhos que verificam a aplicabilidade desses modelos antes de serem utilizados em seus estudos. No Brasil, Wagner e Massambani (1988) verificaram que não havia diferenças entre a equação de Wischmeier e Smith (1958) e a que ele obteve de forma localizada na região de São Paulo. Em geral, dados ou informações das características das chuvas ainda são bastante restritas no Brasil como um todo.

No artigo 1 também foi estudado a eficiência das características físicas da chuva P,  $I_{30}$  e E em explicar as variáveis hidrossedimentológicas na escala de bacia hidrográfica. Dentre as relações observadas, a P e E apresentaram melhor capacidade explicativa para a vazão de pico ( $Q_{\text{peak}}$ ) e a  $Q_{\text{peak}}$  multiplicada pelo escoamento superficial total ( $Q_{\text{tot}}$ ), assim como foram mais eficientes na explicação da produção de sedimentos (PS) em relação a variável  $I_{30}$ . Entretanto, ao analisar isoladamente as características físicas da chuva com as hidrossedimentológicas, esperava-se uma correlação explicativa entre  $I_{30}$  e  $Q_{\text{peak}}$  e  $Q_{\text{peak}}/Q_{\text{total}}$ , já que os modelos da família USLE consideram sub-modelos empíricos para o fator R onde relações empíricas tendem a existir entre a E e a quantidade de escoamento superficial, e entre o pico de escoamento e a  $I_{30}$  (KINNELL, 2010). Isso ocorre porque, é a intensidade de chuva relacionada com a taxa de infiltração básica de água no solo a responsável pela formação do escoamento superficial. Desse modo, a  $I_{30}$  representa um grande volume de chuva disponível para escoar superficialmente, o qual tende a ser maior quanto mais próximo da saturação o solo se encontrar.

A E é considerada a propriedade que fornece energia para ocorrer a desagregação inicial no processo erosivo devido à dissipação da energia em solo desnudo. Todavia, a E não apresentou boa correlação com a  $SSC_{\text{peak}}$ , mas sim com a

produção de sedimentos, sendo esta uma função da concentração de sedimentos em suspensão com o escoamento superficial durante um determinado tempo. No entanto, a  $I_{30}$  foi a que melhor explicou o pico de concentração de sedimentos ( $SSC_{peak}$ ), o que pode ser devido à capacidade da enxurrada em desagregar e transportar sedimentos. Então, podemos constatar que, em relação à perda de solo, a combinação da E com a  $I_{30}$ , ou seja, o índice de erosividade da chuva ( $EI_{30}$ ), seja um bom indicador dos processos erosivos, mesmo sabendo que muitos outros processos podem interferir nessa relação, processos como a formação do escoamento superficial, deposição de sedimentos na paisagem, dentre outros.

Devido à importância do  $EI_{30}$  em estudos de processos erosivos, buscou-se quantificar esta variável em uma bacia hidrográfica experimental, na qual já foram desenvolvidos diferentes estudos relacionados ao processo erosivo (BARROS, 2016; MINELLA; WALLING; MERTEN, 2008; OLIVEIRA, 2010; TIECHER et al., 2016). Além disso, índices foram propostos para a estimativa do  $EI_{30}$  na região de Arvorezinha a partir de variáveis pluviométricas em escala diária.

No artigo 2, o  $EI_{30}$  anual encontrada para o local classifica o índice como de erosividade forte ( $9,344 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}\text{ano}^{-1}$ ) (CARVALHO, 2008). Não há grande variação na distribuição mensal do  $EI_{30}$ ; no entanto, observa-se que, nos meses de setembro e outubro, as chuvas tendem a ser mais erosivas, apesar de o artigo 1 indicar uma leve tendência de chuvas com maior energia nos meses de outono e inverno.

No artigo 2, apresentam-se modelos para estimativa do  $EI_{30}$  a partir de variáveis pluviométricas em escala diária (Equações 16, 17 e 18, Artigo 2). Apenas a precipitação acumulada não é capaz de explicar o  $EI_{30}$ ; logo, os modelos baseados no coeficiente de chuva (Modelo A) e na precipitação mensal (Modelo B), não apresentaram uma boa correlação com o  $EI_{30}$  medido. Um terceiro modelo testado (Modelo C), que considera duas variáveis da chuva, apresentou melhores índices estatísticos em relação aos outros dois modelos (Modelo C -  $R^2= 0.64$ ; Modelo A -  $R^2= 0.55$ ; Modelo B  $R^2= 0.53$ ). A primeira variável é em relação às chuvas erosivas, ou seja, o Modelo C considera a soma da precipitação diária no mês, para os dias com P maior que 10 mm. Desse modo, o modelo C elimina possíveis eventos de chuva que não são considerados erosivos. A segunda variável é o número de dias no mês com P maior que 10 mm, o qual permite uma aproximação do tempo em que determinado volume de chuva precipitou.

Além dos modelos estabelecidos a partir dos valores observados no local para estimativa do  $EI_{30}$ , foram avaliadas equações ajustadas para algumas cidades da região

sul do Brasil. Conforme a distribuição espacial das chuvas no RS, a qual é diferente dentro do estado, a erosividade poderá ser influenciada. Assim essas equações testadas tem o propósito de avaliar o uso de equações desenvolvidas em caráter local para outra região no RS. Dentre as equações pré-estabelecidas para outras localidades do estado, a equação de Cassol et al. (2007) para o município de Ijuí, onde foi encontrado um valor de R igual a  $8,825 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ , é a que apresentou resultados mais próximos aos observados em Arvorezinha. O município de Ijuí situa-se na região Agroclimática do Planalto Médio e Arvorezinha encontra-se na transição entre o Planalto Médio e a região Agroclimática da Serra do Nordeste (RIO GRANDE DO SUL, 1994), enquanto os outros modelos foram gerados em regiões agroclimáticas distintas, o que pode ter justificado o comportamento em relação aos dados observados. As outras quatro equações apresentaram piores desempenhos estatísticos, sendo algumas consideradas inconsistentes, pois os valores de COE foram menores que zero. Dessa forma, fica evidente a dependência de estimar o  $EI_{30}$  com dados que envolvam as características de clima e/ou da chuva de determinada região.

Por fim, verifica-se que o  $EI_{30}$ , assim como a P acumulada mensalmente, apresenta grandes oscilações, sendo verificados extremos de volumes acumulados na escala inter e intra anual. Isso pode ser um efeito das mudanças climáticas, o que traz um aumento do  $EI_{30}$  devido à ocorrência de grandes volumes de chuvas em pouco tempo (SHOLAGBERU et al., 2016). A partir dos dados observados, verifica-se um grande coeficiente de variação entre as médias mensais, tanto de P, como de  $EI_{30}$  e De, tornando necessário seguir os estudos por maiores períodos e verificar se o padrão de chuva observado denota um possível comportamento das chuvas no futuro. Nesse contexto, o monitoramento das características da chuva ao longo do tempo formando séries longas e históricas é de grande importância, pois permitirá obter dados quantitativos acerca do impacto do clima sob outros processos, como a erosão do solo.

## 6 CONCLUSÕES GERAIS

No artigo 1 foi possível definir um modelo para estimativa da E a partir da I, com elevado coeficiente de determinação. No entanto, a relação entre as duas variáveis não é significativamente afetada pela sazonalidade das chuvas e pela magnitude do evento de chuva-vazão. Comparando a E medida com a estimada por diferentes equações da literatura, verificou-se que as equações propostas por Wischmeier e Smith (1958), RUSLE2 (USDA-ARS, 2013) e van Dijk et al. (2002) para estimar a E apresentaram resultados mais próximos ao observado, enquanto que a equação de Brown e Foster (1987), a qual é indicada no modelo RUSLE, tende a subestimar a E acumulada durante os eventos de chuva. A energia cinética é uma variável de forte impacto nos processos de erosão como apresentado neste trabalho. A E apresentou boa relação com as variáveis hidrossedimentológicas, dentre elas o pico de escoamento superficial, volume de escoamento superficial multiplicado pelo pico de escoamento e com a produção de sedimentos, indicando sua contribuição para a modelagem dos processos.

No artigo 2 foi quantificado o  $EI_{30}$  para a cidade Arvorezinha/RS, onde foi encontrado um valor anual equivalente a  $9,344 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}\text{ano}^{-1}$ , valor que o classifica como forte. Assim como os volumes de chuva, o  $EI_{30}$  é bem distribuído ao longo do ano, sendo que os meses de setembro e outubro tendem a concentrar maiores valores de  $EI_{30}$ . Também foram estabelecidas relações entre o  $EI_{30}$  medido e índices pluviométricos, e proposto um modelo para estimar o  $EI_{30}$  a partir de registros de chuva acumulada na escala diária, sendo a Equação 18 do artigo 2 a que apresentou maior capacidade em estimar o  $EI_{30}$ . Equações definidas em outras localidades do estado para estimativa do  $EI_{30}$  não foram apropriadas para representar a erosividade de Arvorezinha, comprovando o efeito climático e regional na definição das características da chuva. Assim, fica evidente que o  $EI_{30}$  não é dependente apenas da P (precipitação acumulada), mas também de outras variáveis que dependem das condições climáticas, como a E e I. A continuação do monitoramento e novos estudos em outros locais, são necessários caracterizar adequadamente o  $EI_{30}$ , verificando o efeito das mudanças climáticas e das características da chuva sobre o comportamento do  $EI_{30}$ .

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANGULO-MARTÍNEZ, M.; BARROS, A. P. Measurement uncertainty in rainfall kinetic energy and intensity relationships for soil erosion studies: An evaluation using PARSIVEL disdrometers in the Southern Appalachian Mountains. **Geomorphology**, v. 228, p. 28–40, 2015.

ARNOLDUS, H. M. J. **Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco**. Rome: [s.n.]. Disponível em: <[http://www4.fao.org/cgi-bin/faobib.exe?rec\\_id=201961&database=faobib&search\\_type=link&table=mona&back\\_path=/faobib/mona&lang=eng&format\\_name=EFMON](http://www4.fao.org/cgi-bin/faobib.exe?rec_id=201961&database=faobib&search_type=link&table=mona&back_path=/faobib/mona&lang=eng&format_name=EFMON)>.

BARROS, C. A. P. DE. **Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de sedimentos em uma pequena bacia rural**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, 2016.

BROWN, L. C.; FOSTER, G. R. Storm erosivity using idealized intensity distributions. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, v. 30, n. 2, p. 379–386, 1987.

CARVALHO, N. DE O. **Hidrossedimentologia Prática**. 2ª Edição ed. Rio de Janeiro: [s.n.].

CASSOL, E. A. et al. Erosividade e padrões hidrológicos das chuvas de Ijuí (RS) no período de 1963 a 1993. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 15, n. 3, p. 220–231, 2007.

FORNIS, R. L.; VERMEULEN, H. R.; NIEUWENHUIS, J. D. Kinetic energy-rainfall intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies. **Journal of Hydrology**, v. 300, n. 1–4, p. 20–32, 2005.

FOSTER, G. R. et al. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 36, n. 6, p. 355–359, 1981.

KINNELL, P. I. A. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. **Journal of Hydrology**, v. 385, n. 1–4, p. 384–397, maio 2010.

LAWS, O. J.; PARSONS, D. A. The relation of raindrop-size to intensity. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 24, p. 452–460, 1943.

LÖFFLER-MANG, M.; JOSS, J. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 2, p. 130–139, 2000.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). **Bragantia**, v. 51, n. 2, p. 189–196, 1992.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas**

**para o território brasileiro ao longo do século XXI.** [s.l: s.n.].

MCISAAC, G. F. Apparent Geographic and Atmospheric Influences on Raindrop Sizes and Rainfall Kinetic-Energy. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 45, n. 6, p. 663–666, 1990.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. The expansion of Brazilian agriculture: Soil erosion scenarios. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 1, n. 3, p. 37–48, 2013.

MINELLA, J. P. G.; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Combining sediment source tracing techniques with traditional monitoring to assess the impact of improved land management on catchment sediment yields. **Journal of Hydrology**, v. 348, n. 3–4, p. 546–563, 2008.

MORGAN, R. P. C. **Soil Erosion & Conservation**. 3<sup>o</sup> Edition ed. [s.l.] Blackwell Publishing Ltd, 2005.

NEARING, M. A.; PRUSKI, F. F.; O'NEAL, M. R. **Expected climate change impacts on soil erosion rates: A review** **Journal of Soil and Water Conservation**, 2004. Disponível em: <<http://www.jswconline.org/content/59/1/43.abstract>>

OLIVEIRA, F. P. DE. **Modelagem do escoamento superficial e da erosão hídrica em bacia rural em Arvorezinha, RS, utilizando o WEPP**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2010.

RENARD, K. G. et al. RUSLE: Revised universal soil loss equation. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 46, n. 1, p. 30–33, 1991.

RENARD, K. G.; FREIMUND, J. R. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. **Journal of Hydrology**, v. 157, n. 1–4, p. 287–306, 1994.

RIO GRANDE DO SUL, S. DAA. E DO A. **Macrozoneamento agroecológico e econômico do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: [s.n.].

SHOLAGBERU, A. T. et al. Evaluation of rainfall-runoff erosivity factor for cameron highlands, Pahang, Malaysia. **Journal of Ecological Engineering**, v. 17, n. 3, p. 1–8, 2016.

TIECHER, T. et al. Tracing sediment sources in a subtropical rural catchment of southern Brazil by using geochemical tracers and near-infrared spectroscopy. **Soil and Tillage Research**, v. 155, p. 478–491, 2016.

TRENBERTH, K. Changes in precipitation with climate change. **Climate Research**, v. 47, n. 1, p. 123–138, 31 mar. 2011.

USDA-ARS. Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE 2). **Science Documentation, USDA-Agricultural Research Service**, v. 2, n. Version 2, p. 1–355, 2013.

VAN DIJK, A. I. J. .; BRUIJNZEEL, L. .; ROSEWELL, C. . Rainfall intensity–

kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. **Journal of Hydrology**, v. 261, n. 1–4, p. 1–23, abr. 2002.

WAGNER, C. S.; MASSAMBANI, O. Análise da relação intensidade de chuva: energia de Wischmeier & Smith e sua aplicabilidade à região de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 12, n. 3, p. 197–203, 1988.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Rainfall energy and its relation to soil loss. **Transactions of the American Geophysical Union**, n. 39, p. 285–291, 1958.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide To Conservation Planning. **Agriculture Handbook No. 537**, n. 537, p. 69, 1978.

## ANEXO

### Princípio de funcionamento do disdrômetro OTT Parsivel<sup>2</sup>.

O OTT Parsivel<sup>2</sup> é um disdrômetro baseado num laser óptico capaz de medir simultaneamente o tamanho e velocidade de partículas sólidas e líquidas individualmente. A partir destas duas informações é possível derivar outras informações como: tamanho do espectro, tipo de precipitação (neblina, chuvisco, chuva, nevasca, granizo e a combinação destas), energia cinética, intensidade da chuva, refletividade do radar e visibilidade.

De forma simplificada, o disdrômetro OTT Parsivel<sup>2</sup> é composto por duas lentes, uma emissora e outra receptora protegidas com um sistema que evita a interferência de respingos, por entre as quais cruza um feixe de laser (Figura 1).

Figura 1. Disdrômetro OTT Parsivel<sup>2</sup> no local de operação.

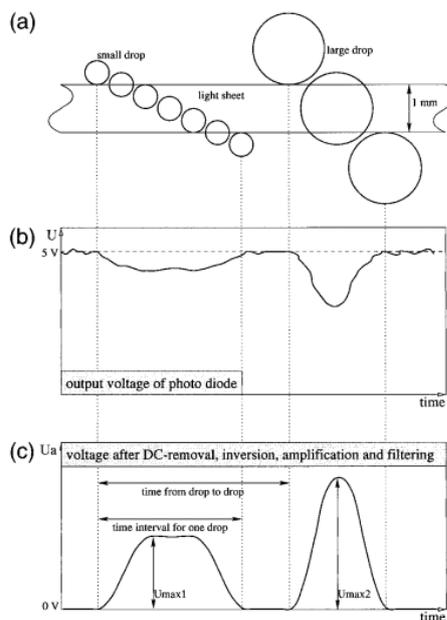


Fonte: arquivo pessoal.

O feixe de laser possui uma área de 54 cm<sup>2</sup> (3 x 18 cm) com 1 mm de espessura. O sinal do laser é convertido em tensão por um fotodiodo, sendo que ao passar uma partícula por entre as lentes, há uma redução da intensidade do sinal. Na ausência de partículas interrompendo a passagem do sinal, o receptor produz um sinal de 5 Volts na saída do sensor, sendo que a voltagem decresce linearmente de acordo com a fração do

feixe de luz que é bloqueada. Na figura 2 é apresentado um esquema do efeito da passagem de partículas com diferentes tamanhos. A amplitude do desvio no sinal corresponde ao tamanho da partícula e o tempo deste sinal permite estimar a velocidade da partícula. Ajustes são realizados pelo software que permite calcular exatamente a entrada e saída de cada partícula do feixe de laser (LÖFFLER-MANG; JOSS, 2000).

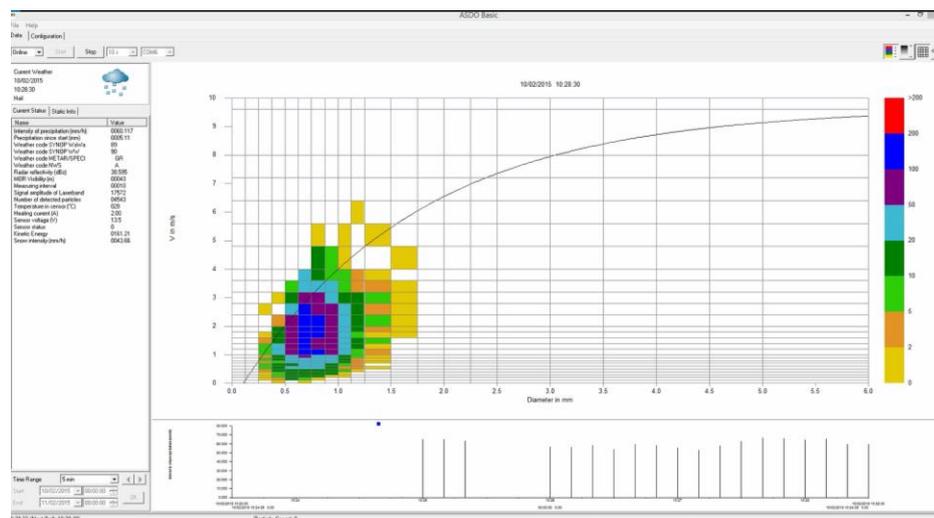
Figura 2. Sinal emitido pela passagem das partículas através do feixe de laser. (a) Pequenas e grandes partículas, (b) sinal bruto oriundo do sensor e (c) sinal amplificado depois da segmentação para fins de medição.



Fonte: Löffler-Mang e Joss, 2000.

As informações podem ser registradas em intervalos de segundo, desde que conectado a um datalogger. Também é possível registrar graficamente a distribuição de tamanho e velocidade de gotas, como exemplificado na Figura 3. Para isso, faz-se necessário a conexão com um computador, via USB, e do software ASDO que permite a visualização instantânea dos dados.

Figura 3. Visualização instantânea por meio do software ASDO.



Fonte: Arquivo pessoal.