

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

**DINÂMICA DOS ESCOAMENTOS NA MODELAGEM DA  
PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM UMA PEQUENA BACIA RURAL**

Cláudia Alessandra Peixoto de Barros

Santa Maria, RS

2016



**PPGCS/UFSM, RS BARROS, Cláudia Alessandra Peixoto de Doutora 2016**



**Cláudia Alessandra Peixoto de Barros**

**DINÂMICA DOS ESCOAMENTOS NA MODELAGEM DA PRODUÇÃO  
DE SEDIMENTOS EM UMA PEQUENA BACIA RURAL**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Biodinâmica e Manejo do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Ciência do Solo**.

Orientador: Prof. Dr. Jean Paolo Gomes Minella

Santa Maria, RS

2016

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

Barros, Claudia Alessandra Peixoto  
DINÂMICA DOS ESCOAMENTOS NA MODELAGEM DA PRODUÇÃO DE  
SEDIMENTOS EM UMA PEQUENA BACIA RURAL / Claudia  
Alessandra Peixoto Barros.-2016.  
195 f.; 30cm

Orientador: Jean Paolo Gomes Minella  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-  
Graduação em Ciência do Solo, RS, 2016

1. Escoamento subsuperficial 2. Produção de sedimentos  
3. Traçador geoquímico 4. Modelagem matemática 5. Bacia  
Hidrográfica I. Minella, Jean Paolo Gomes II. Título.

---

© 2016 Todos os direitos autorais reservados a Cláudia Alessandra Peixoto de Barros.

A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

E-mail: [dinhaufsm@gmail.com](mailto:dinhaufsm@gmail.com)

**Cláudia Alessandra Peixoto de Barros**

**DINÂMICA DOS ESCOAMENTOS NA MODELAGEM DA PRODUÇÃO  
DE SEDIMENTOS EM UMA PEQUENA BACIA RURAL**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Biodinâmica e Manejo do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Ciência do Solo**.

**Aprovada em 01 de março de 2016:**

---

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

---

Gustavo Henrique Merten, Dr. (UM)

---

Rutinéia Tassi, Dra. (UFSM)

---

José Miguel Reichert, Dr. (UFSM)

---

Dalvan José Reinert, Dr. (UFSM)

Santa Maria, RS

2016





**Dedico...**

À minha avó Olivia Peixoto (*in memoriam*).

Vó querida, dedico esse trabalho à você, minha grande incentivadora.

“Tudo posso naquele que me fortalece”.

“Para Deus, nada é impossível”.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente e sempre, a Deus pelo dom da vida e por ter proporcionado tantas oportunidades maravilhosas, sendo este momento um grande passo na minha vida.

Agradeço à minha família pelo apoio sempre prestado durante minhas decisões e escolhas nessa trajetória. Foram muitos momentos de ausência junto à família, para que o meu sonho e objetivo fossem alcançados.

Agradeço à Universidade Federal de Santa Maria pelo ensino público e de qualidade, desde minha graduação até o presente momento. Foram longos e maravilhosos 11 anos.

Agradeço aos professores do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da UFSM pelos ensinamentos e conversas durante os seis anos de pós-graduação.

Agradeço ao professor, orientador e amigo Jean P. G. Minella por toda orientação prestada, paciência, ajuda e momentos de amizade. Sou muito grata a todo ensinamento e confiança, levarei seus ensinamentos sempre comigo!

Agradeço ao professor Gerard Govers, KU Leuven e à CAPES-PSDE, por terem me proporcionado uma grande experiência pessoal e profissional e a oportunidade de conviver, durante oito meses, com um grupo de excelência na área de erosão em nível mundial, bem como o suporte financeiro proporcionado pelo governo brasileiro. Espero recompensar todo o investimento público a mim destinado.

Agradeço aos membros da banca, professor Gustavo H. Merten, Rutinéia Tassi, Paulo I. Gubiani e José M. Reichert, não somente por fazerem parte deste momento importante, mas também porque cada um dos professores tiveram uma participação especial na minha formação. Agradeço, também, ao professor Dalvan J. Reinert, meu orientador inicial do doutorado, por acreditar no meu trabalho junto ao professor Jean e, assim, ceder minha orientação a este. Além disso, ele fez parte de toda minha formação, desde o início, em 2007, na física do solo.

Agradeço aos moradores da comunidade Cândido Brum, Arvorezinha/RS, pela hospitalidade e ensinamentos passados. Agradeço, em especial, à família do Sr. Orestes Civa, que sempre foi muito prestativa aos trabalhos de pesquisa, auxiliando no campo, e, principalmente, pelo carinho que sempre tiveram comigo.

Agradeço aos colegas, amigos e ao funcionário Flávio Fontinelli – Fonti do Laboratório de Física do Solo, com quem convivi desde 2007, quando iniciei a pesquisa no laboratório, pelos momentos de amizade, coleguismo e pelos ensinamentos; seriam muitos nomes a citar, e,

para não esquecer nenhum amigo, prefiro aqui deixar como os amigos que conviveram comigo por todo esse tempo. São muitos momentos que guardo com muito carinho!

Agradeço aos colegas e funcionários do programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo pelos ensinamentos e amizade.

Agradeço, em especial, ao Grupo das Bacias Hidrográficas, que se formou ao longo do desenvolvimento deste trabalho. Foram trocas de conhecimento, ajuda em laboratório e campo, bem como momentos de descontração. Desde o início do grupo, em março de 2010, até o presente momento, tive a oportunidade de conviver com um grupo que sempre prezou pelo trabalho, em que um feriado, uma noite fria ou um final de semana com chuva eram nossa missão e vocação.

Agradeço, em nome da minha amiga Cristiele Spat, aos meus amigos de convívio pessoal, que sempre me ajudaram, escutaram e apoiaram as minhas decisões, os quais fizeram, desse percurso, uma caminhada mais feliz e alegre.

Agradeço, imensamente, ao meu colega, meu “bem”, Rafael Ramon, por toda ajuda no campo, no laboratório, na análise de dados e discussões sobre nossos trabalhos, incluindo a tese. Além disso, agradeço por todo o carinho e conselhos durante nossos cinco anos de namoro e de coleguismo junto ao grupo de pesquisa. Em muitos dos resultados alcançados, durante a trajetória, ele fez parte ativamente, sempre acreditando em mim!

Sou uma pessoa muito abençoada por ter chegando até aqui. Sei que Deus ainda tem coisas maravilhosas para mim; por isso, devo sempre agradecer. Agradeço a todas as oportunidades que tive e pude desfrutar durante minha formação profissional.

A Deus e a todos que acreditaram em mim, muito obrigada!

## RESUMO

### **Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de sedimentos em uma pequena bacia rural**

AUTORA: Cláudia Alessandra Peixoto de Barros

ORIENTADOR: Jean Paolo Gomes Minella

Os modelos baseados em processos espacialmente distribuídos descrevem a erosão e a produção de sedimentos utilizando uma abordagem física dos mecanismos. Em geral, esses modelos exigem alta qualidade nos dados de entrada, descrição da paisagem, inserção dos processos físicos envolvidos, entre outros. Assim, não é raro encontrarmos modelos que, por alguma dificuldade operacional, não se ajustem bem aos processos naturais. Dessa forma, o objetivo do estudo foi compreender a dinâmica hidrológica e sedimentológica da bacia experimental de Arvorezinha/RS, para definir os condicionantes da modelagem matemática que geram a superestimava na modelagem da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimentos (PS). O estudo ocorreu na bacia experimental de Arvorezinha, sul do Brasil, com área de drenagem de 1,23km<sup>2</sup>. Juntamente ao monitoramento hidrossedimentológico, houve a inserção da análise de solutos por meio do silício dissolvido (Sid) e particulado durante eventos e entre eventos de precipitação. O monitoramento com Sid foi realizado para compreender o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica, bem como auxiliar na separação dos escoamentos. A modelagem matemática do processo erosivo foi realizada com o modelo LISEM para os nove eventos monitorados com Sid. Além disso, foi realizada uma análise dos eventos extremos e das variáveis respostas, principalmente a PS, entre 2010 e 2015. Os anos de 2014 e 2015 foram os mais chuvosos desde 2010, com, aproximadamente, 2.500mm ao ano. Os eventos monitorados com Sid permitiram concluir que os escoamentos subsuperficiais possuem a maior contribuição de água no hidrograma durante o evento de precipitação, principalmente em eventos que ocorrem no outono-inverno e de baixa-média magnitude. Além disso, pôde-se verificar o efeito de diluição que ocorre durante os eventos, isto é, com o aumento da descarga líquida, a concentração de Sid reduz. Isso reflete-se na concentração de sedimentos em suspensão (Css), pois, havendo o evento, a Css de origem do escoamento superficial será diluída nos escoamentos subsuperficiais, uma vez que, conforme o estudo aqui realizado, esses movimentos de água mais lentos apresentam um papel muito importante no hidrograma (foi superior ou próximo a 50% do volume total). Portanto, a modelagem do processo erosivo na bacia experimental de Arvorezinha é significativamente influenciada pela contribuição dos fluxos lentos (subsuperficial e subterrâneo), uma vez que o modelo simula o escoamento rápido (superficial). Desse modo, o uso do modelo LISEM em áreas com a presença de escoamentos de menor velocidade pode ser limitado; por isso, é necessário cuidado ao obter conclusões sobre o uso do modelo e a capacidade do mesmo em representar os processos hidrossedimentológicos.

Palavras-chave: traçador geoquímico, escoamentos subsuperficiais, modelagem matemática, produção de sedimento.



## ABSTRACT

### **Dynamics of flow in the modeling of sediment yield in a small rural catchment**

AUTHOR: Cláudia Alessandra Peixoto de Barros

ADVISOR: Jean Paolo Garcia Minella

The models based on spatially distributed processes describe erosion and sediment yield using a physical approach of the mechanisms. In general, these models require high quality input data, description of the landscape, insertion of the physical processes involved, among others. Thus, it is not uncommon to find models that due to some operational difficulty do not fit well in the natural processes. Therefore, the objective of this study was to understand the hydrological and sedimentological dynamics of the Arvorezinha/RS experimental catchment in order to set the constraints of mathematical modeling that generate the overestimation in modeling the suspended sediment concentration (SSC) and sediment yield (SY). The study took place in the Arvorezinha experimental catchment, located in southern Brazil, which possesses a total drainage area of 1.23km<sup>2</sup>. Along with hidrossedimentological monitoring, there was an insertion of solute analysis through dissolved silicon (Sid) and particulate during and between precipitation events. This was carried out to understand the hydrological behavior of the catchment as well as assist in flow separation. The mathematical modelling of the erosive process was done with the LISEM model for the nine events monitored with Sid. In addition, we conducted an analysis of extreme events and variables responses, especially for SY, between 2010 and 2015. The years of 2014 and 2015 were the wettest since 2010, which had around 2.500mm of rain. The events monitored with Sid led us to conclude that the sub-surface flows have the biggest contribution during the event of precipitation, especially in events that take place in autumn-winter and low-average magnitude. Furthermore, it was possible to observe the effect of dilution that occurs during the events, that is, as liquid discharge increases, the concentration of Sid reduces. This is reflected in the suspended sediment concentration, because, as the event occurs, the SSC resulting from the surface flow will be diluted in the subsurface flow. Because, according to the present study, these water movements with lower speeds have a very important role in the hydrograph (it was higher than or close to 50% of the total volume). Therefore, the modeling of the erosive process is significantly influenced by the contribution of the slow flows (subsurface and groundwater flow), given that the model simulates the quick flow (superficial). In this way, LISEM model usage in areas with lower flow speeds can be limited; consequently, a greater level of care is required when concluding on the use of the model and their capacity to represent the hidrossedimentological processes.

Keywords: geochemical tracer, subsurface flows, mathematical modeling, sediment yield.





## LISTA FIGURAS

Figura 1 – Distinção entre a erosão, erosão do solo e produção de sedimentos.....	32
Figura 2 – Desenho esquemático indicando as três metodologias de separação do escoamento segundo análise gráfica do hidrograma .....	46
Figura 3 – Fluxograma das principais atividades, em sequência, do trabalho de tese .....	50
Figura 4 – Localização e instrumentação da bacia experimental de Arvorezinha .....	52
Figura 5 – (a) Classes de solos; (b) Uso e manejo do solo atual 2014 - 2015.....	53
Figura 6 – Características de manejo e solo na área de estudo: (a) detalhe da lavoura de tabaco com a construção do camalhão, (b) camada argilosa que desfavorece a continuidade do fluxo, (c) detalhe da superfície do solo com presença de pedregulhos e cascalhos.....	54
Figura 7 – Curvas de calibração estabelecidas durante o período de estudo.....	57
Figura 8 – Ilustração da entrada de dados necessários no modelo LISEM, a partir das informações obtidas a campo, literatura e laboratório.....	59
Figura 9 – Componentes da interceptação.....	62
Figura 10 – Opções para obter a energia cinética da gota da chuva pelo modelo LISEM.....	69
Figura 11 – Hietograma, hidrograma e amostragens para determinação do Si durante e entre eventos, para o período de 2011 a 2014 .....	73
Figura 12 – Gráficos representativos dos principais padrões de laço de histerese.....	76
Figura 13 – Montagem da base do GPS-RTK.....	82
Figura 14 – Levantamento a campo com rover .....	83
Figura 15 – Mapas finais na mesma base cartográfica utilizando os dados de base SRTM, com o uso do GPS-RTK em levantamento a campo .....	84
Figura 16 – Malha amostral para a determinação dos parâmetros físicos-hídricos e de superfície, na bacia experimental de Arvorezinha .....	85
Figura 17 – Disdrômetro para a medição automática da energia cinética.....	89
Figura 18 – Relação da intensidade de chuva e energia cinética para os 48 eventos monitorados entre março de 2014 e junho de 2015.....	89
Figura 19 – Curva de Retenção de água no solo não ajustada: (a) diferentes usos e manejos do solo, (b) classe de solo para a bacia experimental de Arvorezinha. ....	92
Figura 20 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2010, na bacia experimental de Arvorezinha.....	98
Figura 21 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2011, na bacia experimental de Arvorezinha.....	99
Figura 22 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2012, na bacia experimental de Arvorezinha.....	100
Figura 23 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2013, na bacia experimental de Arvorezinha.....	101
Figura 24 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2014, na bacia experimental de Arvorezinha.....	102
Figura 25 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2015, na bacia experimental de Arvorezinha.....	104
Figura 26 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 03/01/2010, na bacia experimental de Arvorezinha .....	105
Figura 27 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 25/03/2011, na bacia experimental de Arvorezinha .....	107
Figura 28 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 20/07/2011, na bacia experimental de Arvorezinha .....	107

Figura 29 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 18/09/2012, na bacia experimental de Arvorezinha.....	108
Figura 30 – Imagens que registram o evento ocorrido em setembro, os danos materiais e ambientais .....	108
Figura 31 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 20/09/2013, na bacia experimental de Arvorezinha.....	110
Figura 32 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 11/11/2013, na bacia experimental de Arvorezinha.....	110
Figura 33 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 05/06/2014, na bacia experimental de Arvorezinha.....	111
Figura 34 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 17/09/2015, na bacia experimental de Arvorezinha.....	112
Figura 35 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 08/10/2015, na bacia experimental de Arvorezinha.....	113
Figura 36 – Imagens registradas durante o evento de 07/10/2015: (a) fluxo de água concentrado, (b) canal de erosão em fase avançada, (c) lavoura em sistema convencional, (d) monitoramento do evento no canal fluvial .....	113
Figura 37 – Mapa de uso e manejo do solo, de 2010 a 2014, para a bacia experimental de Arvorezinha.....	121
Figura 38 – Relação entre a produção de sedimentos e a vazão máxima para os eventos monitorados entre 2010 e 2015 .....	122
Figura 39 – Relação entre: (a) descarga líquida (Q) e a concentração de silício particulado (Sip); (b) Sip e a concentração de sedimentos em suspensão (Css) durante os eventos monitorados entre 2011 e 2014.....	126
Figura 40 – Relação entre a descarga líquida (Q) e a concentração de silício dissolvido (Sid): (a) com a presença de um evento extremo, (b) sem a presença do evento extremo e (c) amostragem durante o escoamento de base .....	127
Figura 41 – Relação, por evento, da descarga líquida (Q) e concentração de silício dissolvido (Sid).....	128
Figura 42 – Separação do hidrograma utilizando o silício dissolvido (Sid) como traçador geoquímico natural, para cada intervalo de tempo do evento.....	133
Figura 43 – Histerese entre Sid <i>versus</i> Q: (a) evento 01/10/2011 – C3, (b) evento 12/03/2013 – A3.....	135
Figura 44 – Hidrograma do evento 13/01/2014 ilustrando a ocorrência do segundo pico ....	137
Figura 45 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 20/07/11 .....	139
Figura 46 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 01/10/11 .....	139
Figura 47 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 06/07/12.....	140
Figura 48 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 26/08/12.....	140
Figura 49 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 09/09/12.....	141
Figura 50 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 12/03/13.....	141
Figura 51 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 20/09/13.....	142
Figura 52 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 26/10/13.....	142
Figura 53 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 23/07/14.....	143
Figura 54 – Resultado da análise de sensibilidade para as variáveis e coeficientes presentes na equação da desagregação pelo impacto da gota da chuva (Ds) .....	150
Figura 55 – Hidrograma medido e simulado: (a) evento 01/10/2011; (b) evento 20/07/2011 .....	154
Figura 56 – Dispersão 1:1 da descarga líquida de origem do escoamento superficial medido <i>versus</i> simulado, para os oito eventos calibrados .....	154
Figura 57 – Visão da bacia hidrográfica Danangou, na China .....	162

## LISTA TABELAS

Tabela 1 – Características hidrossedimentológicas dos nove eventos monitorados. ....	74
Tabela 2 – Características diagnósticas utilizadas para determinar o ranking das componentes. ....	77
Tabela 3 – Obtenção dos parâmetros e mapas de entrada no modelo. ....	79
Tabela 4 – Parâmetros de vegetação.....	87
Tabela 5 – Variáveis hidrossedimentológicas e climatológicas dos eventos extremos entre 2010 e 2015 .....	115
Tabela 6 – Produção de sedimentos e precipitação mensal para os anos de 2010, 2011 e 2012, na bacia experimental de Arvorezinha. ....	117
Tabela 7 – Produção de sedimentos e precipitação mensal para os anos de 2013, 2014 e 2015, na bacia experimental de Arvorezinha. ....	119
Tabela 8 – Características hidrossedimentológicas dos nove eventos. ....	123
Tabela 9 – Variáveis hidrológicas para nove eventos utilizando duas metodologias para separação dos escoamentos. ....	124
Tabela 10 – Contribuição dos escoamentos subsuperficiais para cada evento monitorado, separados por estação do ano.....	131
Tabela 11 – Resultado da análise de histerese entre descarga líquida e silício dissolvido....	134
Tabela 12 – Parâmetros de entrada para o evento 20/07/2011 na condição de capacidade de campo - Camada superficial. ....	145
Tabela 13 – Parâmetros de entrada para o evento 20/07/2011 na condição de capacidade de campo – Camada subsuperficial. ....	146
Tabela 14 – Valores após a calibração do evento 20/07/2011. ....	147
Tabela 15 – Resultado da análise de eficiência do modelo LISEM para as variáveis hidrológicas sob o conjunto de oito eventos. ....	153
Tabela 16 – Resultado da análise de eficiência do modelo LISEM para as variáveis sedimentológicas, sob o conjunto de oito eventos.....	157
Tabela 17 – Valores medidos e os simulados pelo modelo para as variáveis hidrológicas, a partir do conjunto de dados via GPS e SRTM. ....	159
Tabela 18 – Análise da eficiência do modelo para as variáveis hidrológicas, utilizando o conjunto de dados via GPS e SRTM. ....	159
Tabela 19 – Valores medidos e os simulados pelo modelo para as variáveis sedimentológicas, a partir do conjunto de dados via GPS e SRTM.....	160
Tabela 20 – Análise da eficiência do modelo para as variáveis sedimentológicas, utilizando o conjunto de dados via GPS e SRTM. ....	160



## LISTA DE ABREVIATURAS

PS	Produção de sedimentos
Q	Descarga líquida ou vazão
C <sub>SS</sub>	Concentração de sedimentos em suspensão
S <sub>id</sub>	Concentração de silício dissolvido
S <sub>ip</sub>	Concentração de silício particulado
EC	Energia cinética da gota da chuva
Q <sub>EST</sub>	Escoamento subterrâneo
Q <sub>ESS</sub>	Escoamento subsuperficial
Q <sub>ES</sub>	Escoamento superficial
S <sub>idEst</sub>	Concentração total de silício dissolvido durante o escoamento subterrâneo
S <sub>idESS</sub>	Concentração total de silício dissolvido durante o escoamento subsuperficial
S <sub>iES</sub>	Concentração total de silício dissolvido durante o escoamento superficial
D <sub>s</sub>	Desagregação do solo pelo impacto da gota da chuva
TC	Capacidade de transporte
D <sub>p</sub>	Deposição de sedimentos
EA	Estabilidade de agregados
D <sub>50</sub>	Mediana da textura
Si	Silício
C <sub>SSES</sub>	Concentração de sedimentos em suspensão de origem do escoamento superficial
Q <sub>Es</sub>	Vazão de origem do escoamento superficial
C <sub>SStotal</sub>	Concentração de sedimentos em suspensão total
Q <sub>t</sub>	Escoamento total no evento
Q <sub>max</sub>	Vazão ou descarga líquida máxima no evento
Q <sub>total</sub>	Escoamento superficial total
C <sub>SSmax</sub>	Concentração de sedimento em suspensão máxima
Q <sub>time</sub>	Tempo de ocorrência da vazão máxima
C <sub>SSmed</sub>	Concentração de sedimentos média
COE	Coefficiente de Eficiência Nash e Sutcliffe
P <sub>bias</sub>	Porcentagem de Bias
MDE	Modelo digital de elevação
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
CRA	Curva de retenção de água no solo
CM	Cultivo mínimo
SC	Sistema convencional
DS	Departamento de Solo
UFSM	Universidade Federal de Santa Maria
LISEM	Limburg Soil Erosion Model
S <sub>id<sub>t</sub></sub>	Concentração de silício dissolvido total
Q <sub>t</sub>	Escoamento total no evento



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Psi_m$	Potencial matricial
Ksat	Condutividade hidráulica do solo saturado
$\theta_i$	Umidade do solo antecedente ao evento
Pt	Porosidade total
n	Coefficiente de rugosidade de Manning
PPT	Precipitação
kPa	Quilopascal
PPT5	Precipitação acumulada durante cinco dias antes do evento





## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>23</b>
<b>2</b>	<b>HIPÓTESES</b> .....	<b>27</b>
<b>3</b>	<b>OBJETIVOS</b> .....	<b>29</b>
3.1	OBJETIVO GERAL .....	29
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	29
<b>4</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>31</b>
4.1	MODELAGEM DA EROÇÃO .....	31
4.2	DESAFIOS DA MODELAGEM DE BASE FÍSICA E DISTRIBUÍDA .....	35
4.3	CONDICIONANTES DA MODELAGEM DE BASE FÍSICA E DISTRIBUÍDA DA EROÇÃO	38
4.4	DINÂMICA HIDROLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA .....	41
4.4.1	As componentes do escoamento .....	41
4.4.2	Uso dos traçadores no estudo da dinâmica hidrológica em bacias hidrográficas ...	43
4.4.3	Separação do escoamento superficial .....	45
<b>5</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>49</b>
5.1	LOCAL DE ESTUDO .....	51
5.2	MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO .....	54
5.2.1	Calibração e manutenção dos equipamentos .....	55
5.2.2	Estimativa da produção de sedimentos .....	57
5.3	MODELAGEM DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS E EROSIVOS .....	57
5.3.1	Componentes da modelagem hidrossedimentológica .....	60
5.4	ANÁLISE DA DINÂMICA HIDROLÓGICA DA BACIA .....	71
5.4.1	Separação dos escoamentos .....	72
5.4.2	Análise de histerese .....	75
5.4.3	Análise dos eventos com a magnitude e estação do ano .....	77
5.5	OBTENÇÃO DOS DADOS ENTRADA PARA O MODELO .....	77
5.5.1	Modelo Digital de Elevação (MDE) .....	80
5.5.2	Coesão do solo .....	84
5.5.3	Parâmetros de vegetação .....	85
5.6	EQUAÇÕES MELHORADAS .....	88
5.6.1	Energia cinética .....	88
5.6.2	Umidade inicial do evento e potencial matricial .....	90
5.7	CALIBRAÇÃO DO MODELO .....	92
5.7.1	Estratégia de calibração .....	93
5.7.2	Abordagem da calibração .....	94
5.8	ANÁLISE DE EFICIÊNCIA .....	95
<b>6</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>97</b>
6.1	MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO .....	97
6.1.1	Análise dos eventos extremos .....	104
6.1.2	Análise da produção de sedimentos ao longo da série .....	116
6.2	ESTUDO DA DINÂMICA HIDROLÓGICA POR MEIO DO Sid .....	122
6.2.1	Relação entre vazão, silício dissolvido e particulado .....	124
6.2.2	Análise da relação entre a magnitude do evento e a estação do ano .....	131
6.2.3	Análise dos hidrogramas e o escoamento subsuperficial .....	135
6.3	MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA .....	137
6.3.1	Caracterização dos eventos calibrados .....	137
6.3.2	Calibração dos eventos .....	143
6.3.3	Análise de eficiência do modelo .....	152

<b>6.3.4</b>	<b>Avaliação dos parâmetros de entrada na modelagem.....</b>	<b>157</b>
<b>6.3.5</b>	<b>Considerações sobre a simulação da Css e PS .....</b>	<b>161</b>
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>165</b>
<b>8</b>	<b>RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....</b>	<b>167</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>169</b>
	<b>ANEXO A - DADOS DE ENTRADA NO MODELO LISEM CAMADA SUPERFICIAL E SUBSUPERFICIAL PARA OS EVENTOS. ....</b>	<b>180</b>
	<b>ANEXO B - DADOS APÓS A CALIBRAÇÃO .....</b>	<b>187</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A agricultura intensiva, associada à monocultura e ao manejo inadequado do solo, praticada em grande parte das áreas agrícolas brasileiras, vem aumentando o potencial e os índices da erosão no país, sendo responsável pela alta perda de solo, redução da disponibilidade e qualidade da água, pelo aumento de áreas degradadas e pela expansão sobre áreas de preservação ambiental. Todavia, quando propiciamos maior infiltração de água no solo por meio de boa estruturação do solo, possibilitamos um grande conjunto de benefícios, que podem diminuir os impactos supracitados. O uso de práticas conservacionistas que atuam focadas no processo da erosão podem, então, amenizar o avanço desta nas áreas agrícolas. Assim, é necessário conhecer os processos e fatores que atuam na erosão, para escolher o melhor planejamento de conservação de uma determinada propriedade e/ou região. Para isso, o estudo da erosão na escala de bacia hidrográfica, com dados de vazão e concentração de sedimento, permite quantificar a magnitude do processo, sendo possível a calibração e validação de modelos matemáticos.

A modelagem matemática pode ser uma maneira eficiente para descrever a erosão, bem como avaliar medidas alternativas de uso e manejo do solo. Isso porque, com essa ferramenta, é possível avaliar os processos como a desagregação, o transporte e a deposição conforme a estrutura do modelo, além de simular diferentes cenários que irão impactar a magnitude da produção de sedimentos e o escoamento superficial. Com o advento de outras ferramentas, como o Sistema de Informações Geográficas (SIG), os modelos foram sendo desenvolvidos com maior descrição da variabilidade espacial da área onde está ocorrendo a erosão. Além disso, a inserção de modelos baseados em processos espacialmente distribuídos descreve a erosão (processos erosivos e produção de sedimentos) utilizando uma abordagem física do processo. A produção de sedimentos, por sua vez, reflete a dinâmica do impacto das atividades agrícolas na degradação dos solos e dos recursos hídricos, sendo uma variável hidrossedimentológica fundamental no estudo da erosão. O seu monitoramento permite avaliar os impactos das modificações na bacia pela ação antrópica e em decorrência do clima (CUOMO; DELLA SALA; NOVITÀ, 2015; HESSEL; TENGE, 2008). Altos volumes de precipitação somados ao manejo inadequado das áreas são os principais fatores que desencadeiam o aumento da mobilização e transferência de sedimentos, água e poluentes para os rios (KAISER, 2006; MINELLA et al., 2009; WU et al., 2012), o que resulta em grandes danos ambientais, sociais e econômicos. Desse modo, o monitoramento das variáveis

hidrossedimentológicas, em especial a produção de sedimento, é importante para compreender a sua dinâmica em uma bacia hidrográfica.

A utilização de modelos matemáticos na escala de eventos é representativa para locais em que a ocorrência de eventos extremos é considerável devido à intensidade e frequência, podendo auxiliar na prevenção dos mesmos. Entretanto, mesmo com o avanço da modelagem hidrossedimentológica, nos últimos anos, ainda há falta de conhecimento ou a existência de condicionantes quanto à utilização de modelos de base física e distribuída em representar adequadamente a erosão, e também a produção de sedimentos, pelo menos na escala de bacia hidrográfica. Muitos estudos acabam relatando as possíveis causas da falta de consistência nos resultados da modelagem, entre valores simulados e medidos, mas são poucos os trabalhos que investigam, posteriormente, as causas de insucesso elencadas. Alguns trabalhos citam quais as possíveis razões pelas quais a modelagem matemática não alcança sucesso: (i) a qualidade baixa do conjunto de dados de entrada do modelo (BAARTMAN et al., 2012; SANCHEZ-MORENO et al., 2014), (b) equacionamento do modelo (DE BARROS et al., 2014), (c) complexidade do processo (BOARDMAN, 2006), (d) falta de descrição de processos na estrutura do mesmo (HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006). Assim, a complexidade do processo erosivo exige que o modelador considere e investigue as diferentes possibilidades, quando o modelo não responde de forma satisfatória, antes de obter conclusões da sua funcionalidade.

Nesse contexto, a formação e a geração do escoamento superficial apresentam grande impacto nas simulações da erosão, especialmente em escalas onde a formação do escoamento não é homogênea e em locais onde há elevada descontinuidade física e hidráulica entre os horizontes do solo. As características morfológicas e físico-hídricas dos solos, bem como seus horizontes, controlam o processo de redistribuição da água no solo, que define a geração do escoamento superficial, e também os movimentos de água de menor velocidade. Os fluxos que se movimentam de forma mais lenta, isto é, os escoamentos subsuperficiais podem contribuir, significativamente, com o volume de água no hidrograma durante a ocorrência de um evento de precipitação (LISCHEID; KOLB; ALEWELL, 2002; PEARCE; STEWART; SKLASH, 1986) e, portanto, devem ser incluídos para o estudo na dinâmica hidrológica e, conseqüentemente, para a descrição da erosão e da produção de sedimentos. Mesmo com a existência de uma série longa de experimentos e informações sobre a dinâmica hidrológica na vertente e bacia hidrográfica, percebe-se que o conhecimento dos fluxos precisa ser analisado nas diferentes condições de ambiente. Entretanto, isso torna-se mais complexo quando buscamos modelar os fluxos de água no solo e, conseqüentemente, a erosão na paisagem associada à produção de sedimento.

Parte dessa complexidade envolve a separação do escoamento superficial, o qual é de difícil separação em função do monitoramento, pois este reflete a soma dos fluxos de água que alcançam o canal fluvial, ou seja, na escala de bacia, a descarga líquida monitorada no exutório pode englobar o escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo. Portanto, para a calibração de modelos como o LISEM, que simulam apenas o escoamento superficial, é necessário separar a proporção do escoamento que se propagou apenas sobre a superfície. A separação dos escoamentos pelos métodos clássicos, como em Chow, Maidment e Mays (1988), nem sempre corresponde à dinâmica hidrológica da bacia, seja pelo mecanismo de formação do escoamento (Hortoniano ou áreas de afluência variável) ou pela subjetividade na definição das linhas de separação do hidrograma. Claramente, o avanço, nessa interface monitoramento-modelagem, é muito importante para o uso de modelos que descrevem a erosão, pois a utilização de informações processadas a partir dos dados monitorados (separação do volume de escoamento superficial) pode afetar a interpretação do funcionamento do modelo.

Dessa forma, os traçadores do escoamento são utilizados na descrição da dinâmica hidrológica da bacia hidrográfica e, ainda, na separação dos escoamentos, sendo que a utilização de elementos traços, como os isótopos  $\delta^{18}\text{O}$  (oxigênio 18) (LYON; DESILETS; TROCH, 2009; PEARCE; STEWART; SKLASH, 1986) e  $\delta^2\text{H}$  (deuterium) (LEANNEY; SMETTEM; CHITTLEBOROUGH, 1993; MCDONNELL et al., 1990; SHANLEY et al., 2002), além dos traçadores geoquímicos ou solúveis, como o Si (silício), apresentam alto potencial para esses estudos (LOUCAIDES; CAHOON; HENRY, 2007; MEROT; DURAND; MORISSON, 1995; RICE; HORNBERGER, 1998). Uma técnica muito aplicada, na separação dos escoamentos com a utilização dos elementos traços, é o “balanço de massas”, o qual assume que a quantidade de água contida no hidrograma consiste na composição de diferentes concentrações químicas – conservativa de determinado elemento químico para cada fluxo de água que compõe o hidrograma.

Por fim, considerando a importância do avanço no entendimento da erosão na escala de bacia, quanto ao monitoramento e à modelagem, este trabalho considera as potencialidades e limitações de um modelo de base física e distribuída, explorando alguns condicionantes do monitoramento e da modelagem em si que impactam, diretamente, os resultados e sua aplicabilidade prática.



## 2 HIPÓTESES

- (i) A superestimava da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimento pelo modelo LISEM é função da dinâmica dos escoamentos de base e subsuperficial, uma vez que o modelo simula apenas o escoamento superficial.
- (ii) As incertezas associadas à separação dos escoamentos são refletidas na modelagem da produção de sedimentos quando se utilizam modelos baseados apenas na dinâmica da formação do escoamento superficial.
- (iii) O uso de silício dissolvido como traçador e ferramenta metodológica na separação dos escoamentos permite diminuir o grau de incerteza associado à separação dos escoamentos e à performance de modelos que simulam apenas a dinâmica de formação do escoamento superficial.





### **3 OBJETIVOS**

#### **3.1 OBJETIVO GERAL**

Compreender a dinâmica hidrológica e sedimentológica da bacia experimental de Arvorezinha/RS, para avaliar os condicionantes da modelagem matemática que geram a superestimava na modelagem da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimentos.

#### **3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- I. Avaliar a dinâmica da produção de sedimentos ao longo da série de dados, a partir de 2010, relacionando com a ação antrópica e clima.
- II. Compreender a dinâmica hidrológica da bacia experimental de Arvorezinha/RS, utilizando, para isso, o traçador geoquímico Si (silício).
- III. Quantificar a contribuição do escoamento subsuperficial e subterrâneo na formação do hidrograma durante eventos, analisando o efeito dos diferentes caminhos de água na modelagem da produção de sedimentos.
- IV. Parametrizar o modelo LISEM com um conjunto de dados capaz de representar o meio físico com alta qualidade.
- V. Analisar a eficiência do modelo LISEM em representar os processos de formação do escoamento superficial e a produção de sedimentos.

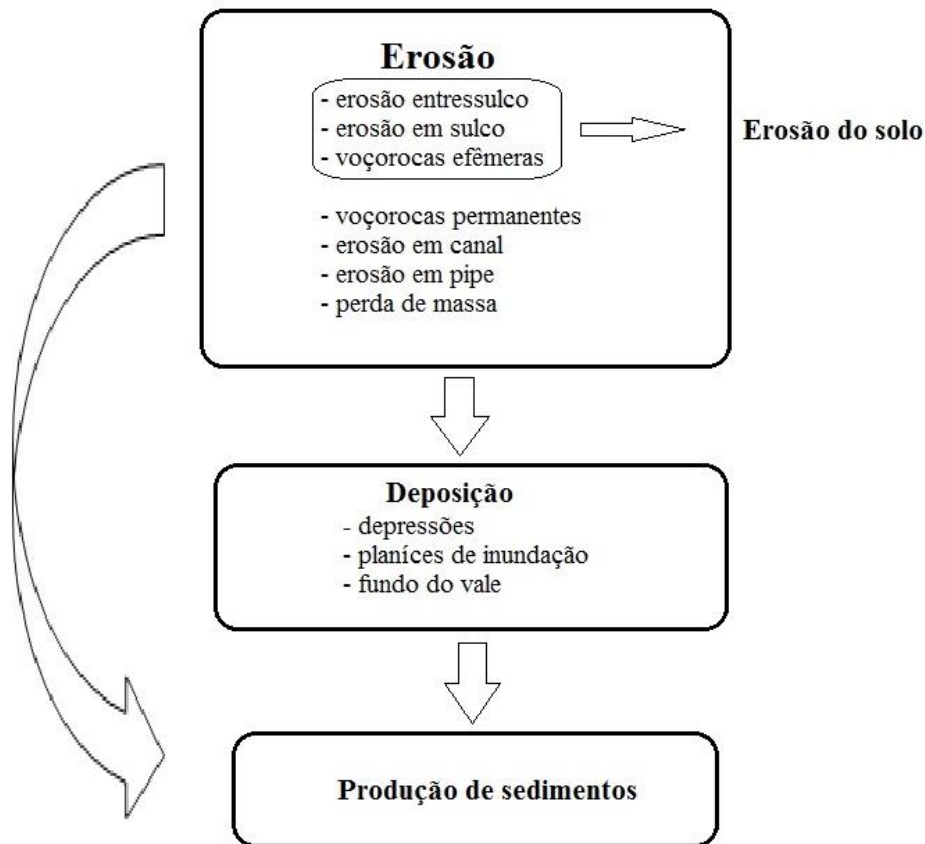


## **4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **4.1 MODELAGEM DA EROÇÃO**

A quantificação das taxas de erosão, do impacto das mudanças climáticas e da ação antrópica sob os processos vem sendo feita com o uso da modelagem matemática. Entretanto, esses modelos têm sido aplicados de forma a medir os impactos gerados no local da erosão, principalmente por processos de erosão em sulco, sem considerar a erosão em canal e o transporte de sedimentos. Tais modelos são limitados para simular as consequências fora do local da erosão e não consideraram o impacto da produção de sedimentos. Inicialmente, os modelos matemáticos eram utilizados para estudar os impactos gerados pela erosão sobre o meio ambiente. Os modelos eram focados na erosão e, em menor proporção, na erosão do solo e na produção de sedimentos (VENTE et al., 2008). Existem diferenças entre esses conceitos, assim como existem diferentes modelos matemáticos para os representar. Assim, a erosão do solo está limitada aos processos de erosão do material que geralmente está sobre o solo, diferentemente da erosão que compreende todos os processos erosivos na área da bacia hidrográfica (exemplo: “pipes”, canal fluvial). A produção de sedimentos representa a quantidade de material removido para fora da bacia, que, por sua vez, reflete toda a dinâmica da bacia hidrográfica. No Brasil, o total de sedimento mobilizado pela erosão tem sido estimado em, aproximadamente, 600 a 800 milhões de t, anualmente, transportadas para as áreas costeiras (HERNANI et al., 2002; MERTEN; MINELLA, 2013). A figura 1 representa os três conceitos envolvendo a modelagem da erosão (erosão, erosão do solo e produção de sedimentos). Assim, ao longo do texto, iremos considerar essas denominações.

Figura 1 – Distinção entre a erosão, erosão do solo e produção de sedimentos



Fonte: VENTE et al., 2008 (adaptado).

Um estudo de Vente et al. (2008) avaliou o uso de três modelos com abordagens na erosão, erosão do solo e estimativa da produção de sedimentos: (i) modelos concentrados/aglomerados fornecem resultados razoáveis de produção de sedimentos, mas não dizem de onde vem o sedimento; (ii) modelos espacialmente distribuídos podem fornecer informações sobre onde e quais medidas poderiam ser tomadas para prevenção de efeitos da erosão no local e fora do local, além de avaliar os impactos das mudanças globais de uso do solo e clima; (iii) para a predição das taxas de erosão e impacto da mudanças globais na escala regional, o uso de modelos simples com limitada entrada de dados pode ser preferencial e pode providenciar bons resultados; (iv) entretanto, voçorocas e erosão nos canais requerem maior atenção no desenvolvimento de modelos de produção de sedimentos.

Desde a década de 60, a Equação Universal de Perda de Solo (USLE) (WISCHMEIER; SMITH, 1978) e suas variantes, Revisão da USLE (RUSLE) (RENARD et al., 1997) e Revisão da USLE versão 2 (RUSLE2) (USDA, 2013), têm sido utilizadas para a erosão do solo e,

inicialmente, desenvolvidas para atuar em trabalhos de conservação do solo nos Estados Unidos da América. O avanço do desenvolvimento e a disponibilidade das tecnologias computacionais e de *software*, mais intensificados a partir da década de 80, proporcionaram a criação de novos modelos matemáticos, com potencial maior para representar a erosão do solo, e adaptações de modelos concentrados, com importantes tecnologias para contemplar a variabilidade espacial dos fatores, como a RUSLE, acoplada a um Sistema de Informações Geográficas (SIG) (BESKOW et al., 2009; CAVIGLIONE et al., 2010). O modelo Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (ARNOLD et al., 1998; BONUMÁ et al., 2015), por exemplo, é um modelo semidistribuído, em que a área da bacia hidrográfica é dividida não em uma grade de células, como os modelos distribuídos, mas em regiões com características semelhantes. O modelo permite simular a erosão do solo, a dinâmica dos pesticidas, o escoamento superficial e a produção de sedimentos. Baseado na Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) e no Curve Number Model – Soil Conservation Service, esses submodelos de base empírica foram compilados e constituem a base conceitual do modelo SWAT, o qual tem sido utilizado largamente no Brasil (BRESSIANI et al., 2015) com resultados satisfatórios, principalmente quando modificações na rotina de cálculo do modelo foram inseridas (BONUMÁ et al., 2014, 2015).

Entretanto, uma importante lacuna do conhecimento, persistente nos dias atuais, quanto à representação da erosão, erosão do solo e produção de sedimentos por modelos matemáticos refere-se ao conhecimento do local de ocorrência do processo inicial da erosão até a redistribuição do sedimento na paisagem (MORGAN; NEARING, 2011). Devido à grande variabilidade dos fatores envolvidos no desencadeamento da erosão, por exemplo, a declividade do terreno, as diferentes coberturas e classes de solo, a paisagem torna-se mais complexa, assim como o entendimento da redistribuição do sedimento.

Nesse contexto, quando se busca determinar o local da erosão e deposição do sedimento em áreas representativas do processo, como as bacias hidrográficas, podemos utilizar uma abordagem espacialmente distribuída. Ou seja, modelos que incorporam a variabilidade dos fatores por dividirem a área da bacia hidrográfica em uma grade de células e por seu procedimento de cálculos ser realizado para cada unidade (célula ou pixel), na obtenção de resultados referentes ao escoamento superficial e à erosão (erosão do solo e produção de sedimentos). Da mesma forma, o desenvolvimento de modelos que contemplam importantes conceitos físicos dos processos, ou melhor, baseados, por exemplo, nas equações da continuidade e conservação de massa, chamados de modelos de base física ou, ainda, modelos

baseados em processos, foram sendo desenvolvidos devido à necessidade de maiores informações sobre o processo da erosão de forma discretizada (GOVERS, 2011).

Atualmente, existe uma série de modelos matemáticos de base física e distribuída com diferentes características para modelar a erosão. Muitos modelos foram desenvolvidos nessa linha, dentre eles, o Water Erosion Prediction Project (WEPP) (FLANAGAN; GILLEY; FRANTI, 2007; FLANAGAN; NEARING, 1995), o European Soil Erosion Model (EUROSEM) (MORGAN et al., 1998a, 1998b), o WATEM-SEDEM Model (VAN OOST; GOVERS; DESMET, 2000) e o Limburg Soil Erosion Model (LISEM) (DE ROO, 1996; JETTEN; DE ROO, 2001; JETTEN, 2002). Cada modelo tem sua particularidade ou forma de representar os processos envolvidos na erosão por meio de seu conjunto de equações. A escolha por determinado modelo é baseada nos objetivos do estudo: simular a perda de solo na bacia hidrográfica, estimar o efeito de práticas conservacionistas do solo, avaliar o impacto da mudança de clima, estudar a conectividade de fontes e sumidouros de sedimentos, modelar a produção de sedimentos etc. Podemos destacar o uso do modelo LISEM em bacias hidrográficas rurais por sua resposta à alteração da estrutura do solo (HESSEL; TENGE, 2008), sendo ele capaz de simular a erosão por meio da incorporação da erosão do solo e da produção de sedimentos.

O LISEM é um dos primeiros modelos ligados a um sistema de informações geográficas, tendo sua estrutura formada por equações matemáticas baseadas nos processos físicos do escoamento superficial e da erosão. Ainda, o acoplamento do LISEM com o SIG deu-se devido à quantidade de dados de entrada para cada célula, e isso não poderia ser feito manualmente, mas o SIG tornou fácil essa inserção (DE ROO; WESSELING; RITSEMA, 1996). A variabilidade espacial das propriedades do solo decorre da integração de diversos fatores – como tipo de solo, relevo, uso da terra e manejo do solo –, que, muitas vezes, é difícil de ser captada, mesmo com densas malhas de amostragem, afetando, diretamente, a habilidade de modelar a variabilidade espaço-temporal dos processos hidrológicos e erosivos. Alguns parâmetros da caracterização físico-hídrica do solo são altamente variáveis no espaço e no tempo, destacando-se a condutividade hidráulica do solo saturado (LANGHANS et al., 2010; NACHABE et al., 1997). O LISEM incorpora, em sua estrutura, uma complexidade teoricamente interessante, entretanto exige alta qualidade nos seus parâmetros de entrada com elevado detalhamento espacial e temporal. Todavia, estando os processos físicos corretamente incorporados ou descritos no modelo, há um aumento na confiabilidade das previsões e simulações sobre os efeitos da formulação de cenários futuros e mudança da paisagem.

## 4.2 DESAFIOS DA MODELAGEM DE BASE FÍSICA E DISTRIBUÍDA

A modelagem matemática da erosão e da produção de sedimentos é, ainda, um grande desafio para a comunidade científica e de grande demanda para os gestores de recursos naturais, principalmente quanto ao uso dos modelos baseados em processos e classificados como distribuídos. Não há consenso de que esse tipo de modelo tenha capacidade de representar os processos com a qualidade desejada. Nos últimos 7 anos, os grupos de pesquisa em monitoramento e modelagem de bacias rurais (UFRGS/IPH e UFSM/DS) têm dedicado forte atenção à avaliação desse tipo de modelo, como, por exemplo, Dalbianco (2013), Barros et al. (2014), Moro (2011) e Rodrigues (2011). Os trabalhos indicam, claramente, o potencial e a limitação desses modelos em representar, adequadamente, o processo de erosão sob diferentes condições. Além dos trabalhos realizados no Rio Grande do Sul, outros trabalhos realizados no exterior, principalmente na Europa e na Ásia (BAARTMAN et al., 2012; JETTEN; GOVERS; HESSEL, 2003; KVÆRNØ; STOLTE, 2012; RAHIMY, 2012; RODRÍGUEZ-CABALLERO; CANTÓN; JETTEN, 2015; SANCHEZ-MORENO et al., 2014), demonstram problemas similares. Os resultados não indicam, explicitamente, que o modelo é inadequado, mas que alguns processos são incapazes de serem descritos ou que há um alto grau de incerteza nos resultados obtidos. O que nos leva a crer que mais estudos são necessários para compreender a natureza do erro ou a aplicação inadequada do modelo para o caso de estudo.

Trabalhos desenvolvidos com o modelo LISEM, no Rio Grande do Sul, relatam a dificuldade de calibrar a concentração dos sedimentos em suspensão e, conseqüentemente, a produção de sedimentos (DALBIANCO, 2013; DE BARROS et al., 2014). No exterior, além desse mesmo fato, salienta-se a dificuldade de validar o LISEM quanto aos locais de ocorrência de erosão e deposição de sedimentos fornecidos por ele (HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006; JETTEN; GOVERS; HESSEL, 2003).

Mesmo com o avanço na modelagem quanto à variabilidade espacial dos fatores e, também, a opção de diferentes modelos quanto à escala temporal (anual, mensal, evento), por esse e outros modelos, a complexidade do processo erosivo ainda não está completamente compreendida, devido à dificuldade de representação dos processos que ocorrem na bacia vertente e sua conectividade com o canal fluvial (JENCISO et al., 2009). Além de existirem grandes dificuldades em obter resultados satisfatórios – pela diversidade de informações acerca de solos, topografia, vegetação, superfície e clima que os modelos de base física e distribuída exigem como entrada de dados –, os mesmos apresentam dificuldade em representar mudanças abruptas de características do local e dos processos, como, por exemplo, mudanças abruptas de

declividade e velocidade de fluxo (DE ROO; WESSELING; RITSEMA, 1996; HESSEL; VAN ASCH, 2003).

Modelos de base física, espacialmente distribuídos, exigem grande quantidade de parâmetros de entrada para as propriedades do solo, caracterização da superfície, vegetação e descrição do relevo (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003), exigência considerada como um dos fatores principais para a pouca utilização desses modelos. Além disso, é necessário um conjunto amplo de variáveis hidrossedimentológicas obtidas por monitoramento, as quais refletem a magnitude dos processos que ocorrem na bacia vertente e se propagam pelo canal até o exutório da bacia onde os efeitos antrópicos e climáticos expressam-se. A análise de eficiência do modelo dá-se pela comparação com dados monitorados. Isso significa que a qualidade do monitoramento e das variáveis derivadas deste, como, por exemplo, a separação do escoamento, deve conter baixas incertezas, para que o foco do problema seja, de fato, associado ao modelo. Não sendo assim, podemos avaliar negativamente um modelo, estando o problema associado ao monitoramento.

Estudos de monitoramento a longo prazo (mínimo de 5 a 10 anos) são, raramente, encontrados em pequenas bacias rurais no Brasil, devido a custos de manutenção, recursos humanos e financeiros e, ainda, pouco incentivo aos estudos em bacias hidrográficas com foco na conservação do solo a médio e longo prazo. Soma-se a isso a falta de incentivo na escala de pequenas bacias hidrográficas, que são as mais representativas do efeito da adoção ou não das práticas de conservação do solo.

O modelo LISEM descreve a erosão na escala de evento, desse modo, uma visão simplista de seu funcionamento sugere que bastaria um único evento para sua aplicação. Por outro lado, temos que considerar que a ausência de uma série longa impede compreender o comportamento hidrossedimentológico da área de estudo e suas peculiaridades, bem como atingir considerações confiáveis se não tivermos diferentes condições de uso do solo, manejo, clima (diferentes eventos, estações do ano etc.). Informações referentes às variações sazonais, por exemplo, diferentes condições de uso e manejo do solo, magnitudes de precipitações, ou seja, um grande período de monitoramento da área de estudo pode alcançar conclusões razoáveis e de confiança (MINELLA et al., 2009). Mesmo assim, nota-se que, em muitos estudos, a calibração do modelo é realizada com poucos eventos, indicando a fragilidade do pressuposto de que os dados medidos e monitorados refletem o comportamento da bacia e podem ser usados. É comum, na literatura, o uso de poucos eventos para a verificação do modelo, como, por exemplo, o uso de um evento em três diferentes bacias hidrográficas (DE ROO, 1996), três eventos (HESSEL et al., 2003), quatro eventos (BAARTMAN et al., 2013),



seis eventos (HESSEL, 2002) e dez eventos (DE ROO; JETTEN, 1999). Esses dados podem indicar a dificuldade em obterem-se dados contínuos durante longos períodos, por meio do monitoramento hidrossedimentológico. Muitas vezes, dados que descrevem a erosão, como, por exemplo, a perda de solo por área, são utilizados para discutir e/ou inferir sobre mudanças de uso do solo e formulação de cenários futuros sem a obtenção de dados medidos para a validação dos resultados. Em estudo realizado com o modelo LISEM, na bacia hidrográfica do Prado, Espanha, os autores calibraram o modelo para os processos de escoamento superficial e erosivo com um conjunto de quatro eventos no período entre 1997 e 2003, sendo que não havia dados de concentração de sedimentos nesse período, utilizando-se um valor estimado a partir de um evento ocorrido em 2009 (BAARTMAN et al., 2012).

Ainda, a utilização de um modelo matemático é baseada em etapas de calibração, análise de sensibilidade, validação e formação dos cenários, o qual é função objetivo de muitos modelos, ou seja, conseguir simular diferentes cenários de uso, manejo do solo e condições de clima e avaliar sua resposta perante os cenários. As etapas de calibração e validação são necessárias, principalmente, pelo fato de os modelos serem desenvolvidos em regiões com características edafoclimáticas diferentes do local onde são utilizados, avaliando-se o impacto desses diferentes cenários na perda de solo, na água, na produção de sedimentos e na descarga de solutos. Dessa forma, modelos baseados na escala de eventos, como é o caso do LISEM, podem ser bem ajustados no processo de calibração e, conseqüentemente, na validação, se existir um amplo conjunto de eventos monitorados (RODRÍGUEZ-CABALLERO; CANTÓN; JETTEN, 2015), pois são necessários dois diferentes conjuntos de eventos para satisfazer, primeiro, a calibração do modelo e, segundo, a sua validação. Nesse contexto, o grau de dificuldade aumenta, pois são poucas as bacias hidrográficas no mundo, e principalmente no Brasil, que se detêm de um amplo conjunto de eventos monitorados contemplando a diversidade de ocorrência de eventos, principalmente os de maior magnitude.

Assim, a verificação e validação do modelo quanto às respostas na representação espacial da erosão exigem maiores informações e pesquisa, pois, até o presente momento, ainda não se obtiveram resultados que satisfaçam essa etapa da modelagem. Alguns trabalhos no exterior tentaram validar tal resposta pela verificação e quantificação da erosão em nível de campo, para, posteriormente, comparar aos dados de saída da bacia hidrográfica pelo LISEM, mas pouco foi o avanço nesse sentido. Assim, o uso complementar de técnicas de monitoramento e modelagem matemática pode ser uma alternativa para estudos de validação, embora exija maior esforço dos pesquisadores quanto à obtenção de dados. Este é o caso de técnicas utilizando elementos traçadores, em destaque, o  $^{137}\text{Cs}$ , que permite a quantificação e

distribuição espacial da erosão (WALLING, 2010; ZAPATA, 2003). As técnicas que utilizam radionuclídeos traçadores ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{7}\text{Be}$ ) baseiam-se na capacidade de esses elementos adsorverem-se nos minerais de argila de forma específica, permitindo o rastreamento dos sedimentos pela variação da concentração dos traçadores radionuclídeos na encosta. Assim, podemos dizer que o solo recebe uma “marcação” com o  $^{137}\text{Cs}$ , sendo possível caracterizar as perdas de solo devido à sua mobilização no ambiente e nos locais de depósitos.

Além disso, é importante mencionar que, mesmo com a evolução e sofisticação dos modelos de predição da erosão e da produção de sedimentos, os mesmos não são capazes de capturar toda a variabilidade das condições que conduzem a variações nas taxas de erosão, estas decorrentes da complexidade do processo na escala de bacia hidrográfica. Assim, mesmo os modelos de base física e distribuída permitindo uma melhor simulação da produção e simulação da transferência de sedimentos, existem importantes estudos mostrando que a predição de erosão não é significativamente melhor com esses modelos comparados com modelos empíricos como a RUSLE (BRAZIER et al., 2000; CROKE; NETHERY, 2006; GOVERS, 2011), MUSLE e suas variantes (SWAT, WATEM/SEDEM). As razões pelas quais modelos baseados em processos não melhoram nossa habilidade de previsão são, parcialmente, conhecidas: modelos de base física requerem um amplo conjunto de dados de entrada (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003), sendo que alguns são determinados, relativamente, com baixo grau de acurácia (QUINTON, 1997). Essa incerteza é relatada pela inadequação da disponibilidade de técnicas (por exemplo, a determinação da condutividade hidráulica saturada em pequenas amostras) e/ou da variabilidade espacial e temporal dos valores desses parâmetros. Entretanto, embora os modelos baseados no processo não poderem dar previsões melhores que os empíricos, são eles que podem fornecer informações adicionais, como, por exemplo, a relação da distribuição espacial da erosão (VENTE et al., 2008).

#### 4.3 CONDICIONANTES DA MODELAGEM DE BASE FÍSICA E DISTRIBUÍDA DA EROSÃO

Diferentes explicações ou inferências foram encontradas na literatura para os resultados “pobres” na modelagem da erosão com modelos baseados em processos, sendo que os autores convergem para as mesmas razões pelo fato de os problemas encontrados serem semelhantes. Boardman (2006) elencou alguns problemas para a inadequação do uso de modelos matemáticos na representação da erosão, a saber: (i) o custo do desenvolvimento, (ii) disponibilidade de dados, (iii) validação, (iv) performance, (v) aumento da escala a partir de

previsões em pequenas áreas, (vi) complexidade e facilidade de uso e (vii) valores para usuários finais.

Os principais pontos levantados quanto aos resultados insatisfatórios, utilizando o modelo LISEM em especial, foram:

1. Dificuldade de obter os parâmetros de entrada precisos e com alta resolução espacial, uma vez que modelos distribuídos precisam de dados dispostos de forma espacial na bacia (BAARTMAN et al., 2012; DE ROO; JETTEN, 1999; HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006; HESSEL et al., 2003; SANCHEZ-MORENO et al., 2014; TAKKEN et al., 2005).
2. Problemas na estrutura do modelo, isto é, processos podem não estar sendo representados pelo modelo LISEM, por exemplo, o escoamento de base (HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006) e o escoamento difuso (TAKKEN et al., 1999).
3. Imprecisão do modelo digital de elevação, que é de suma importância para descrever o processo erosivo (HESSEL; VAN ASCH, 2003; HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006; HESSEL et al., 2003; STOLTE et al., 2003).
4. A abordagem do modelo em dividir a bacia em uma grade de células tem a vantagem de detalhar a erosão. Entretanto, modelos distribuídos têm a desvantagem de essa mesma divisão em células, combinada com a equação da onda cinemática, não representar, adequadamente, a mudança do fluxo devido a mudanças de declividade (HESSEL et al., 2003).
5. O modelo pode não ser o mais adequado para a região em estudo, por exemplo, nas bacias hidrográficas Kwalei e Gikuuri, localizadas na África Oriental (HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006).

Os pontos levantados por diferentes autores são por eles considerados os principais entraves à representação espacial do modelo quanto aos locais de erosão e deposição, bem como pela falta de representação da produção de sedimentos fornecida pelo modelo. E não somente de forma qualitativa informada pelo mapa de perda de solo e deposição pelo LISEM, mas também quanto ao efeito quantitativo dos valores simulados e observados a campo. Com o objetivo de compreender e validar os resultados (verificação dos resultados), alguns trabalhos buscaram algumas técnicas para verificar os valores de erosão ( $t\ km^{-2}$ ) e locais de deposição na bacia em estudo. Para isso, após cada evento ou estação chuvosa, era realizado um levantamento sobre a largura e o comprimento dos locais de depósitos (TAKKEN et al., 1999; VAN DIJK; AUZET; LEMMEL, 2005). Além disso, técnicas para quantificar a erosão total da bacia também foram utilizadas, como, por exemplo, a avaliação dos sulcos formados (TAKKEN et

al., 1999) ou, em maior impacto, as voçorocas (HESSEL; VAN ASCH, 2003) e a determinação da perda de solo em parcelas experimentais distribuídas na bacia hidrográfica. Alguns trabalhos mostram semelhanças no que chamaram de padrão geral da erosão simulada com a erosão observada a campo, mas relatam que os valores de sedimento simulados são elevados em comparação aos observados. Também na utilização do LISEM para voçorocas, o modelo apresentou um número superior quanto às voçorocas (profundidade e/ou altura) simuladas por ele em relação às observações de campo (HESSEL; VAN ASCH, 2003).

Todavia, devemos analisar de que forma o experimento foi conduzido, desde a obtenção dos parâmetros de entrada, seção de monitoramento, conjunto de dados utilizados na modelagem, etapas de calibração e validação do modelo, uma vez que os resultados não são apenas uma função da estrutura do modelo, mas a eles importa a forma como os valores são inseridos e a qualidade dos dados a serem comparados. Nos trabalhos consultados, há grande divergência quanto à qualidade das informações que os pesquisadores dispõem. Isto é, ao mesmo tempo em que possuem estrutura para obter difíceis parâmetros na escala de bacia hidrográfica, como, por exemplo, a umidade inicial do solo – utilizando, para isso, equipamentos automáticos e contínuos como o TDR (Time Domain Reflectometry) –, buscam a calibração e validação do modelo com um número simplório de eventos. A média encontrada na literatura é de três a cinco eventos.

Alguns trabalhos também tentaram compreender o item 1, das dificuldades em representar o processo erosivo adequadamente. Liu, Xu e Ritsema (2003) investigaram a obtenção de alguns dos parâmetros que possuem grande relação com a erosão, como a rugosidade do solo, a estabilidade de agregados e coesão do solo, e puderam perceber a grande variabilidade de um ano para o outro no valor obtido de cada parâmetro. A falta de dados medidos na seção de monitoramento, como a precipitação discretizada e concentração de sedimentos na escala de eventos, dificulta a modelagem e a validação dos resultados do modelo (BAARTMAN et al., 2012; VAN DIJK; AUZET; LEMMEL, 2005).

Mesmo os modelos baseados em processos podem apresentar a descrição dos mesmos que envolvem a erosão e a produção de sedimentos de forma incorreta ou incompleta. Porém, sabe-se que o aumento do número de processos aumentaria a necessidade de dados de entrada, sendo que esse é outro condicionante da qualidade das simulações. A maioria dos modelos de erosão utilizam equações para simular o transporte de sedimentos nos estudos em que a declividade não ultrapassa os 20%. Todavia, a existência de locais de topografia mais complexa com encostas íngremes é bastante comum. Hessel (2002) utilizou a tangente da declividade em vez do seno (conforme o modelo LISEM) para fins de simulação do processo erosivo em uma

pequena bacia hidrográfica, em Loess Plateaus (China), devido às encostas serem fortemente declivosas ou íngremes, superiores a 20%. Além disso, a falta de processos hidrológicos importantes pode comprometer o desempenho do modelo, assim como, se esses processos forem operantes na bacia e não forem contemplados no modelo.

Por exemplo, a formação do escoamento superficial é, na maioria dos modelos de base física e distribuída, baseada na formação Hortoniana; porém, a geração do escoamento superficial em bacias hidrográficas pode ser fortemente influenciada pelas áreas de afluência variável (AAV) (DUNNE, 1983), especialmente em regiões úmidas como o Brasil, sendo, muitas vezes, as responsáveis pelo aumento do fluxo no hidrograma. Alguns modelos de base física incorporam a dinâmica das AAV. Dentre os mais conhecidos, está o Topography-based hydrological model - TopModel (BEVEN; KIRKBY, 1979; BEVEN et al., 1984). Esse modelo não descreve a erosão, ou melhor, descreve a parte hidrológica, mas não as fases da erosão como a desagregação, o transporte e a deposição. Não somente a formação do escoamento superficial, mas outros processos hidrológicos podem interferir na modelagem hidrológica e nas variáveis sedimentológicas que irão descrever o processo erosivo. Processos envolvendo a dinâmica hidrológica mais lenta na bacia hidrográfica não são simulados pelo modelo LISEM, e se esses processos forem atuantes no local de estudo, resultados não adequados podem surgir durante as simulações.

Portanto, percebe-se que a modelagem da erosão e produção de sedimentos com modelos como o LISEM requer um conjunto de dados de entrada e de avaliação (variáveis hidrossedimentológicas) de alta qualidade, bem como alta resolução na discretização do relevo. Além disso, é preciso estar atento a algumas particularidades do modelo, como a não inserção de alguns processos e suas simplificações para descrever a erosão, cabendo ressaltar que as descrições de processo incompleto e incorreto podem afetar tanto a distribuição quanto a quantidade de erosão. Como Beven (2001) aponta, tais erros na teoria podem ser mascarados pela calibração e, portanto, apresentam dificuldade de serem encontrados.

#### 4.4 DINÂMICA HIDROLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA

##### 4.4.1 As componentes do escoamento

O estudo dos fluxos de água na escala de bacia hidrográfica é caracterizado pela diversidade de fatores controladores da dinâmica da água no solo, o que dificulta o monitoramento e a quantificação dos fluxos no trajeto, desde a queda sobre o solo até o canal

fluvial (KENDALL; MCDONNELL; GU, 2001). Segundo Horton (1933), o caminho da água, a partir da queda da chuva, pode ser dividido em duas partes: (i) água da chuva que, rapidamente, é encaminhada aos cursos d'água sobre a superfície da terra e (ii) água da chuva que entra no perfil do solo pelo processo de infiltração e segue para as profundezas, que alcança os rios ou que, então, pode ser evaporada, mantendo-se em camadas mais superficiais do solo. Posteriormente, Dunne (1978) relatou os caminhos da água da chuva até o canal fluvial por meio de quatro componentes: (i) precipitação direta sob o rio, (ii) escoamento superficial, (iii) escoamento subsuperficial e (iv) escoamento subterrâneo ou de base.

Os diferentes escoamentos encontram-se e formam o escoamento total no canal fluvial, gerando, como característica para cada evento de precipitação, um hidrograma. Este é a resposta do local em decorrência dos diferentes fatores controladores, sendo eles de ordem climática, antrópica (uso e manejo do solo) ou fisiográficas do local (relevo, tipo de solo). A importância do seu conhecimento é relevante, uma vez que o resultado da modelagem matemática do processo erosivo pode ser comprometido pela relação da contribuição dos fluxos de água, desde a infiltração até o canal fluvial.

Nesse contexto, a maioria dos modelos matemáticos simulam o escoamento superficial segundo a teoria hortoniana. Horton (1933) desenvolveu a teoria de formação do escoamento superficial segundo a capacidade de infiltração de água no solo. Assim, se a intensidade da chuva, em qualquer momento de ocorrência do evento, ultrapassar a capacidade de infiltração, a água acumular-se-á sobre a superfície e, posteriormente, irá escorrer encosta abaixo como escoamento superficial. Entretanto, na década de 60, um dos trabalhos clássicos da hidrologia, desenvolvido pelos autores Hewlett e Hibbert (1967), observou que, diferentemente do que havia postulado Horton, ocorria escoamento superficial apenas em partes da bacia hidrográfica, não sendo necessária a saturação de toda a área para que ocorresse o mesmo. Essas áreas onde ocorriam escoamento superficial foram chamadas de áreas de afluência variável, sendo que, posteriormente, Dunne e Black (1970) desenvolveram o mecanismo da geração do escoamento superficial, a partir do escoamento em áreas saturadas. Dunne (1978) reforça a teoria das áreas de fontes variáveis ou saturadas como uma importante fonte de geração do escoamento superficial, sendo que, em muitos locais, pode ser a principal contribuinte para a resposta rápida à formação do hidrograma (ROSE, 2004). O problema da geração do escoamento superficial é muito mais importante (e complicado) na escala de bacias hidrográficas, devido à variabilidade de solos, topografia e ao uso do solo ser muito mais diversificado (MCGLYNN et al., 2003).

Na modelagem, a geração do escoamento superficial pode ser obtida por diferentes metodologias, como, por exemplo, segundo a abordagem de GAML (Green Ampt Mein

Larson), pelos modelos Water Erosion Prediction Project (WEPP) e Soil and Water Assessment Tool (SWAT), enquanto o modelo LISEM permite simular o escoamento superficial usando ou a equação de Richards ou a de Green-Ampt. Hairsine e Rose (1991, 1992) utilizaram a abordagem do CN (Curve Number – Soil Conservation Service) para a rotina de cálculo dos processos de infiltração/escoamento em seu modelo (VAN OOST et al., 2004). A equação de Green-Ampt foi derivada a partir de princípios físicos, baseada na equação de Darcy, mas que, em sua concepção inicial, considera a infiltração com muitas generalizações, como o solo sendo uma camada homogênea (LIU; ZHANG; FENG, 2008).

Em relação aos fluxos que se movimentam de forma mais lenta pela matriz do solo, sabe-se que podem contribuir, significativamente, para o volume total observado durante a ocorrência de um evento de precipitação (PEARCE; STEWART; SKLASH, 1986) e, portanto, devem ser incluídos para o estudo na dinâmica hidrológica e, conseqüentemente, para a descrição do processo erosivo (e dinâmica da produção de sedimentos). Mesmo sendo de movimento lento (taxa de  $\text{cm dia}^{-1}$ ) por exemplo, o escoamento subsuperficial pode contribuir, rapidamente, para o incremento na vazão, pelos processos como o fluxo de translação (HEWLETT; HIBBERT, 1967; RENÉE BROOKS et al., 2010), fluxo de retorno (DUNNE, 1978) e fluxo de macroporos (MCDONNELL et al., 1990; WEILER; MCDONNELL, 2007).

#### **4.4.2 Uso dos traçadores no estudo da dinâmica hidrológica em bacias hidrográficas**

O uso de traçadores vem sendo utilizado para o estudo dos fluxos de água e formação dos escoamentos no solo, que podem ser utilizados para identificar as fontes e os caminhos da água no solo (*pathflow*). Conseqüentemente, o uso de traçadores permite a separação do hidrograma em diferentes componentes. Para analisar as fontes de água, encontramos, como ferramenta metodológica, o uso de elementos traços, os isótopos, principalmente o  $\delta^{18}\text{O}$  e o  $\delta^2\text{H}$  (LEANNEY; SMETTEM; CHITTLEBOROUGH, 1993; PEARCE; STEWART; SKLASH, 1986). Ao utilizar esses elementos traços, é possível separar a água em sua origem ou fonte, mas não compreender a rota do fluxo. As fontes de água referem-se à água nova ou, também, à chamada água do evento e à água pré-evento (armazenada nos poros do solo e/ou espaços vazios do regolito), também chamada de água velha. Esta já se encontra no solo antes de o evento em questão ocorrer, ao contrário da água nova, que é de origem do evento que está ocorrendo. Nesse caso, o uso de traçadores geoquímicos, como, por exemplo, o silício, permite avaliar a rota dos fluxos de água (MEROT; DURAND; MORISSON, 1995; RICE; HORNBERGER, 1998; SHANLEY et al., 2002).

O silício é o segundo mais abundante elemento da crosta terrestre, sendo encontrado nos solos, principalmente como minerais de sílica na forma cristalina e, em especial, os filossilicatos classificados dentro dos minerais secundários. Além disso, em sua forma amorfa ou não cristalina, esse elemento pode ter duas origens: pedogenética e biogênica. A primeira está relacionada a processos vulcânicos, por exemplo, e a segunda compreende o Si em restos de micro-organismos e/ou fitólitos. O silício é um elemento muito importante para o sistema aquático (BASTOS, 2014), pois, em sua forma não cristalina, faz parte da estrutura de alguns constituintes do fitoplâncton, como as diatomáceas. Em relação ao silício ou sílica na forma cristalina, durante seu ciclo, ele pode interferir em outros elementos importantes para a fertilidade do solo. A temperatura, a umidade, o pH, entre outros, interfere nas taxas de intemperismo dos minerais silicatos, e isso irá interferir no ciclo do carbono (C) e na ciclagem dos elementos/nutrientes para as plantas, como a liberação do potássio ( $K^+$ ). O silício pode ser encontrado, ainda, na forma dissolvida, sendo o intemperismo das rochas a sua maior fonte natural, a qual, juntamente com as formas particuladas e biogênicas, vem aumentando de forma muito rápida, o que pode alterar (juntamente com outros elementos químicos) o sistema aquático. O ciclo hidrológico atua no ciclo biogeoquímico desse elemento, principalmente quando ele sofre modificações devido à ação antrópica, ou seja, ações que modifiquem o ciclo hidrológico atuam diretamente na disponibilidade e nas diferentes formas de Si (CLYMANS et al., 2013; LOUCAIDES; CAHOON; HENRY, 2007; SMIS et al., 2011; VANDEVENNE et al., 2015).

Um grande número de estudos tem utilizado o silício na forma dissolvida para estudar o caminho do fluxo da água, bem como as fontes de água, podendo, ainda, haver uma combinação com outros elementos isótopos, principalmente o  $\delta^{18}O$  (LIU; WILLIAMS; CAINE, 2004). O Si pode ser utilizado em estudos, então, para distinguir a água que já estava presente no solo, chamada água velha da água nova (KURTZ; LUGOLOBI; SALVUCCI, 2011). É considerado um adequado elemento com características de traçador, podendo ser utilizado com sucesso nos estudos de fluxos de água (WELS; CORNETT; LAZERTE, 1991); todavia, o Si não é considerado cem por cento conservativo, mas isso não impede o seu uso como elemento traçador nos estudos de fluxo de água. Principalmente pela facilidade da sua quantificação, ou seja, devido à sua grande quantidade disponível, o silício é detectado facilmente nas amostragens. Traçadores geoquímicos, como o cloreto, o sódio, o silício, e a condutividade elétrica foram e ainda são muito utilizados para os estudos de identificação das fontes e caminhos da água no solo até o alcance do canal fluvial (HENDERSHOT; SAVOIE; COURCHESNE, 1992; RICE; HORNBERGER, 1998; STEWART; CIMINO; ROSS, 2007).



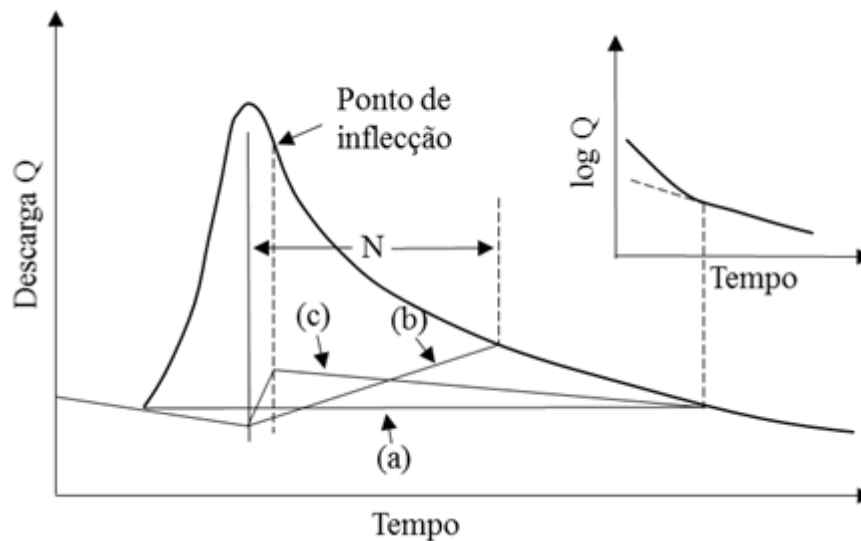
O silício dissolvido (Sid) é encontrado, normalmente, nos escoamentos subsuperficiais, mas é incomum encontrarmos em concentração significativa no escoamento superficial, o qual é de origem, basicamente, da água da chuva do evento atual e, por isso, “pobre” em Si. Dessa forma, é comum adotar concentração nula para a água de origem do escoamento superficial. Esses pressupostos são adotados na metodologia do balanço de massa, que determinará a identificação das fontes de água ou na separação dos escoamentos. Todavia, a ciência ainda busca compreender melhor como ocorre a dinâmica hidrológica, utilizando traçadores isótopos e geoquímicos e, relacionando, por exemplo, com as diferentes estações do ano (RICE; HORNBERGER, 1998), com a relação água - solo - planta (RENÉE BROOKS et al., 2010) e com a cobertura sob o solo (SHANLEY et al., 2002). Isso porque é um processo complexo, em que há vários fatores que podem interferir e controlar o processo de infiltração de água no solo, a formação do escoamento superficial, a redistribuição de água no solo e a velocidade dos fluxos de menor velocidade (fluxos ou processos lentos: escoamentos subsuperficiais).

#### **4.4.3 Separação do escoamento superficial**

A separação dos escoamentos a partir do hidrograma é um procedimento difícil e com incertezas. Estas estão relacionadas à complexidade da dinâmica dos fluxos na bacia hidrográfica, como os fluxos preferenciais condicionantes do fluxo, como a presença de camadas compactadas (SILGRAM et al., 2010), e às diferentes técnicas de separação dos escoamentos (GENEREUX, 1998; STEWART; CIMINO; ROSS, 2007; WELS; CORNETT; LAZERTE, 1991).

Descrita por Horton (1933), a “curva de depleção” é um dos métodos mais antigos, baseado na recessão do hidrograma. Existem, a partir desse método, três maneiras de separarmos o escoamento: (a) método linear, aplicado em canais efêmeros; (b) método do comprimento fixo, em que é fixado um ponto fixo após o pico do hidrograma como sendo o final do escoamento superficial; (c) método da inclinação variável, em que a curva do escoamento de base, antes que o escoamento superficial comece, é extrapolada para frente do tempo de pico da descarga líquida, e a curva do base, após o final do escoamento superficial, é extrapolada de volta para o tempo de inflexão da recessão do hidrograma (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). A Figura 2 indica os pontos de separação do que seria a contribuição do escoamento superficial decorrente da precipitação e do escoamento oriundo do escoamento de base ou subterrâneo.

Figura 2 – Desenho esquemático indicando as três metodologias de separação do escoamento segundo análise gráfica do hidrograma



Fonte: CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988 (adaptado).

A separação dos escoamentos no hidrograma pode ser realizada de uma forma ampla, englobando a fonte do fluxo de água e seu caminho percorrido, que pode ser rastreado por traçadores isotópicos e geoquímicos. Para isso, é necessário utilizarmos um modelo que relacione as variáveis ou componentes envolvidas. Assim, o hidrograma pode ser baseado em um modelo caracterizado por duas componentes, ou seja, a água oriunda da precipitação e a água subterrânea. Esse modelo é conhecido como “balanço de massas”, o qual assume que o canal fluvial consiste na composição de diferentes concentrações química-conservativas para cada fluxo que o compõe, entretanto algumas premissas são necessárias: (1) a composição da água de origem da chuva deve ser diferente da água que já está no solo, zona saturada; (2) a água que se encontra na zona insaturada deve ser negligenciada ou contabilizada na água da zona saturada ou da chuva, estando esses dois componentes bem caracterizados. Além disso, sabe-se da existência de outras fontes de água, ou ainda outras componentes, como a precipitação direta no canal fluvial (DEWALLE; SWISTOCK; SHARPE, 1988), zona ripária (MEROT; DURAND; MORISSON, 1995), sendo que uma componente em destaque é a representada pela água do solo, a qual representa uma importante fonte no canal fluvial, por ser a água na zona insaturada (OGUNKOYA; JENKINS, 1993).

A equação 1 mostra como o método do balanço de massas pode ser obtido a partir da determinação dos traçadores geoquímicos e/ou isotópicos em um modelo de três ou mais componentes:

$$Q_T C_T = Q_1 C_1 + Q_2 C_2 + Q_3 C_3 \dots + Q_n C_n \quad (1)$$

Em que:  $C_T$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3, \dots$ ,  $C_n$  são as concentrações dos solutos, condutividade elétrica, pH, radioisótopos do escoamento gerado pelo evento de chuva.  $Q_T$ ,  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3, \dots$ ,  $Q_n$  são as vazões correspondentes.

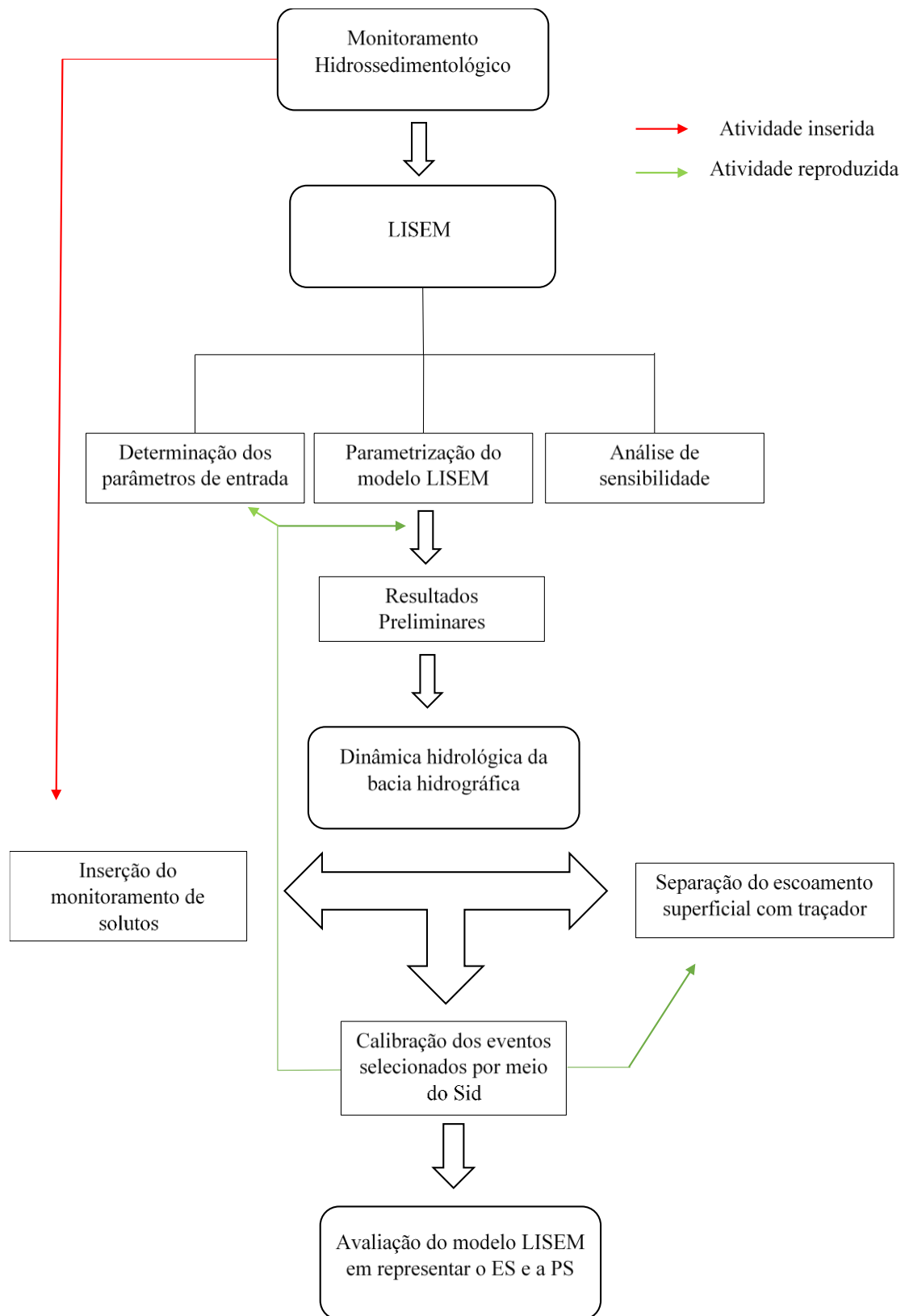
Como foram apresentados nessa revisão, os condicionantes da modelagem, especialmente o entendimento do comportamento hidrológico da bacia pelo monitoramento, são de grande importância. A não observância e exploração desses aspectos podem condicionar conclusões errôneas sobre o funcionamento do modelo e sobre a descrição dos processos que ocorrem na área em estudo. A partir desse contexto, a tese foi embasada no estudo da hidrologia e erosão por meio do monitoramento da precipitação, vazão, concentração de sedimentos e do cálculo da produção de sedimentos e, posteriormente, utilizando-se uma ferramenta de modelagem matemática visando a sua calibração. Esta em função das características fisiográficas da bacia (solo e relevo), da variabilidade do uso e manejo do solo e das precipitações. Para tanto, foi escolhido um modelo que possibilita explorar parâmetros e variáveis físico-hídricas sensíveis ao manejo do solo e que descreve o processo na escala de eventos. Essa é a condição de interesse na bacia experimental de Arvorezinha, pois, notadamente, o processo erosivo é associado ao uso e manejo do solo agrícola, e eventos de alta magnitude são os responsáveis pela maior geração e transferências de sedimentos na bacia. Aliado a isso, o suporte do uso de traçadores geoquímicos como o silício também foi explorado, proporcionando um maior conhecimento sobre a dinâmica hidrológica da bacia, por meio do avanço na separação dos escoamentos.



## **5 MATERIAL E MÉTODOS**

O desenvolvimento deste trabalho é uma sequência de estudos e resultados que estavam sendo realizados na bacia experimental de Arvorezinha, envolvendo técnicas de monitoramento e modelagem matemática da produção de sedimentos e escoamento superficial. Dessa forma, alguns conhecimentos e resultados já obtidos por outros pesquisadores foram fundamentais para a realização da tese. A mesma está sumarizada na figura 3, que indica as principais atividades desenvolvidas neste estudo, bem como sua sequência.

Figura 3 – Fluxograma das principais atividades, em sequência, do trabalho de tese



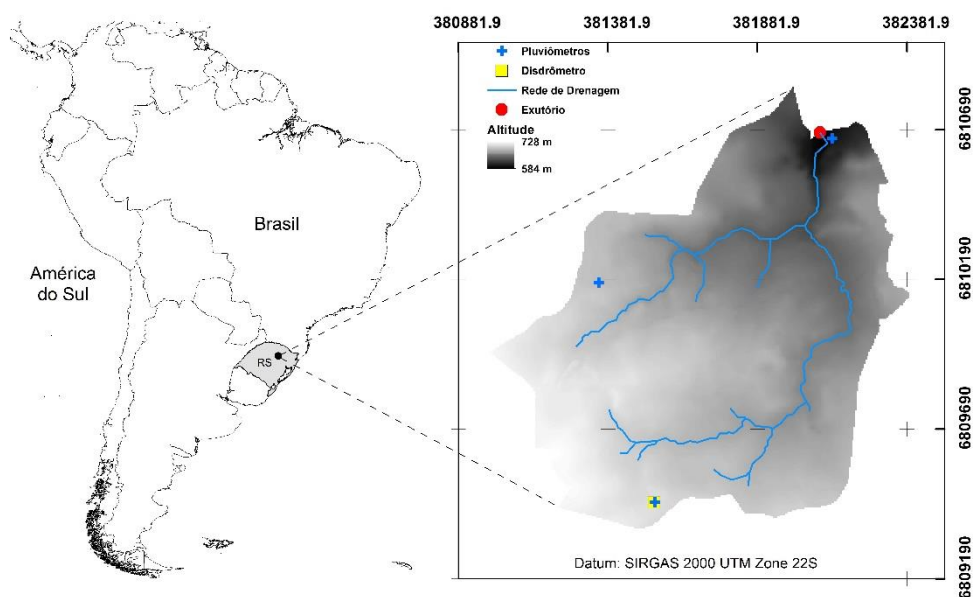
## 5.1 LOCAL DE ESTUDO

A bacia experimental do Arroio Lajeado Ferreira possui área de drenagem de 1,23 km<sup>2</sup> e está localizada na encosta do planalto meridional no sul do Brasil, no município de Arvorezinha/RS, sendo uma típica bacia de cabeceira (Figura 4). A geologia do local é caracterizada por derrames vulcânicos, com variação da altitude de 580 a 730m. O relevo, na parte superior da bacia, é ondulado (declividade 7%) e, no terço médio e inferior o relevo, é forte ondulado (>15%), com vertentes curtas e vales encaixados. Há elevada conectividade entre a bacia vertente e o canal fluvial, além de poucas áreas de várzeas. As estradas, juntamente com o relevo, possuem um papel importante na dinâmica da água nessa bacia. Primeiro, porque as estradas apresentam, em muitos locais, ligação direta com a rede de drenagem, aumentando o volume de água escoado superficialmente devido à baixa capacidade de infiltração nas estradas e sendo fonte de sedimento (MINELLA; WALLING; MERTEN, 2008); segundo, a alta conectividade acelera a velocidade do fluxo até o canal fluvial, além de favorecer a entrega de sedimentos e solutos aos corpos d'água, pois as áreas baixas (várzeas) são pequenas, desfavorecendo o processo de deposição.

O clima da região é classificado, segundo a classificação de Köppen, como Cfb subtropical, superúmido mesotérmico sem estação seca definida. A precipitação média anual é de 1605mm, com erosividade média de 6.540 MJ mm ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>.

As classes de solos existentes na bacia são os Argissolos, Cambissolos e Neossolos, determinados em levantamento detalhado de classificação do solo (1:3.000), conforme classificação do Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (2006) (Figura 5a). Os Argissolos estão localizados, principalmente, na porção superior da bacia, apresentando um preponderante, que é a mudança textural abrupta entre o horizonte A e Bt. Dessa forma, há uma descontinuidade da infiltração de água no solo devido à baixa permeabilidade do horizonte Bt (maior teor de argila). Os Cambissolos, nessa bacia, aparecem como manchas específicas localizadas em áreas onde predominam Argissolos ou Neossolos. Sua drenagem é classificada de moderada a boa. Todavia, quando localizados em relevo suave ondulado, sua condição de drenagem fica desfavorecida, tendo acúmulo de água por vários dias em período chuvoso. Os Neossolos ocorrem na porção inferior da bacia, onde o relevo é bastante movimentado. São caracterizados pela ausência do horizonte subsuperficial em contato direto do horizonte superficial com a rocha, dificultando, assim, a continuidade do processo de infiltração dentro do perfil de solo.

Figura 4 – Localização e instrumentação da bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Grupo de pesquisa em monitoramento e modelagem matemática DS/UFSM.

A variabilidade espacial e temporal do uso e manejo do solo foi determinada utilizando imagens de satélite e com o auxílio de um GPS de navegação a campo. Assim, em relação ao uso do solo, o cultivo do tabaco (*Nicotina tabacum* L.) foi, por muito tempo, a atividade agrícola de maior importância econômica no local de estudo. Atualmente, ainda é considerada uma importante fonte de renda para os produtores, todavia ocupa 14% da área total da bacia. De acordo com o último levantamento a campo (2014 - 2015), pôde ser constatado o aumento das áreas de soja e de milho, que, somadas, chegam a 23% (Figura 5b). As áreas de reflorestamento são cultivadas com eucalipto (*Eucalyptus* spp) e também tiveram incremento de áreas desde o ano de 2010 (BARROS, 2012). Recentemente, o cultivo de erva-mate ocupou antigas lavouras de tabaco, mostrando que a dinâmica do uso do solo é grande e fortemente sensível aos preços dos produtos agrícolas.

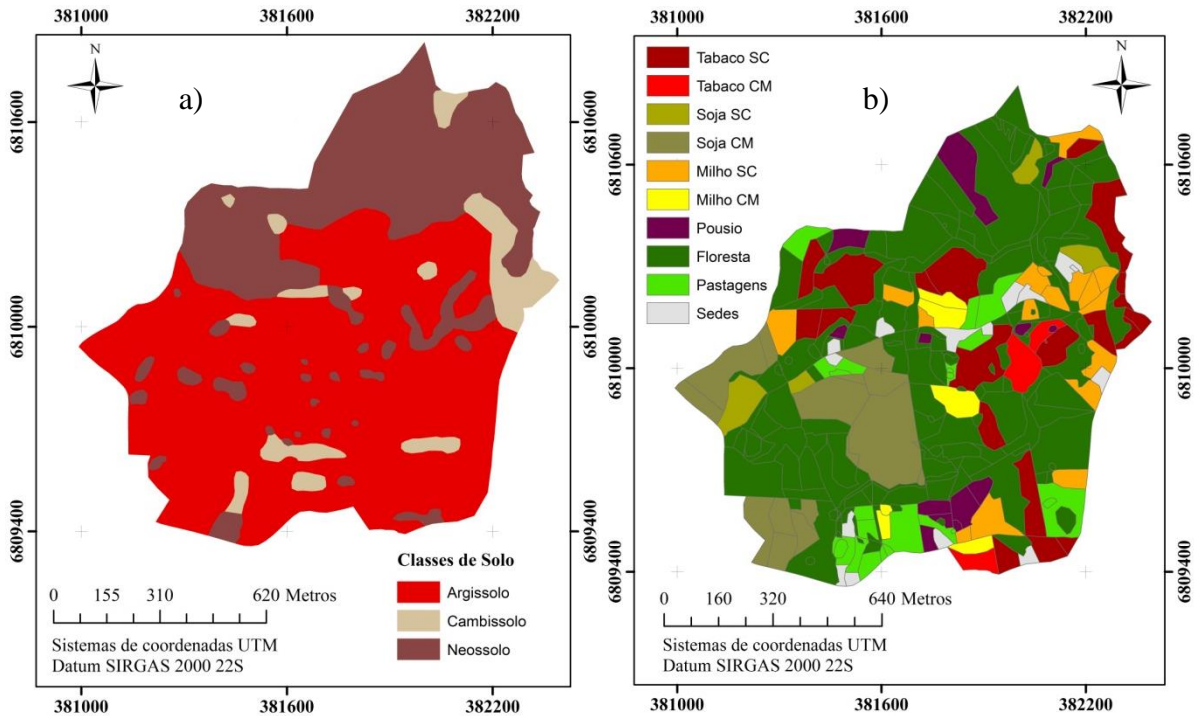
O manejo do solo é caracterizado, principalmente, pelo sistema convencional (SC), tanto para o cultivo de grãos quanto para o tabaco, todavia, na cultura do tabaco, os produtores utilizam “camalhões” (Figura 6a) para favorecer a aeração das raízes do tabaco e evitar o excesso de umidade. Os camalhões não são construídos seguindo as curvas de nível, potencializando a formação dos sulcos de erosão. O SC é caracterizado pelo revolvimento do solo, que favorece a aeração do solo, mas provoca a destruição da sua estrutura. Em um primeiro momento, há o favorecimento do aumento da porosidade na camada superficial do solo, o que aumenta a infiltração de água. Porém, o fluxo de água após a camada superficial é condicionado



ao escoamento subsuperficial de acordo com as características dos três tipos de solos já citados neste trabalho, ou seja, a presença de rocha, saprolito e, ainda, o Bt causam a descontinuidade do fluxo de água no solo, gerando o escoamento subsuperficial (Figura 6b). Todavia, o SC pode desencadear outros processos que agem de forma a incrementar os processos erosivos e o aumento do escoamento superficial, e isso ocorre pela formação do selamento superficial. Esse processo ocorre, potencialmente, em áreas descobertas, onde o impacto da gota da chuva desagrega os macroagregados, e estes passam a ocupar parte dos espaços porosos, tornando, assim, o solo com menos capacidade de infiltração (SILVA; KATO, 1997). No levantamento de 2014 – 2015, verifica-se que as lavouras de tabaco apresentaram um aumento nas áreas com SC, já as culturas de grãos (milho e soja) apresentam, em sua grande maioria, o uso do sistema cultivo mínimo. Na bacia experimental de Arvorezinha, encontramos, ainda, a presença de material grosseiro (Figura 6c), como pedregulhos e cascalhos sobre a superfície, o que é importante, pois serve como barreira física ao impacto da gota da chuva, evitando, também, processos como o selamento superficial.

Além disso, as áreas ciliares são pouco protegidas pelas florestas naturais, favorecendo a conectividade entre vertente e canal, aumentando o escoamento e desfavorecendo a retenção de sedimentos e poluentes, já que elas desempenham o papel de retenção do material que está sendo transportado, além, é claro, da sustentação às margens do canal.

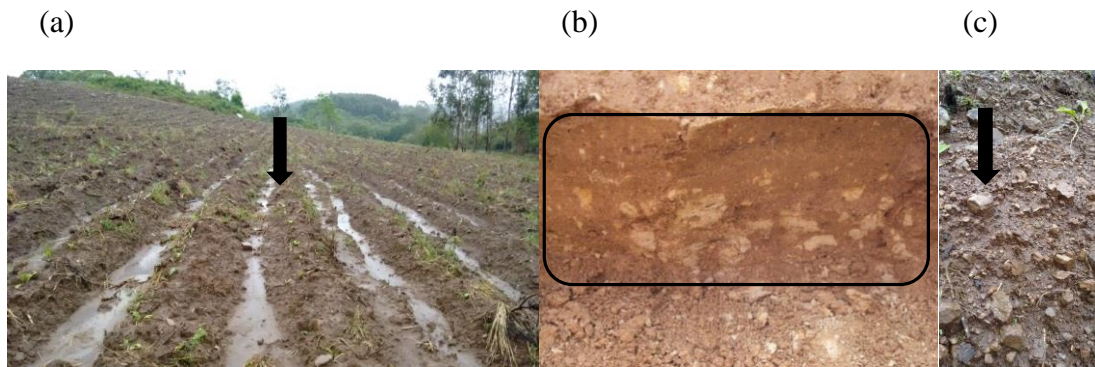
Figura 5 – (a) Classes de solos; (b) Uso e manejo do solo atual 2014 - 2015



Onde SC: sistema convencional e CM: cultivo mínimo.

Fonte: Grupo de pesquisa em monitoramento e modelagem matemática DS/UFSM.

Figura 6 – Características de manejo e solo na área de estudo: (a) detalhe da lavoura de tabaco com a construção do camalhão, (b) camada argilosa que desfavorece a continuidade do fluxo, (c) detalhe da superfície do solo com presença de pedregulhos e cascalhos



Fonte: Elaborada pela autora.

## 5.2 MONITORAMENTO HIDROSEDIMENTOLÓGICO

A precipitação é monitorada, atualmente, com o uso de um pluviógrafo e três pluviômetros, além da disponibilidade de informação da precipitação por um disdrômetro instalado no ano de 2014. Ambos equipamentos estão distribuídos na bacia, sendo que os dados do pluviógrafo são corrigidos pelos valores obtidos nos pluviômetros obtidos em intervalos diários. O pluviógrafo está programado para realizar leituras a cada 10 minutos. A vazão é

determinada por meio da medição do nível do arroio monitorado com um linígrafo (sensor) de pressão (*Thalimedes* – OTT) instalado a uma calha *parshall*, com intervalos de 10 minutos para cada leitura. Juntamente, observações em uma régua linimétrica foram realizadas, três vezes ao dia (9, 12 e 16h), por um hidrotécnico. Atualmente, desde março de 2012, pela falta de hidrotécnico na bacia, a leitura é realizada pelo grupo de pesquisa, que possui calendário fixo de ida ao local. Para a medição da concentração de sedimentos em suspensão (Css), é monitorada a turbidez da água com o uso de um turbidímetro instalado na seção de monitoramento da bacia, e com campanhas de coleta de eventos pluviométricos. Maiores informações e detalhes da seção de monitoramento podem ser encontrados nos trabalhos já concluídos no local de estudo (BARROS, 2012; DALBIANCO, 2013; MINELLA, 2007; MORO, 2011), que contemplam o período da tese, 2010 a 2015.

As amostras de Css coletadas durante os eventos de precipitação foram determinadas por evaporação ou filtração (SHREVE; DOWNS, 2005). O critério para definir qual método a ser utilizado é baseado na quantidade de sedimentos presente nas amostras vindas do campo, em que se busca separar amostras com concentração < 200ppm para filtragem e amostras com concentração > 200ppm para evaporação. Ao chegar no laboratório, as amostras foram pesadas, a fim de obter-se o peso bruto, e alocadas para a sedimentação. Durante uma semana, elas ficavam em repouso, para que o sedimento se depositasse no fundo do recipiente e, assim, o material suspenso separava-se do solúvel. Após uma semana, o processamento da amostra continuava com a retirada de 20ml de alíquota nos primeiros centímetros do recipiente para a determinação dos sólidos solúveis, e, logo em seguida, as amostras eram acondicionadas em estufas a 105°C, por cerca de dois dias, até a evaporação total da água, obtendo-se apenas o sedimento. Por fim, o balanço de massas foi feito, e obtida a Css em g L<sup>-1</sup>.

### **5.2.1 Calibração e manutenção dos equipamentos**

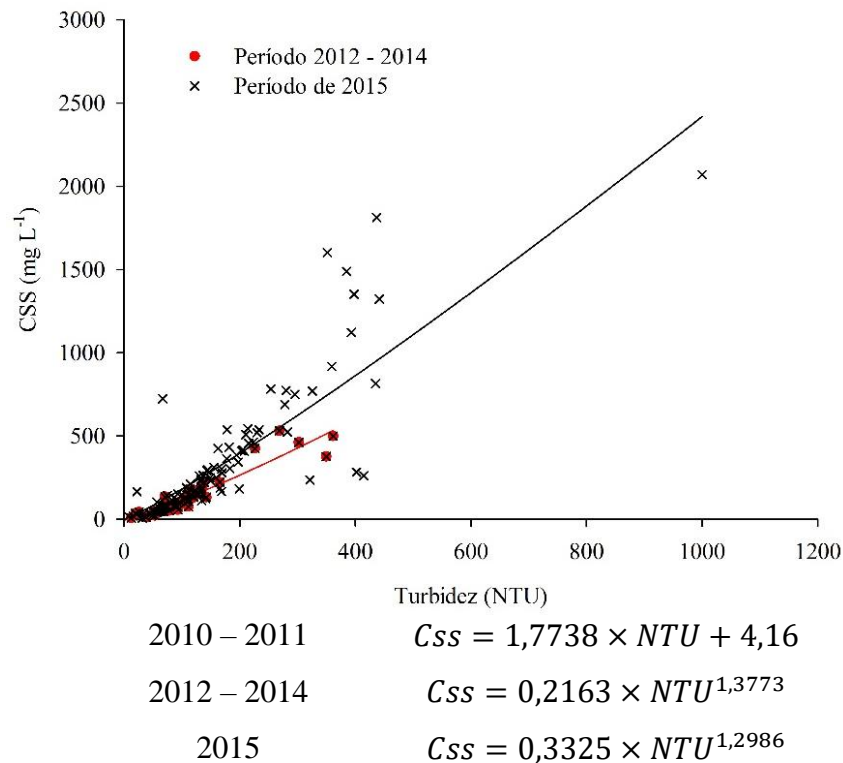
O sensores de turbidez instalados na bacia hidrográfica são da marca “SOLAR” e a calibração consta de duas etapas (MERTEN et al., 2014). A primeira etapa são as calibrações dos valores em mV para NTU (Unidade Nefelométrica de Turbidez), o qual é feita a partir de uma solução padrão em diferentes concentrações. A solução utilizada é a *Polymer Bead Calibration Solutions*. Esta é importada, possui alta qualidade, período de validade maior, é mais estável, não é cancerígena e apresenta as concentrações padronizadas, não sendo necessário efetuar diluições, o que garante maior precisão nos resultados. As concentrações de solução padrão utilizadas foram as seguintes: 0 (água destilada), 40, 100, 400, 800, 1000 e 3000

NTU. Com as concentrações definidas, os sensores são colocados na solução, e anota-se o valor correspondente do sinal emitido para cada concentração; no final, é realizada a curva de calibração. Para cada concentração, foram realizadas 20 leituras (repetições).

A segunda etapa foi calibrar os sensores com sedimentos de cada bacia hidrográfica para converter o sinal (mV) para  $\text{mg L}^{-1}$ . Essa etapa foi realizada com a utilização das amostras coletadas durante as campanhas de eventos pluviométricos, as quais foram relacionadas com as leituras em mV dos equipamentos automáticos. A calibração é um dos processos de maior importância no monitoramento hidrossedimentológico, sendo necessária sua realização periodicamente, adequada a cada três meses. Os resultados das calibrações, durante o período da tese, estão apresentados na Figura 7, em que também estão indicadas as equações utilizadas na conversão de NTU (calibração com solução padrão) para  $\text{mg L}^{-1}$ . Maiores informações sobre a calibração do turbidímetro podem ser obtidas em Dalbianco et al. (2012).

Assim como os turbidímetro, os linígrafos e pluviógrafos também precisam de calibração e/ou aferição, sendo estes ajustados com medidas manuais, realizadas em régua linimétrica e pluviômetros, respectivamente.

Figura 7 – Curvas de calibração estabelecidas durante o período de estudo



Fonte: Elaborada pela autora.

### 5.2.2 Estimativa da produção de sedimentos

A produção de sedimentos (massa por unidade de área) é determinada pelo monitoramento da descarga sólida de sedimentos em suspensão transportados no canal fluvial durante um período de tempo. Dessa forma, a PS foi estimada pelo produto da vazão e concentração de sedimentos em suspensão por meio do monitoramento em um dado intervalo de tempo. Abaixo, a equação 2 utilizada na determinação da PS:

$$PS = \sum_{i=1}^n k(C_{ss} \times Q) \quad (2)$$

Em que: PS é a produção de sedimentos (ton); K é fator de correção de unidades (1.000.000); C<sub>ss</sub> (g L<sup>-1</sup>) representa a concentração de sedimentos em suspensão; Q (L s<sup>-1</sup>) representa a vazão; n representa o número de medições instantâneas de C<sub>ss</sub> e Q num determinado tempo.

### 5.3 MODELAGEM DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS E EROSIVOS

O modelo LISEM (openLISEM versão de código aberto) é um modelo de base raster, que simula apenas o escoamento superficial e o balanço de sedimentos (erosão em sulco e entressulco) para cada célula que compõe a grade de células. Importante lembrar que o LISEM permite simular os efeitos das mudanças de uso e conservação do solo sob as variáveis escoamento superficial, erosão e inundação durante eventos pluviométricos, podendo ser utilizado na avaliação de riscos de desastres, mas não para estimativas a longo prazo. Existem duas grandes implicações do modelo que são de extrema importância para seu uso, pois o modelo será executado com qualquer conjunto de dados, não implicando, porém, a qualidade dos resultados:

1. O modelo não simula processos “lentos” como a evapotranspiração, escoamento de base ou subterrâneo, o que implica a necessidade de cuidado sobre os dados que são introduzidos no modelo.
2. O modelo pode ser utilizado para qualquer tamanho de bacia hidrográfica, mas o tamanho da célula não pode passar de 1ha, a fim de preservar pressupostos físicos corretos. Dessa forma, é necessária a correção dos dados de chuva em áreas grandes, devido à variabilidade espacial da precipitação.

Em sua estrutura, o modelo é um dos primeiros de base física que é completamente integrado em um Sistema de Informação Geográfica, software PCRaster, permitindo a distribuição espacial das informações. O modelo funciona com a entrada de mapas que contêm a variabilidade dos parâmetros de solo, vegetação, relevo e superfície, e é no PCRaster que os mapas exigidos pelo LISEM são obtidos (Figura 8). Além desses parâmetros, é necessário um conjunto de mapas bases, que irão agrupar-se com as informações citadas acima. Nesses mapas base, teremos a descrição do tamanho da área de estudo, rede de drenagem, presença de estradas, classe de solo, levantamento de uso e manejo do solo e características do canal fluvial (JETTEN, 2002). Outra característica do modelo é a possibilidade de simulação dos processos da parte hidrológica e sem a simulação dos processos envolvendo a erosão. O usuário do modelo poderá escolher se simula apenas os processos hidrológicos ou os sedimentológicos também. Além disso, há a possibilidade de simular a existência de um canal/rio, sendo isso escolha do usuário. Neste trabalho, foram simulados os processos hidrossedimentológicos com a presença de um canal.

A propagação do escoamento superficial e dos sedimentos ocorre pela propagação da onda cinemática, que é descrita pela equação da continuidade e da conservação da quantidade de movimento. A solução matemática para resolver a propagação da onda é pelo método das diferenças finitas, utilizada tanto para a bacia vertente como para o canal fluvial (CHOW;

MAIDMENT; MAYS, 1988). Para a resolução do cálculo das diferenças finitas, são utilizados dois métodos numéricos distintos, que têm o objetivo de determinar a vazão para qualquer instante em qualquer posição, resolvidos pela equação 3. O primeiro é chamado de método linear e é considerado menos robusto, sendo afetado pela relação  $\Delta t/\Delta x$  e podendo acumular erros dependendo dos valores utilizados. Assim, os resultados obtidos pelo método linear serão utilizados pelo outro método, chamado de não linear. Este não é afetado pela relação  $\Delta t/\Delta x$ , podendo ser utilizados diferentes valores sem que sejam introduzidos erros.

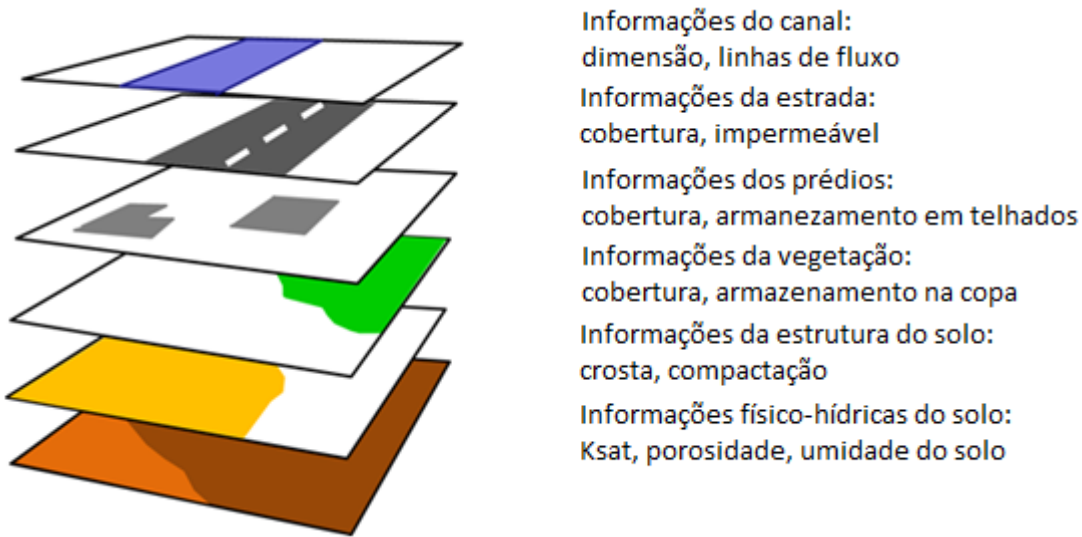
$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \alpha \times \beta \times Q^{\beta-1} \times \frac{\partial Q}{\partial t} = q \quad (3)$$

Em que: Q é a vazão; x o tamanho da célula; t o tempo de propagação;  $\beta$  parâmetro da equação no valor de 3/5;  $\alpha$  parâmetro da equação da onda cinemática equacionado com o perímetro molhado; q representa a vazão em determinado percurso.

A relação  $\Delta t/\Delta x$  que forneça estabilidade na resolução dos cálculos pode ser obtida pela condição de Courant. De acordo com essa condição, o intervalo de tempo ( $\Delta t$ ) deve ser menor ou igual à divisão entre o tamanho da célula ( $\Delta x$ ) pela celeridade ( $\mu$ ) da onda cinemática. Neste estudo, o  $\Delta x$  foi de 5m e o  $\Delta t$  de 20 segundos.

O modelo fornece diferentes formatos para os resultados, por meio de mapas de desagregação, perda de solo e deposição (*.map*). Além disso, fornece um arquivo *txt* com os valores de descarga líquida, concentração de sedimentos e descarga sólida tanto na bacia vertente quanto no canal para cada tempo de simulação (timestep). Ainda, um arquivo com o resumo de todas as informações finais é fornecido, como, por exemplo, a vazão de pico, desagregação pelo impacto da gota da chuva e escoamento superficial, deposição, desagregação no canal fluvial, entre outros. Por fim, um arquivo com o resumo das informações hidrossedimentológicas para cada uso e manejo do solo simulado é resultante.

Figura 8 – Ilustração da entrada de dados necessários no modelo LISEM, a partir das informações obtidas a campo, literatura e laboratório



Fonte: <http://blogs.itc.nl/lisem> (adaptado).

### 5.3.1 Componentes da modelagem hidrossedimentológica

#### 5.3.1.1 Precipitação

A precipitação é inserida no LISEM por meio de um arquivo *txt* contendo a intensidade de chuva ( $\text{mm h}^{-1}$ ) para todo o evento a ser simulado. Caso a área de estudo tenha grande variabilidade espacial da chuva, é necessário inserir os dados de todas as estações, ou, ainda, pode ser inserido o mapa contendo tal variabilidade. Para este trabalho, foram utilizados pluviógrafos e pluviômetros, que estão alocados de modo a contemplar a variabilidade da precipitação na bacia. Dessa forma, um arquivo *txt* com a intensidade da precipitação referente a cada evento utilizado na calibração foi inserido no modelo.

#### 5.3.1.2 Interceptação

Nem toda água da precipitação atinge o solo, isto é, uma parte da água da chuva é interceptada pela vegetação, serrapilheira, e evaporada durante ou depois do evento (Figura 9). A interceptação da precipitação pela presença de plantas é calculada pela capacidade máxima de armazenamento do dossel ( $S_{\text{max}}$ ) presente na área de estudo. Quando não há mais a capacidade de armazenar, o modelo interpreta como “transbordamento”. Além disso,  $S_{\text{max}}$  não é a média da célula e nem dos  $S_{\text{max}}$ , mas sim o valor gerado de água armazenada no dossel máximo nesse pixel de acordo com a vegetação presente. Para isso, uma relação direta com o



índice de área foliar é realizada, mas este é considerado como média dos índices de área foliar presente em um pixel e utilizado para estimar o  $S_{max}$ .

Assim, a interceptação acumulada durante o evento simulado é calculada segundo a equação 4 (ASTON, 1979; DE JONG; JETTEN, 2007):

$$Cs = S_{max} \left( 1 - \exp \left( -k \times \frac{Pacum}{S_{max}} \right) \right) \quad (4)$$

Sendo: Cs é a interceptação vegetal acumulada (mm), Pacum é a precipitação acumulada (mm),  $S_{max}$  é o máximo armazenamento do dossel (mm) e K é um fator utilizado para corrigir o efeito da densidade do dossel, que pode interferir na velocidade do armazenamento da água (ASTON, 1979; DE JONG; JETTEN, 2007). O fator K está relacionado com o índice de área foliar (IAF) e tipo de abertura do dossel (co), todavia utilizamos valores para a abertura da copa referente a experimentos realizados com espécies arbóreas, como pinus e eucaliptos. A equação para K é a apresentada abaixo:

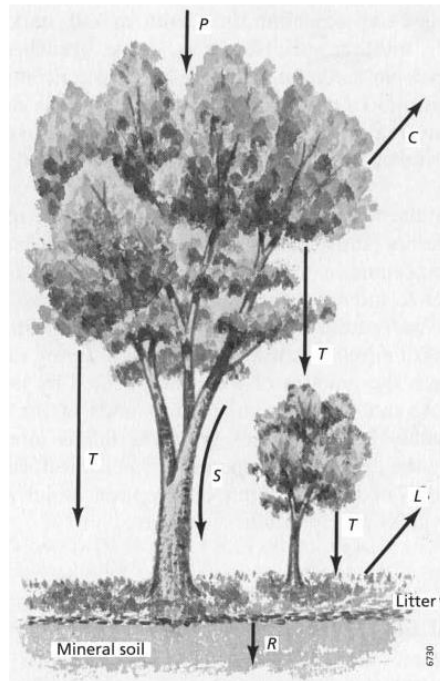
$$k = \exp(-co \times IAF) \quad (5)$$

Na interface do modelo LISEM, deve-se entrar com o valor para abertura da copa, utilizando o valor referente aos experimentos com arbóreas, o valor de 0,45, que representa copas muito abertas, diferentemente de espécies densas com copa mais fechada, sendo o valor indicado de 0,9. Além disso, juntamente com a inserção do co, é necessário inserir o valor referente ao escoamento pelo tronco das plantas. O modelo ainda disponibiliza diferentes equações para o cálculo do  $S_{max}$ , que foram obtidas por equações de regressão de acordo com a vegetação. Para o uso de lavouras, a equação utilizada é a número 6:

$$S_{max} = 0,935 + 0,498 \times IAF - 0,00575 \times IAF^2 \quad (6)$$

Observa-se que, mesmo o modelo disponibilizando diferentes equações para alguns tipos de vegetação, é necessário escolher uma equação, e ela representará a equação para toda área da bacia, isto é, estaremos calculando áreas com floresta plantada com equação de  $S_{max}$  de lavoura, por exemplo. Entretanto, o modelo disponibiliza uma opção que pode “consertar” esse erro, por meio da inserção de mapa com o valor de  $S_{max}$ , sendo, assim, possível contemplar a variabilidade espacial da capacidade máxima de armazenamento.

Figura 9 – Componentes da interceptação



Em que: P = precipitação; T = precipitação interceptada, mas que atinge o solo; C = precipitação interceptada e que é evaporada; S = escoamento pelo tronco; L = precipitação que atinge a serrapilheira e retorna evaporada; R = precipitação que atinge o solo. Fonte: DE JONG; JETTEN, 2007.

### 5.3.1.3 Infiltração de água no solo

Dentre os submodelos para cálculo da infiltração de água no solo, utilizou-se o Green e Ampt duas camadas. O modelo Green e Ampt é baseado na equação de Darcy para o fluxo de água na direção vertical e saturado. As forças motrizes ou condutoras, nesse processo, são a gravidade e a sucção matricial, contudo, havendo lâmina de água acumulada sobre o solo, poderá haver o potencial de pressão. Há uma frente de molhamento, em que, acima, está a umidade de saturação, e, logo abaixo dessa frente, o solo está na umidade inicial, em condições anteriores ao processo de infiltração. A abordagem do método de Green- Ampt usa a equação simplificada de Darcy para o fluxo de água vertical, conforme a equação 7:

$$q = -k_{sat} \times \left( \frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (7)$$

Em que: q é a taxa de infiltração ( $\text{mm h}^{-1}$ );  $K_{sat}$  é a condutividade hidráulica do solo saturado ( $\text{mm h}^{-1}$ ); dh é a soma da pressão da lâmina de água presente no solo com o potencial matricial (mm); dz é a profundidade da

infiltração (mm). O sinal negativo significa que o fluxo de água ocorre no sentido contrário ao do aumento do gradiente de energia.

A infiltração acumulada é calculada pela disponibilidade de vazios (espaço poroso) e aumenta durante o processo de infiltração até o alcance do fundo do solo, conforme a equação 8:

$$I = dz \times (Pt - \theta_i) \quad (8)$$

Em que: I é a infiltração acumulada (mm); Pt é a porosidade total (-);  $\theta_i$  representa a umidade inicial do solo (-).

A combinação dessas duas equações resulta na taxa de infiltração potencial (fpot), que é utilizada para avaliar se ocorre infiltração ou escoamento a partir da comparação com a intensidade de chuva. A equação 9 traz a união das equações 7 e 8:

$$q = fpot = -ksat \times \left( 1 + \frac{dh \times (Pt - \theta_i)}{I} \right) \quad (9)$$

Em que: fpot é a taxa de infiltração potencial (mm h<sup>-1</sup>).

O modelo calcula, para cada tempo de simulação, a taxa de infiltração potencial e compara com a intensidade de precipitação. Se a taxa de infiltração potencial é maior que a intensidade de precipitação, então a taxa de infiltração real é igual à intensidade de precipitação. Se a taxa de infiltração potencial é menor, a taxa de infiltração real é igual à taxa de infiltração potencial.

#### 5.3.1.4 Armazenamento nas microdepressões

Antes de iniciar o escoamento superficial, uma pequena quantidade de água vai ser armazenada nas microdepressões da superfície. A superfície de armazenagem é baseada na microdepressão do solo, a qual é caracterizada pela rugosidade aleatória (ONSTAD, 1984). Kamphorst et al. (2000) testaram seis índices de rugosidade diferentes e descobriram que o desvio padrão das alturas apresentou a melhor relação com MDS (cm). Essa rugosidade entra no LISEM com o desvio padrão de elevação da superfície, medida em uma escala pequena. Então, é possível calcular a quantidade de água, armazenada pelas microdepressões, que não está em movimento e, também, a largura do escoamento superficial, quando é iniciado o escoamento.

O armazenamento de superfície é calculado utilizando a depressão máxima de armazenamento (MDS). Este é o valor limiar acima do qual a superfície das microdepressões do solo provoca o transbordamento. O MDS foi determinado por Kamphorst et al. (2000) a partir de 221 modelos numéricos do terreno (MNT) de vários tipos de microdepressões, em uma ampla variedade de circunstâncias e tipos de solos agrícolas (Equação 10):

$$MDS = 0,243RR + 0,0010RR^2 - 0,012 \times RR \times S \quad (10)$$

Em que: MDS é a depressão máxima de armazenamento (cm); RR representa a rugosidade aleatória do solo (cm); S é a declividade do local (%).

No entanto, no LISEM, é assumido que o MDS não é um limite fixo e pode fluir antes de MDS; assim, com base numa análise SIG, a água liberada a partir de um pixel é (Equação 11):

$$h_{flow} = (h - SDS) \times \left( 1 - \exp\left(\frac{-h \times (h - SDS)}{(MDS - SDS)}\right) \right) \text{ se } h > SDS \quad (11)$$

Em que:  $h_{flow}$  é a água liberada a partir de um pixel; h é a altura total de água (cm); SDS é o armazenamento inicial de água nas microdepressões do solo (cm) estimada em 10 % de MDS.

Nessa etapa, ainda temos o cálculo da largura do fluxo (w), calculado como a fração de área empoçada num pixel (fpa). O pixel é multiplicado pelo comprimento dx (Equação 12):

$$w = fpa \times dx = dx \times \left( 1 - \exp\left(-1,875 \times \frac{h}{RR}\right) \right) \quad (12)$$

Cabe ressaltar que a área empoçada (armazenamento nas microdepressões) possui efeito na desagregação pelo *splash* (impacto da gota), sendo o efeito da gota menor nessa condição (durante um determinado tempo) do que em solo seco.

### 5.3.1.5 Estradas e Canais

Uma célula do “gridcell” pode ser parcialmente ocupada por uma estrada e/ou por um canal. No caso de uma estrada, a superfície da estrada é assumida ser lisa e não tem armazenamento de superfície, além de ser considerada impermeável. Nesse caso, a largura do fluxo é calculada como (Equação 13):

$$w = dx \times fpa + roadwidth \quad (13)$$

Em que: roadwidth é a largura da estrada (m).

A altura resultante da água disponível para o escoamento ( $h_{ro}$ ) é calculada como a média ponderada da altura da lâmina de água da superfície do solo com a altura da lâmina de água da superfície da estrada ( $h_{road}$ ) (Equação 14):

$$h_{ro} = \frac{(h_{flow} \times fpa \times dx + h_{road} \times roadwidth)}{dx} \quad (14)$$

Nota-se que a largura da estrada é sempre menor do que o tamanho da célula de  $dx$  e, no caso da presença de um canal, a largura do canal tem precedência (de modo que a largura da estrada + largura do canal  $< dx$ ).

### 5.3.1.6 Escoamento superficial

Depois que a água da superfície supera a superfície de armazenamento, ela é encaminhada no sentido do declive para a saída de bacia, por meio da propagação pela onda cinemática. A água flui por uma rede de fluxo pré-definido, ou seja, pela direção de fluxo. A onda cinemática é baseada na velocidade,  $V$  ( $m\ s^{-1}$ ), a qual é calculada com a equação de Manning (Equação 15):

$$V = \frac{1}{n} \times R^{\frac{2}{3}} \times S^{\frac{1}{2}} \quad (15)$$

Em que:  $V$  representa a velocidade ( $m\ s^{-1}$ );  $R$  é o raio hidráulico da seção transversal (m);  $S$  é a declividade ( $m\ m^{-1}$ );  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning.

A descarga líquida ( $m^3\ s^{-1}$ ) por célula é, então, calculada (Equação 16):

$$Q = \alpha \times A^\beta, \text{ onde } \alpha = \left( \frac{n}{S^{\frac{1}{2}} \times P^{\frac{2}{3}}} \right)^\beta \quad (16)$$

Com valor  $\beta = 0,6$ ,  $A$  é a área da seção transversal molhada ( $m^2$ ) e  $P$  é o perímetro molhado (m).

O encaminhamento do escoamento superficial é realizado por uma solução implícita, por diferenças finitas da onda cinemática, em conjunto à equação de Manning. Procedimentos da solução numérica podem ser encontrados em Chow, Maidment e Mays (1988) e Moore e Foster (1990). A propagação da onda cinemática é determinada sobre o mapa direção do fluxo de superfície (LDD), que forma uma rede que conecta células em oito direções. Algumas células podem ter um canal (valas, voçoroca, leito do rio), o que implica em um cálculo em separado da propagação da onda. As células que têm um canal de recepção de uma parte do escoamento superficial dependem da velocidade. Assim, a velocidade é considerada a velocidade média existente na célula. O canal é considerado no centro da célula, de modo que a distância da aresta para o canal é de  $0,5 * (dx - \text{largura do canal})$ . A fração  $f$  da água que flui para dentro do canal é, portanto (Equação 17):

$$f = \frac{V \times dt}{(0,5 \times (dx - lc))} \quad (17)$$

Em que:  $V$  é a velocidade da água em  $m s^{-1}$ ;  $dx$  é a largura do pixel em m;  $lc$  é a largura do canal em m.

#### 5.3.1.7 Erosão: desagregação, transporte e deposição.

Primeiramente, o modelo considera erosão a soma do desprendimento das partículas do solo pelo impacto da gota da chuva ou *splash* e o desprendimento pelo escoamento superficial, tanto pela bacia vertente quanto pelo canal fluvial. O transporte ocorre apenas pelo escoamento superficial e não pelo *splash*. E quando a concentração de sedimentos advinda do escoamento superficial e *splash* é superior à capacidade de transporte pelo fluxo, ocorre a deposição. Assim, podemos equacionar a concentração de sedimentos pela equação 18:

$$e = Ds + Df - Dp \quad (18)$$

Em que:  $e$  representa a concentração de sedimentos;  $D_s$  é a desagregação do solo pelo *splash* ( $\text{kg s}^{-1}$ );  $D_f$  é a desagregação pelo escoamento superficial ( $\text{kg s}^{-1}$ );  $D_p$  representa a deposição ( $\text{kg s}^{-1}$ ).

#### 5.3.1.7.1 Desagregação pelo impacto da gota da chuva

A energia cinética é dissipada sobre a superfície do solo na forma de som, calor ou trabalho, sendo essa última forma de dissipação a responsável pela desagregação e a dispersão das argilas. Juntamente à energia cinética da chuva, a estabilidade de agregados e a altura de lâmina de água, formada pelo armazenamento de água nas microdepressões, atuam diretamente nesse processo (Equação 19).

$$D_s = \left( \frac{2,82}{EA} \times EC \times e^{-1,48d} + 2,96 \right) \times P_{net} \times \frac{dx^2}{dt} \quad (19)$$

Em que:  $EA$  é a estabilidade de agregados, representada pelo número médio gotas necessárias para romper o agregado (-);  $EC$  é a energia cinética da chuva ( $\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$ );  $d$  é a lâmina de água sob o solo (m);  $P_{net}$  é a precipitação líquida (mm);  $dx$  é a área da célula ( $\text{m}^2$ );  $dt$  é o tempo de incremento da simulação (segundos).

Essa equação foi desenvolvida e calibrada com dados medidos a campo na província de Limburg (DE ROO; WESSELING; RITSEMA, 1996). Para a estabilidade de agregados, a relação é inversamente proporcional, isto é, quanto maior o valor obtido para a  $EA$ , menor deveria ser a desagregação pelo *splash*. A estabilidade de agregados é uma propriedade do solo que confere resistência e boa estrutura ao solo, proporcionando boa aeração, drenagem e resistência a forças externas, como a água, por exemplo. Um solo com alta estabilidade de agregados consegue resistir aos impactos da gota da chuva, mas essa característica depende do tipo de solo, textura e manejo, bem como da presença de agentes cimentantes que conferem maior estabilidade ao agregado, como a matéria orgânica e a presença de óxidos (MAGDOFF; WEIL, 2004). Entretanto, uma faixa de valores é permitida no LISEM, o que significa que, a partir de um valor, o modelo não irá responder às alterações simuladas. Esse intervalo está entre 0,00001 - 200 número médio de gotas. A obtenção do número médio de gotas é realizada por um ensaio que simula o impacto da gota sobre o agregado, e, assim, é contabilizado o número médio de gotas até que o agregado se rompa (BRUCE-OKINE; LAL, 1975; IMESON; VIS, 1984; MCCALLA, 1944).

A energia cinética é calculada não apenas para a precipitação direta, mas também para a parte da chuva que é interceptada e, posteriormente, cai sobre o solo (throughfall), conforme a equação 20:

$$EC_T = 15,8 \times (h^{0,5}) - 5,87 \quad (20)$$

Em que:  $EC_T$  é a energia cinética para a precipitação “throughfall” [ $J m^{-2} mm^{-1}$ ];  $h$  é a altura da planta (m).

Já a energia cinética para a precipitação direta pode ser obtida pela escolha entre três modelos que estimam a energia cinética (EC) a partir da intensidade da precipitação (I) na interface do LISEM (Figura 10). Primeiramente, temos a opção de um modelo exponencial, em que podem ser atribuídos fatores obtidos pela relação entre EC e I (Equação 21). Até o presente momento, estava sendo utilizado, nos trabalhos com o modelo LISEM, a equação 21, por meio do estudo desenvolvido por Van Dijk, Bruijnzeel e Rosewell (2002). Os autores fizeram um levantamento de informações que continham dados sobre a EC e I em diferentes locais, nos EUA e no mundo, totalizando 12 locais. Esses dados geraram os dados médios utilizados e/ou parametrizados na equação 21.

$$EC = e_{max}(1 - a \times \exp(-b \times I)) \quad (21)$$

Em que:  $e_{max}$  indica um conteúdo máximo de energia cinética e  $a$  e  $b$  são coeficientes empíricos. O coeficiente  $a$  juntamente com o  $e_{max}$  determina a energia cinética mínima (ou seja, a energia cinética em baixíssima intensidade de chuva). O coeficiente  $b$  define a forma geral da curva, e o  $I$  representa a intensidade da chuva ( $mm h^{-1}$ ).

A segunda opção, de ampla utilização nos trabalhos de erosão do solo, é o modelo matemático inspirado na relação empírica estabelecida por Wischmeier e Smith (1958). Outros modelos de base física, como o EUROSEM, também utilizam esse modelo em sua estrutura (MORGAN et al., 1998a, 1998b). Assim, a equação 22 mostra a função logarítmica que descreve tal modelo.

$$EC = a + b \times \log(I) \quad (22)$$

A terceira possibilidade de modelos para estimar a energia cinética é uma função potência, representada pela equação 23, no item 5.6.1. Será discutido mais sobre esse modelo para estimar a EC.

$$EC = a \times I^b \quad (23)$$



Figura 10 – Opções para obter a energia cinética da gota da chuva pelo modelo LISEM

Fonte: openLISEM.

#### 5.3.1.7.2 Desagregação pelo escoamento superficial

Para o cálculo da desagregação pelo escoamento superficial, transporte e deposição, o modelo LISEM utiliza o conceito de *streampower* (“potência do escoamento”), baseado na equação da capacidade de transporte (GOVERS, 1990). Além disso, essa etapa é apoiada no modelo EUROSEM (MORGAN et al., 1998b), em que a capacidade de transporte reflete um equilíbrio entre o processo de erosão e de deposição.

O cálculo inicia na célula a montante, onde a desagregação pelo *splash* e pelo escoamento superficial é mensurada; assim, a concentração de sedimentos em suspensão ( $C_{ss}$ ) é adicionada no fluxo que vai até a próxima célula. Nesta, é contabilizado o *splash* com a concentração de sedimentos advinda da célula a montante; somando essas concentrações, o modelo irá calcular a capacidade de transporte (TC) da célula atual e comparar se  $TC > C_{ss}$  ou  $TC < C_{ss}$ . Caso  $TC > C_{ss}$ , irá ocorrer a desagregação pelo escoamento nessa célula, caso contrário, irá ocorrer deposição. A equação 24 descreve  $D_f$  (desagregação pelo escoamento superficial):

$$D_f = Y \times (TC - C_{ss}) \times V_s \times w \times dx \quad (24)$$

Em que: Y é um índice que representa a eficiência de desagregação do solo pelo escoamento;  $V_s$  é a velocidade de sedimentação ( $m\ s^{-1}$ ); w é a largura do fluxo (m); dx refere-se ao tamanho do pixel (m).

O índice de eficiência  $Y$  pode ser calculado pela equação 25 e possui uma relação inversa com a coesão do solo, propriedade utilizada para representar a resistência do solo ao cisalhamento. Morgan et al. (1998a), baseado em outros trabalhos, assume que o índice  $Y$  é igual a 1 quando  $Df$  é negativo, ou seja, a deposição estará ocorrendo; e  $Y$  é menor que 1 para solos coesivos, principalmente, quando ocorre maior desagregação pelo escoamento superficial com  $Df$  positivo.

$$Y = \frac{u_{min}}{u_c} = \frac{1}{(0,89 + 0,56 \times coh)} \quad (25)$$

Em que:  $u_{min}$  e  $u_c$  representam a velocidade de cisalhamento do fluxo atual e velocidade de cisalhamento crítica, a qual inicia o cisalhamento do solo;  $coh$  é a coesão do solo (kPa), juntamente com a coesão adicional por raízes (kPa).

A coesão do solo deve ser obtida pelo equipamento Torvane (kPa), em condições de solo saturado. A coesão adicional das raízes, que também expressam uma determinada resistência ao cisalhamento do solo, é de difícil obtenção a campo. Dessa forma, é disponibilizado por Morgan et al. (1998b) uma lista com valores de coesão pelas raízes para diferentes usos do solo. Ainda, da mesma forma que a estabilidade de agregados, a coesão do solo + coesão das raízes também possui limite de valores, os quais, fora dele, não terá resposta do modelo. Para esse parâmetro, o valor das duas coesões deverá ser superior a 0,196kPa.

Caso não ocorra desagregação pelo escoamento, teremos o processo da deposição (Equação 26). A deposição é calculada de forma similar ao  $Df$ , diferenciando-se pela presença de uma função de decaimento exponencial, que é adicionada para simular o efeito da velocidade de sedimentação das partículas, que vai diminuir quando elas encontrarem o fundo da camada de água sob a superfície.

$$Dp = (TC - C_{ss}) \times \left( 1 - \exp\left(-dt \frac{Vs}{d}\right) \right) \times d \times w \times dx \quad (26)$$

Em que:  $d$  é a profundidade da lâmina (m);  $d*w*dx$  é o volume da água no pixel.

Então, a capacidade de transporte é o que definirá o resultado de cada pixel quanto aos processos de desagregação e deposição. Assim, é de suma importância o seu equacionamento, a fim de não gerar resultados equivocados. O modelo LISEM utiliza a equação proposta por Govers (1990), baseada na potência do escoamento. Govers (1990) realizou um experimento em laboratório com um canal de 6 metros de comprimento útil, para simular a capacidade de

transporte de um canal de sulco. Além disso, a declividade entre 1- 12° e a vazão 2 - 100 cm<sup>3</sup> cm<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> (0,002 a 0,1 L cm<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>). Dessa forma, essa equação não foi desenvolvida para a capacidade de transporte de sedimentos em um canal fluvial, mas sim para canal de sulco em laboratório, com material de granulometria variando de silte a areia grossa. Entretanto, no modelo LISEM, são consideradas as mesmas equações para canal do sulco e canal fluvial, mudando os valores hidráulicos.

Por meio de várias relações entre parâmetros hidráulicos e a concentração de sedimentos, Govers (1990) obteve a melhor relação entre a  $C_{ss}$  e a potência de escoamento representado pela declividade e velocidade do fluxo. A capacidade de transporte segue representada na equação 27:

$$TC = \rho \times Cl \times (\omega - \omega_c)^{Dl} = \rho \times Cl \times (S \times V - 0,004)^{Dl} \quad (27)$$

Em que:  $\rho$  é a densidade da partícula (kg m<sup>-3</sup>);  $Cl$  e  $Dl$  são coeficientes empíricos relacionados com o  $D_{50}$ , que representa a mediana do tamanho da partícula do solo ( $\mu\text{m}$ );  $\omega$  é a unidade da potência do escoamento;  $\omega_c$  é a unidade crítica da potência do escoamento (0,004 m s<sup>-1</sup>);  $S$  é a declividade do canal (m m<sup>-1</sup>);  $V$  é a velocidade do fluxo (m s<sup>-1</sup>).

O valor de  $\omega_c$  foi obtido por Govers (1990) em seu experimento com valor de 0,004 m s<sup>-1</sup>. Os coeficientes  $Cl$  e  $Dl$  podem ser obtidos pelas equações 28 e 29, respectivamente, mas também são tabelados por Govers (1990).

$$Cl = \left( \frac{(D_{50} + 5)}{0,32} \right)^{-0,6} \quad (28)$$

$$Dl = \left( \frac{(D_{50} + 5)}{300} \right)^{0,25} \quad (29)$$

#### 5.4 ANÁLISE DA DINÂMICA HIDROLÓGICA DA BACIA

Primeiramente, cabe ressaltar o conceito aqui utilizado para separar os eventos quanto a sua magnitude, sendo esta fundamental para analisarmos a dinâmica hidrológica e sedimentológica da bacia hidrográfica. Assim, os eventos de chuva-vazão foram classificados em três magnitudes, conforme a vazão máxima de cada evento: baixa magnitude (<300 L s<sup>-1</sup>), média magnitude (300 à 800 L s<sup>-1</sup>) e alta magnitude (> 800 L s<sup>-1</sup>). Portanto, quando os eventos foram classificados quanto a sua magnitude, refere-se a essa classificação baseada na vazão

máxima do evento. Ainda, a classificação está ligada ao comportamento da vazão com a calha fluvial, então, quando o nível da calha é extrapolado ou ocorre o transbordamento em algum ponto da mesma, é quando ocorre eventos de alta a extrema magnitude. Isso é importante, porque trataremos as análises a partir dos resultados baseados nessa classificação.

#### **5.4.1 Separação dos escoamentos**

##### *5.4.1.1 Análise do método gráfico*

Anteriormente ao uso do Sid como ferramenta de separação dos escoamentos, era utilizado o método que se baseia na análise gráfica do hidrograma. O método da análise gráfica do hidrograma foi realizado, neste trabalho, para obter as variáveis hidrológicas dos eventos extremos, uma vez que os eventos são referentes a períodos em que não houve coleta de amostras para quantificar o silício dissolvido. Além disso, os nove eventos que foram trabalhados, tanto no estudo hidrológico (quantificação do Sid) como na modelagem, também foram separados pelo método da análise gráfica do hidrograma. Assim, as duas metodologias puderam ser comparadas.

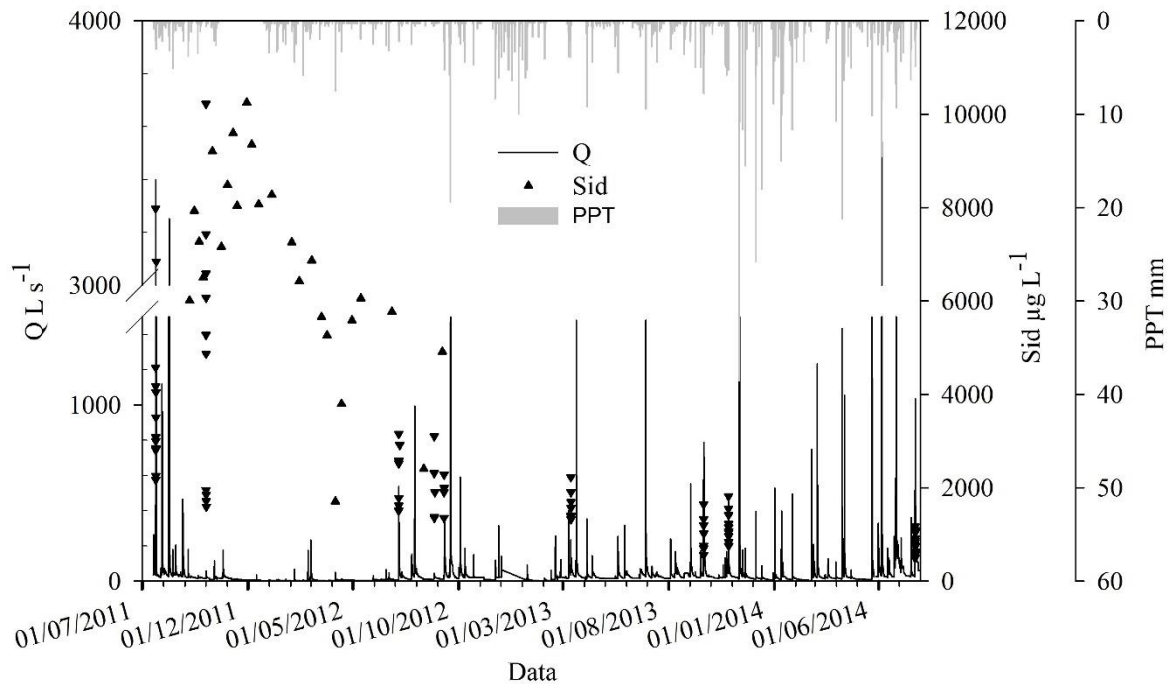
##### *5.4.1.2 Uso de traçador - Silício dissolvido*

No item 5.3, foram informadas algumas características e procedimento de cálculos pelo modelo LISEM, mostrando que o modelo não simula os processos lentos como o escoamento subsuperficial. Dessa forma e com o objetivo de compreender a dinâmica dos diferentes componentes do escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo), em julho de 2011, foi incorporado um programa complementar de monitoramento de parâmetros químicos, para caracterizar a vazão durante o período dos eventos e entre os eventos e, assim, caracterizar as componentes. Para isso, durante um ano (07/09/2011 a 07/09/2012), foram coletadas amostras em intervalos quinzenais ou mensais, dependendo da época do ano. Essas amostras caracterizaram a vazão e componente no escoamento de base e totalizaram 28 amostragens. Já durante um período maior, que iniciou em julho de 2011, mais precisamente durante o evento ocorrido em 20/07/2011, e que se estendeu até julho de 2014, com a ocorrência do evento em 23/07/2014, foram realizadas campanhas para a coleta de eventos de chuva, obtendo-se, ao total, nove eventos monitorados.

As amostragens tinham como objetivo determinar a concentração de Si dissolvido e a concentração de sedimentos em suspensão. O amostrador utilizado foi o USDH-48. As coletas

foram realizadas de acordo com a elevação do nível do canal, objetivando-se discretizar a onda de cheia. A Figura 11 mostra o período do monitoramento em que houve as coletas entre e durante os eventos de chuva, juntamente com o hietograma e o hidrograma.

Figura 11 – Hietograma, hidrograma e amostragens para determinação do Si durante e entre eventos, para o período de 2011 a 2014



Fonte: Elaborada pela autora.

Para realizar a separação dos escoamentos, foram utilizados os nove eventos de chuva monitorados, apresentados na Tabela 1. Esses eventos foram utilizados para separar os escoamentos, aplicando-se o silício em sua fase dissolvida, e para avaliar o impacto dos fluxos subsuperficiais na modelagem do processo erosivo, utilizando-se um modelo de base física.

Para separar e avaliar a contribuição de cada escoamento segundo o silício dissolvido, foi utilizado o modelo de duas componentes. O fluxo de água subsuperficial foi contabilizado junto com o fluxo subterrâneo, de acordo com as premissas do método de balanço de massas. Assim, a equação 30 mostra como foi obtida a proporção de cada um dos dois escoamentos principais e como foi calculada, em cada intervalo de tempo, a contribuição do escoamento subterrâneo + escoamento subsuperficial e escoamento superficial para cada evento monitorado.

$$Q_t \times [Sid_t] = Q_{ES} \times [Sid_{ES}] + Q_{EST+ESS} \times [Sid_{EST+ESS}] \quad (30)$$

Em que:  $Q_t$  é o escoamento total do evento em  $L s^{-1}$ ;  $[Sid_t]$  é a concentração total de silício dissolvido no evento em  $\mu g L^{-1}$ ;  $Q_{ES}$  é o escoamento superficial do evento em  $L s^{-1}$ ;  $[Sid_{ES}]$  é a concentração de silício dissolvido no escoamento superficial em  $\mu g L^{-1}$ ;  $Q_{EST+ESS}$  é o escoamento subterrâneo mais o escoamento subsuperficial (zona insaturada) do evento em  $L s^{-1}$ ;  $[Sid_{EST+ESS}]$  é a concentração de silício dissolvido no escoamento subterrâneo mais o escoamento subsuperficial (zona insaturada) no evento em  $\mu g L^{-1}$ .

Assumiu-se que a concentração de silício dissolvido oriundo do escoamento superficial é desprezível, assumindo o valor zero. Dessa forma, a equação 30 pode ser reescrita como a equação 31:

$$Q_{EST+ESS} = \frac{[Sid_t] \times Q_t}{[Sid_{EST+ESS}]} \quad (31)$$

Tabela 1 – Características hidrossedimentológicas dos nove eventos monitorados.

Evento	PPT	PPT5	$Q_{max}$	$Q_{total}$	$C_{SSmax}$	PS
	--mm--		$L s^{-1}$	mm	$g L^{-1}$	t
20/07/2011	127,03	44,19	3339,42	90,10	0,61	24,76
01/10/2011	16,96	0,00	57,71	1,13	0,20	0,12
06/07/2012	95,36	0,00	536,40	5,68	0,44	1,41
26/08/2012	28,00	15,25	44,21	2,21	0,16	0,24
09/09/2012	27,44	28,00	35,58	0,45	0,31	0,02
12/03/2013	26,33	58,21	235,57	3,41	0,21	0,36
20/09/2013	83,99	18,02	575,96	6,76	2,18	6,21
26/10/2013	35,76	51,56	463,55	4,98	2,05	3,11
23/07/2014	82,72	0,00	1034,50	30,83	1,07	6,63

Em que: PPT: precipitação acumulada no evento; PPT5: precipitação acumulada durante cinco dias antes do evento;  $Q_{max}$ : vazão máxima do evento;  $Q_{total}$ : escoamento total do evento;  $C_{SSmax}$ : concentração máxima de sedimentos em suspensão; PS: produção de sedimentos no evento. Obs.: as características hidrossedimentológicas apresentadas na tabela 1 são anteriores à separação dos escoamentos.

Fonte: Elaborada pela autora.

#### 5.4.1.3 Determinação da concentração de Si

As amostras de Si nas fases dissolvida, particulada e total foram determinadas no Laboratório de Química e Fertilidade do Solo, na UFSM. Assim, as amostras, quando chegavam do campo, eram encaminhadas ao mesmo.

As concentrações de Si particulado (Sip) e solúvel ou dissolvido (Sid) foram obtidas a partir das amostras de água + sedimento, que, durante eventos de chuvas, foram coletadas juntamente às amostras para determinação da C<sub>ss</sub>. Para determinar as concentrações de silício dissolvido, uma alíquota de cada amostra de água + sedimento foi filtrada em filtro de 0,22µm de porosidade, considerando que os elementos que passam por esse tamanho de poro encontram-se na forma solúvel. A alíquota que passou pelo filtro foi utilizada para a determinação dos teores solúveis de silício, por espectrometria de emissão atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES, Perkin-Elmer). Para estimar o Si total, o procedimento deu-se com a adição, em tubos de teflon, de 20ml de amostras (água + sedimento) + 0,5 ml de HCl + 1 ml de HNO<sub>3</sub>. Posteriormente, foi realizada uma digestão em forno de micro-ondas, por 9,5min, em temperatura de 182°C, para, então, ser feita a leitura do teor de Si total no ICP-OES, usando uma diluição de 1ml do extrato digerido mais 10ml de água ultrapura de Milli-Q. A fase particulada foi obtida pela subtração do teor de Si solúvel (água filtrada a 0,22µm) do teor de Si total (teor de Si na água + sedimento).

#### 5.4.2 Análise de histerese

Esse tipo de análise permite compreender melhor quais são as fontes de água, a dinâmica dos solutos em eventos de precipitação, a interferência do uso do solo e o efeito do clima sobre a dinâmica hidrológica da área de estudo. Não existe um padrão de comportamento, por isso, ao plotar os dados dos solutos com a Q, é possível conhecer um padrão ou comportamento da hidrologia da bacia. Com a análise de histerese, podemos encontrar um modelo utilizando apenas duas componentes que consideram fontes de água do “evento” e “pré-evento”. Água do evento, normalmente, equipara a precipitação ou interceptação, e água pré-evento representa água armazenada subterraneamente, de composição química e isotópica uniforme. Contudo, em sistemas onde a água da zona do solo representa uma significativa e distinta contribuição ao escoamento superficial, é necessário considerar este como um terceiro componente. Portanto, para um modelo de três componentes, temos: (i) água subterrânea, (ii) água do solo ou água da zona insaturada e (iii) água superficial do evento. Dessa forma, neste estudo, optou-se por realizar a análise de histerese para três componentes, utilizando-se, para isso, os nove eventos obtidos no monitoramento hidrológico com a quantificação do silício dissolvido.

Sabendo-se que cada combinação de concentração das três componentes produz um laço de histerese diferente e reconhecível, quando essas formas são observadas em dados reais de *concentração do soluto/Q*, certas afirmações podem ser feitas em relação às concentrações

desconhecidas das componentes. Três critérios básicos são necessários para caracterizar os diversos tipos de histereses; conforme Evans e Davies (1998), existem três critérios para a classificação do laço de histerese:

1 - Padrão da rotação (sentido horário/anti-horário): em um laço no sentido horário,  $C_T$  (concentração total do soluto) é maior durante a fase de ascensão do hidrograma do que durante a recessão. Portanto, a  $C_{ES}$  (concentração do soluto no escoamento superficial) deve ser maior que a  $C_{ESS}$  (concentração do soluto no escoamento subsuperficial). Em um laço no sentido anti-horário,  $C_{ESS}$  deve ser maior que a  $C_{ES}$ .

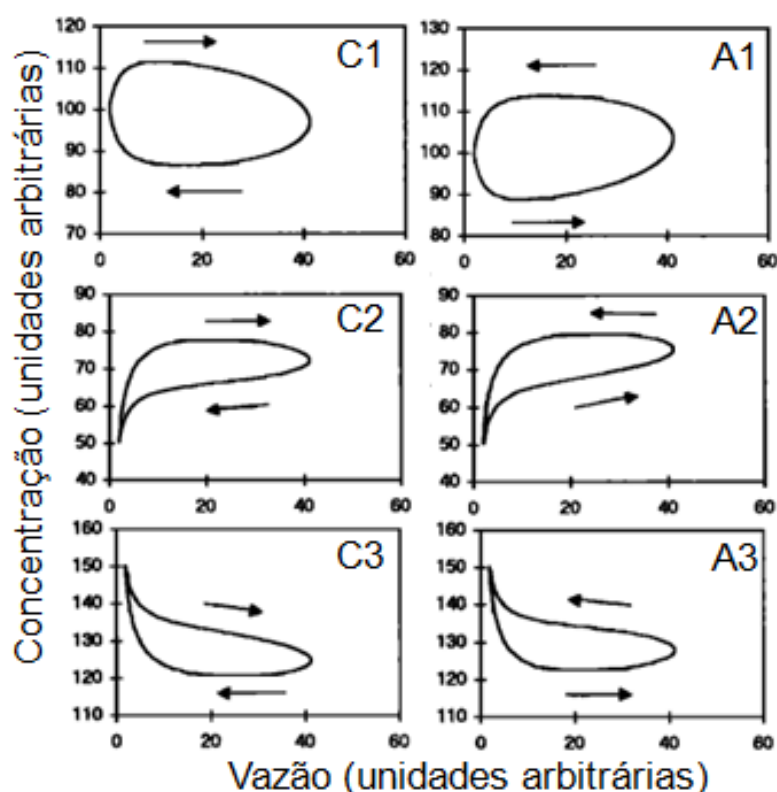
2 - Curvatura (convexo/côncavo): um laço “convexo” implica que, em uma parte do laço, a  $C_T$  deve tornar-se um valor maior que a  $C_{EST}$  (concentração do soluto no escoamento subterrâneo), e, na outra, o valor deve ser menor que  $C_{EST}$ . Assim,  $C_{EST}$  deve ser intermediária, comparativamente à concentração dos outros dois componentes. Um laço “côncavo” é quando toda ou uma parte significativa do laço é côncava. Isso implica que  $C_{EST}$  deve ser a maior ou a menor concentração dentre os componentes.

3 - Inclinação (positiva/negativa): a inclinação deve ser considerada somente onde o laço é côncavo. Uma inclinação positiva implica que a  $C_T$  é maior durante o evento do que durante o fluxo subterrâneo, e, por isso, a  $C_{EST}$  tem a menor concentração dos três componentes. Uma inclinação negativa implica o oposto, ou seja, a  $C_{EST}$  tem a maior concentração.

Os padrões de histerese estão sumarizados na Tabela 2 e Figura 12.

Figura 12 – Gráficos representativos dos principais padrões de laço de histerese





Fonte: EVANS; DAVIES, 1998 (adaptado).

Tabela 2 – Características diagnósticas utilizadas para determinar o ranking das componentes.

Tipo	Padrão da rotação	Curvatura	Inclinação	Ranking dos componentes
C1	horário	convexa	não existe	$C_{ES} > C_{ESS} > C_{EST}$
C2	horário	côncava	positiva	$C_{ES} > C_{ESS} > C_{EST}$
C3	horário	côncava	negativa	$C_{EST} > C_{ES} > C_{ESS}$
A1	anti-horário	convexa	não existe	$C_{ESS} > C_{EST} > C_{ES}$
A2	anti-horário	côncava	positiva	$C_{ESS} > C_{ES} > C_{EST}$
A3	anti-horário	côncava	negativa	$C_{EST} > C_{ESS} > C_{ES}$

Fonte: EVANS; DAVIES, 1998 (adaptado).

### 5.4.3 Análise dos eventos com a magnitude e estação do ano.

A relação da contribuição dos fluxos de base e subsuperficial com a magnitude do evento e com as estações do ano foi realizada para avaliar a influência destas na dinâmica hidrológica e, também, para verificar se há como obter um comportamento semelhante entre os eventos em função da magnitude e da estação do ano.

## 5.5 OBTENÇÃO DOS DADOS ENTRADA PARA O MODELO

O modelo LISEM necessita de um amplo conjunto de dados envolvendo características de solo, vegetação, superfície e da bacia hidrográfica a ser modelada, sendo necessário que essas variáveis sejam representativas da variabilidade espacial do local. Para isso, inicialmente, a área de estudo foi caracterizada como local onde há uma camada superficial e outra camada subsuperficial, devido às características morfológicas do solo que estão relacionadas, diretamente, com o padrão de infiltração e escoamento superficial do local. Então, temos uma camada superficial compreendida entre 0,0 e 0,20m, em que as variáveis aqui mensuradas foram obtidas devido ao uso e manejo do solo; a segunda camada é de 0,20 a 1,0m, e suas características estão em função do tipo de solo (BARROS, 2012). Para obter o conjunto de dados de entrada do modelo, vários levantamentos a campo e buscas na literatura foram realizados.

O modelo necessita de um mínimo de 24 mapas, variando de acordo com as opções selecionadas pelo usuário; dentre esses mapas, existem os mapas base, a saber:

- ✓ Modelo digital de elevação (MDE);
- ✓ Uso e manejo do solo;
- ✓ Classe de solo;
- ✓ Rede de drenagem;
- ✓ Áreas impermeáveis; exemplo: estradas.

Outros mapas necessários podem ser estruturados da seguinte forma:

- ✓ Mapas referente à bacia hidrográfica;
- ✓ Mapas sobre as características de vegetação;
- ✓ Mapas sobre a superfície do solo;
- ✓ Mapas sobre as características do solo para o processo de infiltração;
- ✓ Mapas de erosão e deposição;
- ✓ Mapa referente ao canal fluvial.

Como há disponibilidade de um amplo conjunto de dados do local de estudo, alguns parâmetros foram mantidos, por já terem sido determinados, outros foram melhorados por meio de maior descrição de sua variabilidade espacial, ou, ainda, de uma busca mais aprofundada na literatura. A Tabela 3 é um resumo de todos os parâmetros utilizados e de como foram obtidos neste estudo.

Tabela 3 – Obtenção dos parâmetros e mapas de entrada no modelo.

	Parâmetro	Unidade	Determinação	Fonte
Vegetação	Índice de área foliar (tabaco)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	Medido	Pellegrini, 2006
	Índice de área foliar (pastagem)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	Medido	Mello, 2006
	Índice de área foliar (eucalipto)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	Medido/literatura	Pelaéz, 2014
	Índice de área foliar (soja)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	Literatura	Lima et al. 2010
	Índice de área foliar (milho)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	Literatura	Fiorin et al. 2002
	Fração vegetada (tabaco)	-	Medido	Mello, 2006
	Fração vegetada (milho)	-	Literatura	Martins, 2013
	Fração vegetada (soja)	-	Literatura	Heiffig et al. 2006
	Altura de vegetação (soja)	M	Literatura	ABPPF
	Altura de vegetação (milho)	M	Literatura	Martins, 2013
Altura de vegetação (tabaco)	M	Medido	Mello, 2006	
Superfície	Rugosidade aleatória do solo	Cm	Medido	Barros, 2012
	Coefficiente n de Manning-CM	-	Literatura	Engman, 1986
	Coefficiente n de Manning-Floresta	-	Literatura	Lourenção e Honda, 2007
	Coefficiente n de Manning - SC	-	Medido	Oliveira, 2010
Solo	Condutividade hidráulica do solo saturado	mm h <sup>-1</sup>	Medido	Tese, 2015
	Porosidade total	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	Medido	Tese, 2015
	Potencial matricial na frente de molhamento	Cm	Medido	Tese, 2015
	Umidade inicial do solo	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	Medido/	Tese, 2015
	Estabilidade de agregados	<sup>(1)</sup>	Medido	Moro, 2011
	Coesão do solo	kPa	Medido	Tese, 2015
	Coesão adicional por raízes	kPa	Literatura	Morgan et al., 1998a
Mediana da fração granulométrica	µm	Medido	Moro, 2011	
Mapas	Modelo Numérico do terreno	-	Medido	Tese, 2015
	Classe de solo	-	Medido	Barros, 2012
	Uso e manejo do solo	-	Medido	Tese, 2015
	Rede de drenagem	-	Medido	Tese, 2015
	Estradas	-	Medido	Tese, 2015

	Coesão do canal	kPa		Calibração
Canal	Largura do canal	m	Medido	Tese, 2015
	Forma do canal	-	Medido	Tese, 2015
	n' Manning canal	-		Calibração

<sup>(1)</sup> Número médio de gotas. CM: cultivo mínimo; SC: sistema convencional.  
Fonte: Elaborada pela autora.

A qualidade do banco de dados para a execução de modelos matemáticos é muito importante nos estudos de erosão com modelos baseados em processos e de forma distribuída, como já comentado no texto. Dessa forma, com este estudo, buscou-se obter um conjunto de dados de alta qualidade, sendo que os parâmetros obtidos pela tese serão descritos a seguir.

### 5.5.1 Modelo Digital de Elevação (MDE)

Com objetivo de obter maior precisão dos dados sobre a topografia da bacia experimental de Arvorezinha, foi realizada, no ano de 2014, uma campanha de levantamento planimétrico e altimétrico da área com o uso de um GPS de precisão. O trabalho foi executado por um dos pesquisadores do grupo de pesquisa com conhecimento e formação técnica sobre o assunto, o qual teve ajuda de outros pesquisadores para trabalhos em campo. Com os resultados obtidos pelo levantamento, realizou-se a confecção de mapas de relevo e uso do solo com maior precisão do que aqueles usados anteriormente. Assim, os dados anteriores eram da base “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM), com resolução espacial de 30 metros. Já com esse levantamento dos dados, posteriormente à interpolação e confecção dos mapas, obtivemos resolução espacial maior e de maior qualidade.

A tecnologia utilizada e sistema escolhido foi o GPS-RTK (Real Time Kinematic), composto por um equipamento base e um equipamento rover, sendo a base fixa em um local ao longo do dia do levantamento e o rover deslocado pelo operador no levantamento dos pontos. A base do sistema precisa ser montada em local protegido contra o acesso de pessoas e animais que possam alterar sua posição e, até mesmo, em local protegido contra eventual roubo. Além disso, deve ficar em local aberto à recepção de sinais dos satélites e em posição o mais central possível em relação ao levantamento. Nesse estudo, foi escolhida a área onde está instalado o disdrômetro, em um ponto elevado na bacia, que possui proteção de cercado, sob a assistência de moradores de confiança, que zelaram pelo equipamento por ocasião dos levantamentos, eliminando a necessidade de guarda (Figura 13). Outro aspecto vantajoso foi a possibilidade de montar a base sempre no mesmo local, devido ao alcance de cobertura do sinal do aparelho e à

utilização dos mesmos parâmetros de configuração e instalação, sobre um pequeno marco topográfico instalado no local, o que facilitou os trabalhos. A base é instalada fixa em um ponto de coordenadas geográficas conhecidas, ou, então, determina-se a coordenada pela leitura da base no ponto. A base foi instalada em um ponto sem referência, dessa forma, as coordenadas foram lidas daquele local, e, posteriormente, a base foi atribuída como ponto de referência.

O levantamento selecionado foi o tipo RTK, com posicionamento cinemático em *Stop and Go*, com 3 a 5 segundos de intervalo de leitura dos pontos. A base recebe os sinais de GPS (Global Positioning System) e GLONASS (Global Navigation Satellite System) dos satélites, calculando sua posição geográfica e transmitindo e recebendo um sinal de correção para o rover, realizando uma triangulação entre a base, os satélites e o rover. O rover é o aparelho que tem a função de ler os pontos a campo, determinando a localização desses pontos com o auxílio do sinal transmitido via antena e rádio UHF, a partir da base para o rover. Além disso, ele cruza esse sinal com o recebido dos satélites diretamente, fechando-se, assim, a triangulação dos sinais para o cálculo preciso da posição do rover.

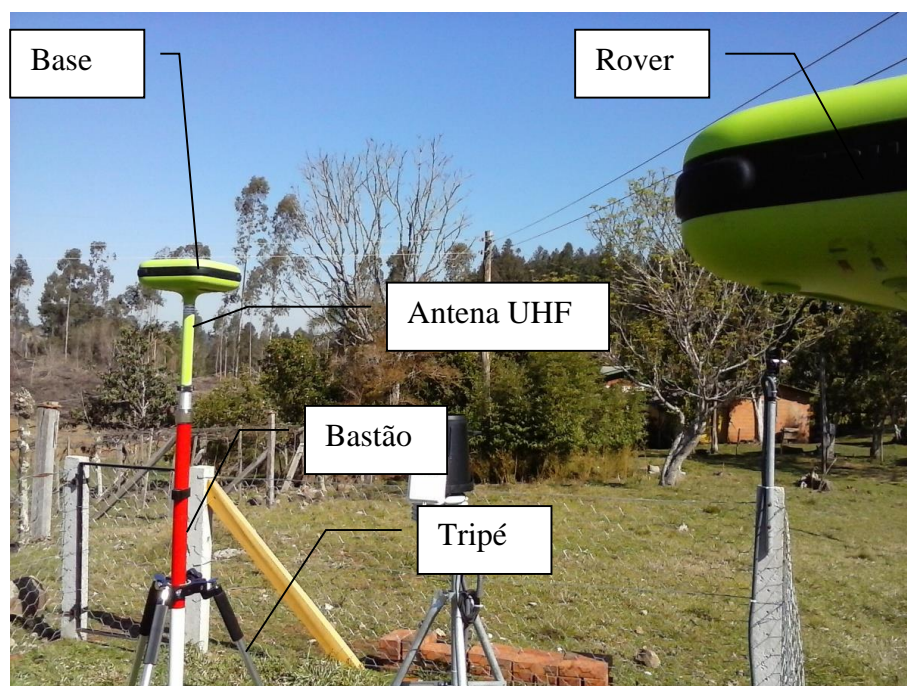
O equipamento está conectado com um coletor de dados portátil, o Victor, um *palm pc* com sistema Windows Mobile e o *software* Tracy, que permite o registro do levantamento de dados realizado pelo Triumph, com conexão *bluetooth*. O programa possui interface fácil de operação, podendo-se alterar as configurações do GPS base e rover de forma confortável.

A sequência de operações para o uso do aparelho consiste em:

- ✓ Instalação da antena na base e no rover e estes no bastão e tripé;
- ✓ Posicionamento e nivelamento da base sobre o ponto de base;
- ✓ Ligar o aparelho e aguardar o sinal dos satélites (poucos segundos);
- ✓ Ligar o Victor e iniciar o programa Tracy RTK;
- ✓ Conectar a base ao Victor pelo sinal *bluetooth*;
- ✓ Com a base conectada, carregar o arquivo de configuração do modo de operação (RTK com rádio UHF);
- ✓ Carregar a configuração do ponto de base, ou atribuir as coordenadas diretamente ou por nova leitura;
- ✓ Ligar o rover;
- ✓ Conectar o rover ao Victor por *bluetooth*;
- ✓ Escolher o modo de operação Rover;
- ✓ Carregar o arquivo de configuração (RTK com rádio UHF);
- ✓ Iniciar o carregamento do arquivo de trabalho ou iniciar novo arquivo;
- ✓ Iniciar o levantamento dos pontos.

Os dados coletados a campo (Figura 14) podem ser baixados para o computador no formato de arquivo escolhido entre as várias opções, diretamente do Victor ou dos aparelhos Triumph. Existe um *software* de pós-processamento de dados GPS dos trabalhos do fabricante, chamado Justin. Nesse caso, ele não foi utilizado, pois os arquivos dos pontos foram exportados pelo Justin diretamente em formatos de interesse, em outros *softwares*, como o ArcGIS. Os pontos obtidos, nas lavouras e áreas abertas com fácil acesso, foram obtidos com o aparelho a cada 2 a 5 metros; já nas áreas fechadas, ou seja, nas matas, devido ao sinal sofrer maior interferência, a malha amostral foi ampliada para 10 a 20 metros. Ao final do levantamento, os dados foram processados no ArcGIS, onde foi utilizado o método de interpolação Krigagem, sendo que alguns ajustes e correções foram feitos de forma manual, com o objetivo de preservar importantes feições do relevo, que seriam eliminadas pela interpolação; por isso, não se aplicaram métodos de suavização durante a interpolação.

Figura 13 – Montagem da base do GPS-RTK



Fonte: Schlesner, 2014. Arquivo pessoal.

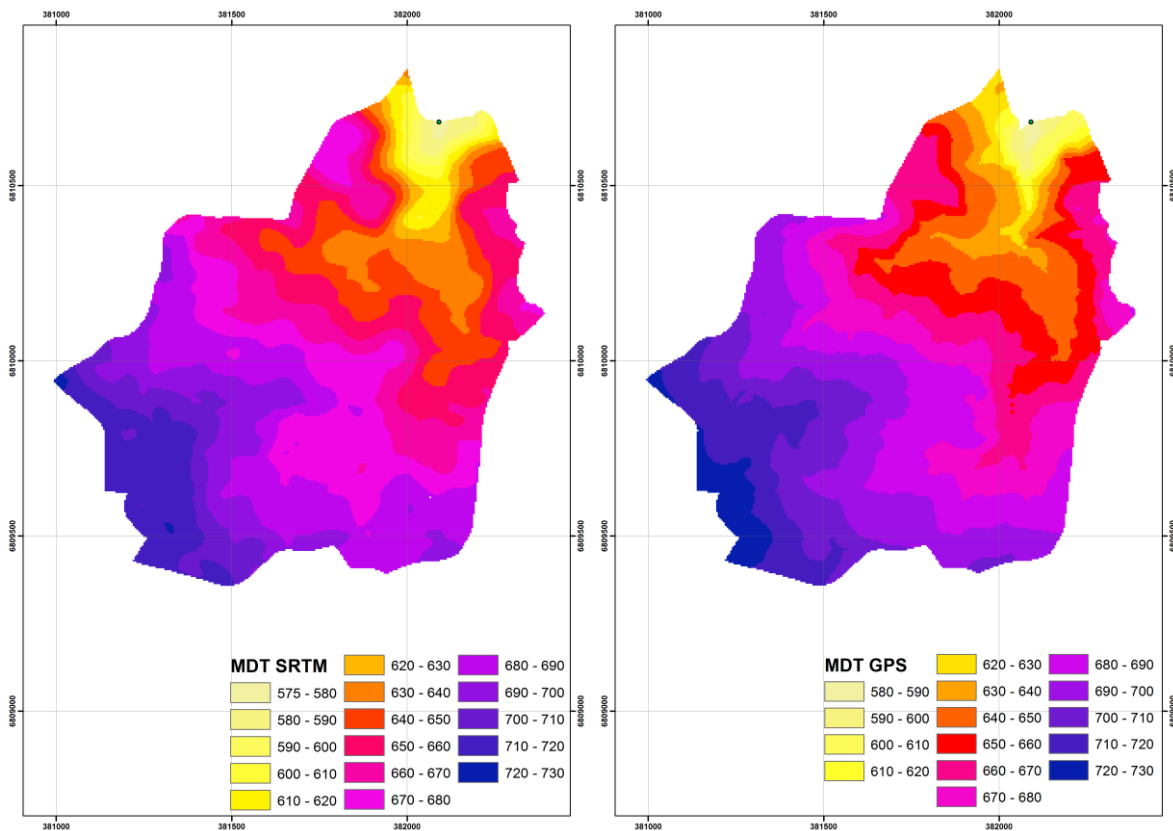
Figura 14 – Levantamento a campo com rover



Fonte: Schlesner, 2014. Arquivo pessoal.

O resultado do levantamento é apresentado na Figura 15, em que podemos visualizar as diferenças entre os dois mapas. Além do mapa MDE, nesse levantamento, foram verificados e refeitos os mapas da rede de drenagem, estradas e da delimitação da bacia experimental de Arvorezinha. Estes foram utilizados na modelagem hidrossedimentológica, uma vez que, com a verificação a campo e utilizando-se equipamento de alta qualidade com técnicos capacitados, o resultado tem alta confiabilidade.

Figura 15 – Mapas finais na mesma base cartográfica utilizando os dados de base SRTM, com o uso do GPS-RTK em levantamento a campo



Fonte: Grupo de pesquisa em monitoramento e modelagem DS/UFSM.

### 5.5.2 Coesão do solo

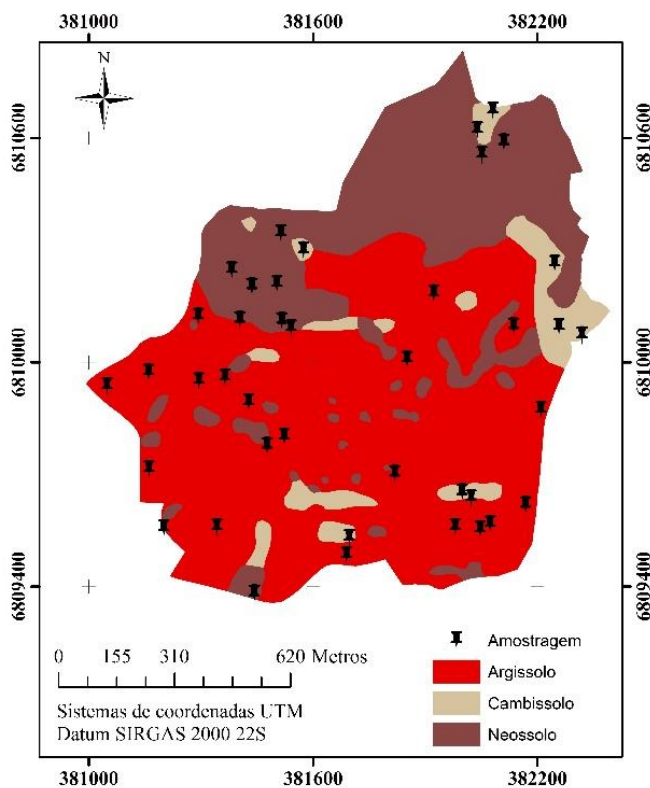
A coesão do solo é o parâmetro inserido no modelo para representar a resistência do solo à tensão de cisalhamento da água, isto é, pelo escoamento superficial. Essa informação foi obtida durante uma campanha de campo para determinar diferentes parâmetros físico-hídricos do solo juntamente à coesão do solo, pois esta é determinada *in situ*. A coesão foi determinada utilizando o equipamento torvane e foi medida nos mesmos 40 pontos distribuídos na bacia experimental de Arvorezinha, apenas na camada superficial (Figura 16). Importante ressaltar que a medida deve ser realizada no campo com a umidade do solo na saturação, todavia sabe-se que é difícil conseguir essa condição na escala de bacia hidrográfica. Nesse levantamento, porém, buscou-se uma condição mais próxima, isto é, após evento de chuva.

O equipamento é constituído por um botão graduado, acoplado a uma haste com mola (responsável pela torção); na parte inferior, são acoplados discos perpendiculares à haste. Existem três discos para medir a coesão do solo dentro de determinadas faixas, conforme



características do solo em resistir ao cisalhamento. A leitura inicia-se com o botão do leitor sendo zerado, e, então, no sentido horário, ele é girado até que a energia exceda à resistência do solo à ruptura. Existe um fator de correção conforme o disco escolhido, em que: para o disco pequeno, deve-se multiplicar o valor da leitura por 2,5; para o disco médio, por 1; e para o disco grande, por 0,2. A leitura máxima do aparelho é de  $1\text{Kgf cm}^{-2}$ , e, na grande maioria dos pontos, foi utilizado o disco médio.

Figura 16 – Malha amostral para a determinação dos parâmetros físicos-hídricos e de superfície, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Grupo de pesquisa em monitoramento e modelagem DS/UFSM.

### 5.5.3 Parâmetros de vegetação

Em relação aos parâmetros de vegetação, sabe-se que o LISEM não é sensível a mudanças na vegetação devido ao crescimento da planta, contudo é necessário inserir os valores referentes aos parâmetros de índice de área foliar, fração vegetada e altura de plantas. Com o aumento das áreas de grãos na bacia, basicamente soja e milho, foi realizada uma busca na literatura que contemplasse as informações necessárias. A Tabela 4 reúne todas as informações obtidas com essa revisão, lembrando que, para a cultura do fumo, pastagem e floresta, algumas

informações foram obtidas em outros estudos desenvolvidos na área de estudo (Arvorezinha). Assim, na tabela já apresentada no item 5.5.3, constam as bibliografias consultadas e utilizadas para os parâmetros de vegetação que resultaram na tabela 3.

Tabela 4 – Parâmetros de vegetação.

Parâmetros	Mês	Floresta	Pastagem	Tabaco		Soja		Milho	
				CM	SC	CM	SC	CM	SC
<b>Fração Vegetada</b>	Janeiro	1,0	1,0	0,70	0,50	0,90	0,90	0,74	0,74
	Fevereiro	1,0	1,0	0,70	0,50	0,95	0,95	0,74	0,74
	Março	1,0	1,0	0,70	0,40	1,00	1,00	0,70	0,40
	Abril	1,0	1,0	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45
	Maió	1,0	1,0	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
	Junho	1,0	1,0	0,68	0,60	0,68	0,60	0,68	0,60
	Julho	1,0	1,0	0,75	0,60	0,75	0,60	0,75	0,60
	Agosto	1,0	1,0	0,75	0,60	0,75	0,60	0,75	0,60
	Setembro	1,0	1,0	0,45	0,30	0,75	0,60	0,75	0,60
	Outubro	1,0	1,0	0,50	0,40	0,75	0,60	0,10	0,10
	Novembro	1,0	1,0	0,65	0,50	0,19	0,19	0,20	0,20
	Dezembro	1,0	1,0	0,70	0,60	0,65	0,65	0,86	0,86
<b>Altura de Planta</b>	Janeiro	6,0	0,5	1,00	1,00	0,80	0,80	2,23	2,23
	Fevereiro	6,0	0,5	1,00	1,00	1,10	1,10	2,23	2,23
	Março	6,0	0,5	0,00	0,00	1,10	1,10	2,23	2,23
	Abril	6,0	0,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Maió	6,0	0,5	0,20	0,00	0,20	0,00	0,20	0,00
	Junho	6,0	0,5	0,40	0,00	0,40	0,00	0,40	0,00
	Julho	6,0	0,5	0,70	0,00	0,70	0,00	0,70	0,00
	Agosto	6,0	0,5	0,90	0,00	0,90	0,00	0,90	0,00
	Setembro	6,0	0,5	0,18	0,18	0,90	0,00	0,90	0,00
	Outubro	6,0	0,5	0,40	0,40	0,40	0,00	0,10	0,10
	Novembro	6,0	0,5	0,70	0,70	0,20	0,20	0,31	0,31
	Dezembro	6,0	0,5	0,90	0,90	0,50	0,50	2,23	2,23
<b>Índice de Área Foliar</b>	Janeiro	3,0	4,0	3,50	3,50	6,80	5,80	3,50	3,50
	Fevereiro	3,0	4,0	3,50	3,50	6,80	5,80	3,50	3,50
	Março	3,0	4,0	0,00	0,00	3,40	3,40	0,20	0,20
	Abril	3,0	4,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Maió	3,0	4,0	0,45	0,00	0,45	0,00	0,45	0,00
	Junho	3,0	4,0	1,36	0,00	1,36	0,00	1,36	0,00
	Julho	3,0	4,0	4,10	0,00	4,10	0,00	4,10	0,00
	Agosto	3,0	4,0	1,02	0,00	1,02	0,00	1,02	0,00
	Setembro	3,0	4,0	0,11	0,08	1,02	0,00	1,02	0,00
	Outubro	3,0	4,0	0,30	0,30	1,02	0,00	0,40	0,40
	Novembro	3,0	4,0	1,95	2,00	0,17	0,17	3,20	3,20
	Dezembro	3,0	4,0	3,24	3,77	3,80	4,00	4,20	4,20

Em que SC: sistema convencional; CM: cultivo mínimo.

Fonte: Elaborada pela autora.

## 5.6 EQUAÇÕES MELHORADAS

### 5.6.1 Energia cinética

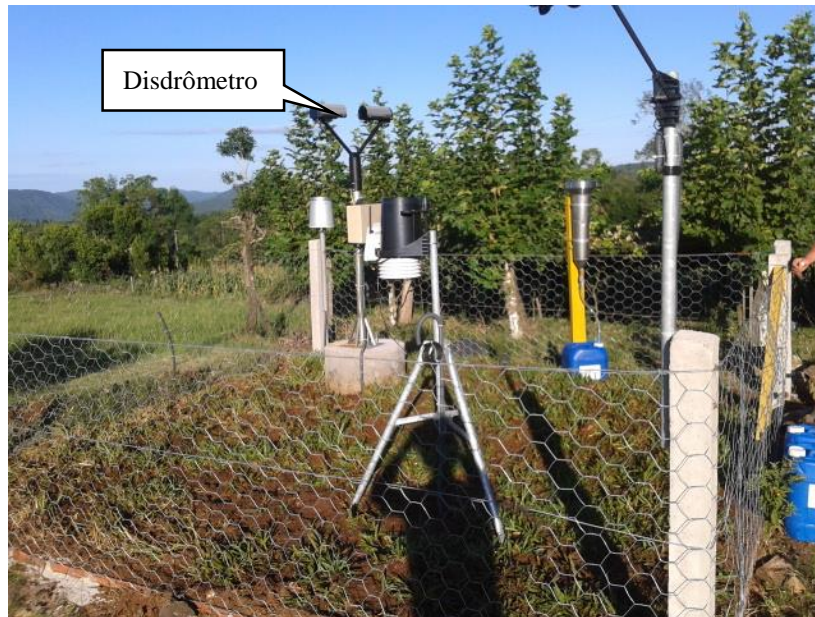
A ação do impacto da gota da chuva sobre o solo desencadeia o início do processo erosivo por meio da dissipação da energia cinética, a qual irá provocar a desagregação do solo e será tanto mais agressiva quanto mais suscetível o solo estiver.

Anteriormente à instalação desse equipamento, a energia cinética era obtida por coeficientes obtidos por outros autores que utilizaram equações geradas em outros países, sendo uma das mais utilizadas a de Wischmeier e Smith (1958, 1978). Com o objetivo de caracterizar a energia cinética com as características da chuva local e com a aquisição de um equipamento, que, dentre seus objetivos, é a obtenção de variáveis que caracterizam a precipitação, foi realizado um estudo que está em operação até hoje.

Dessa forma, a energia cinética ( $E$ ) foi monitorada por um disdrômetro óptico a laser, modelo OTT Parsivel<sup>2</sup> (Figura 17). O instrumento consiste em duas lentes, uma emissora e outra receptora, separadas por um feixe de laser de 54cm<sup>2</sup> (30 x 180mm). O sinal do laser é convertido em tensão por um fotodiodo. Quando uma partícula passa entre as duas lentes dos sensores, há uma interrupção no sinal e uma redução da área detectada por um determinado tempo. Pela área reduzida e pela duração na interrupção do sinal, são detectados o diâmetro e a velocidade da partícula, respectivamente (LÖFFLER-MANG; JOSS, 2000). O equipamento foi configurado para registrar uma medida a cada 10 minutos, e a coleta de dados, programada mensalmente. Os dados armazenados são: precipitação acumulada (mm), intensidade da precipitação (mm h<sup>-1</sup>) e energia cinética em função do tempo -  $EC_{time}$  (J m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>).

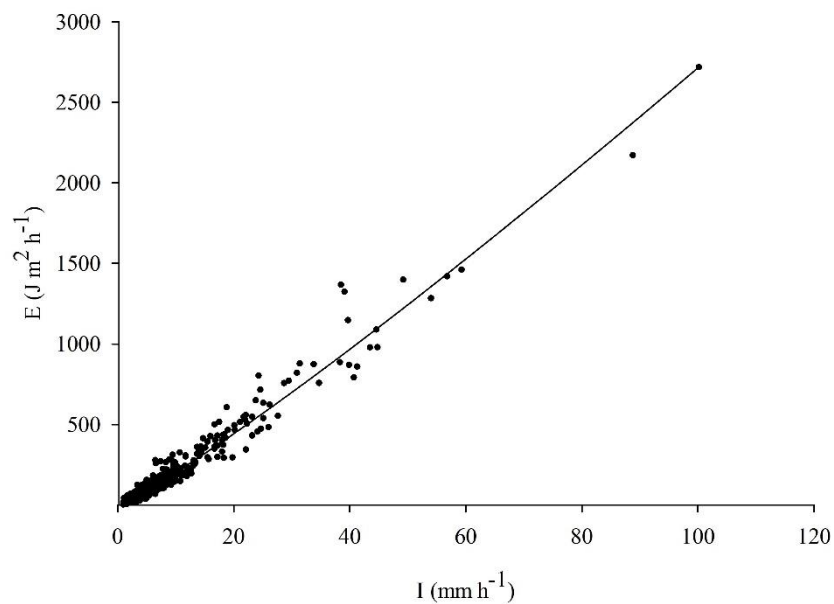
O equipamento foi instalado na porção superior da bacia, no início de 2014. A partir de 48 eventos monitorados, no período entre março de 2014 e junho de 2015 (Figura 18), foi possível estabelecer a relação entre a energia cinética da gota da chuva e a intensidade da chuva para o próprio local de estudo (Equação 32). O modelo é uma função potência, a que melhor ajustou-se aos dados, além de haver menor dispersão deles. Sanchez-Moreno et al. (2012), em estudo da EC na costa oeste da África, encontrou a melhor relação entre  $EC_{time}$  e  $I$ , utilizando uma função potência ( $R^2 = 0,96$ ) com o uso de disdrômetro.

Figura 17 – Disdrômetro para a medição automática da energia cinética



Fonte: Ramon, 2014. Arquivo pessoal.

Figura 18 – Relação da intensidade de chuva e energia cinética para os 48 eventos monitorados entre março de 2014 e junho de 2015



$$EC_{time} = 15,204 \times I^{1,126} \quad (32)$$

Em que: EC é a energia cinética em  $J m^{-2} h^{-1}$ ; I é a intensidade em  $mm h^{-1}$ .

Fonte: Elaborada pela autora.

### 5.6.2 Umidade inicial do evento e potencial matricial

O modelo Green-Ampt duas camadas foi selecionado como o modelo que irá calcular a taxa de infiltração de água no solo, como mencionado no item 5.3.1.3 Além disso, sabe-se que, na bacia experimental de Arvorezinha, as classes de solos possuem características de impedimento ao fluxo de água na camada subsuperficial. Ao escolher apenas a simulação para uma camada, os resultados podem não condizer com o que ocorre na bacia, pois essa camada apresenta-se com boa capacidade de infiltração, sendo seu impedimento na camada subsuperficial do solo. Para isso, é necessária a obtenção dos seus parâmetros de entrada, quais sejam: umidade inicial do solo ( $\theta_i$ ), condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_{sat}$ ), potencial matricial na frente de molhamento ( $\psi_m$ ) e porosidade total ( $P_t$ ) em duas camadas. Essas variáveis são de difícil representação no espaço e no tempo; ademais, metodologias para sua determinação são mais complexas em escala de bacia hidrográfica, além do alto custo financeiro que exigiria. Até o presente momento, a estratégia utilizada para estimar o  $\psi_m$  era a utilização de uma equação que reúne valores de porosidade total, conteúdo de argila e areia, sem qualquer relação com a umidade do solo. O potencial matricial na frente de molhamento estava sendo estimado pela equação desenvolvida por W. J. Rawls, D. L. Brakensiek e B. Soni (1983) (Equação 33). Com a determinação da porosidade total e granulometria, era obtido o  $\psi_m$ , com valores de -1,11cm para a camada superficial do solo e -1,16cm para a camada subsuperficial, os quais indicam que o solo, para todos os eventos, está muito próximo à saturação, isto é,  $\psi_m = 0\text{cm}$ . Porém, os valores de umidade do solo inicial não eram obtidos e não tinham nenhuma correspondência com o  $\psi_m$ . Atualmente, a  $\theta_i$  vem sendo estimada pela relação de  $0,7 * \text{Porosidade total}$ .

$$\begin{aligned} \psi_m = & \exp(6,5309 - 7,3256 \times VTP + 0,0011583 \times Arg^2 + 3,809479 \\ & \times VTP^2 + 0,0003444 \times Are \times Arg - 0,049837 \times Are \\ & \times VTP + 0,001608 \times Are^2 \times VTP^2 + 0,001602 \times Arg^2 \\ & \times VTP^2 - 0,000014 \times Are^2 \times Arg - 0,00348 \times Arg^2 \\ & \times VTP - 0,0008 \times Are^2 \times VTP) \end{aligned} \quad (33)$$

Em que:  $\psi_m$  é o potencial matricial na frente de molhamento (mm); VTP é o volume total de poros ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ); Are representa o percentual da fração areia (%); Arg representa o percentual da fração argila (%).

Nesse contexto, a curva de retenção de água no solo (CRA) representa a relação entre o conteúdo de água no solo e a energia com a qual está retida no solo, ou seja, o potencial

matricial. A sua determinação pode informar, portanto, dois importantes parâmetros e de difícil caracterização do modelo Green-Ampt. Então, ao determinar a CRA para cada uso e manejo do solo (camada superficial) e tipo de solo (camada subsuperficial), foram obtidos os parâmetros potencial matricial com a umidade do solo correspondente e, assim, de forma coerente com o processo físico da infiltração.

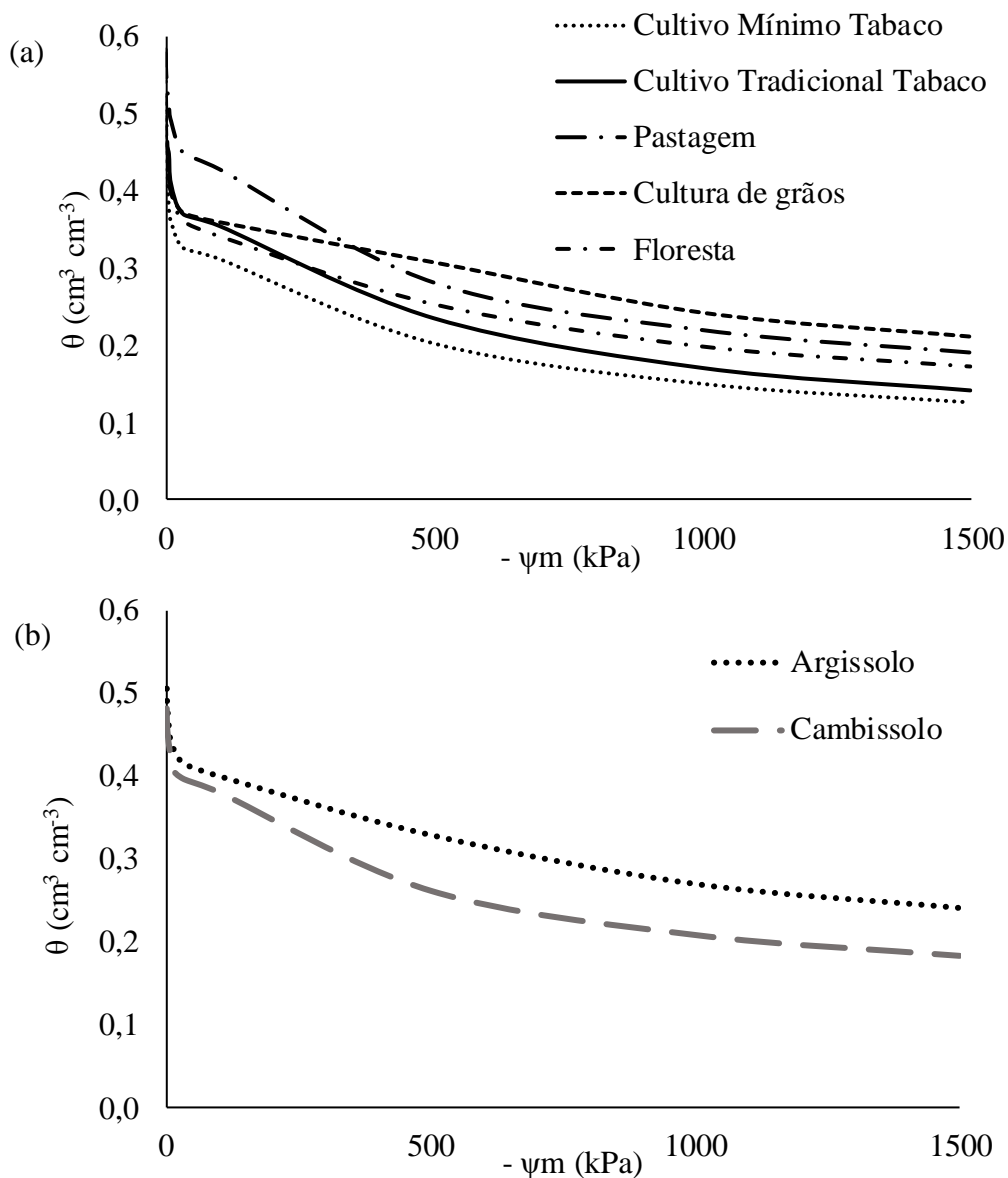
Nos pontos amostrados, foram coletadas amostras para caracterizar a curva de retenção de água no solo (CRA) e a condutividade hidráulica ( $K_{sat}$ ) para a camada superficial e subsuperficial. Desse modo, buscou-se utilizar uma estratégia em que se incorporam os preceitos físicos envolvendo o modelo Green-Ampt, uma vez que esses parâmetros são altamente variáveis no tempo e no espaço e são de difícil obtenção na escala de bacia hidrográfica.

Para contemplar a nova proposta de obtenção dos parâmetros de entrada do modelo Green-Ampt, foi realizado um novo levantamento a campo, para, ao final, obter-se a CRA juntamente com a maior discretização da  $K_{sat}$  no espaço. Assim, foram coletadas três amostras de solos indeformadas, para cada camada de solo (anéis), e uma amostra deformada, em um total de 40 pontos espalhados na bacia, contemplando posição no relevo, solo e uso e manejo do solo (Figura 16). Em laboratório, as amostras foram preparadas para serem saturadas por 48h. Então, transcorrido esse período, elas foram acondicionadas em uma mesa de tensão, coluna de areia (REINERT; REICHERT, 2006), onde foram aplicadas as tensões de 1, 6 e 10kPa. Para as tensões de 33 e 100kPa, as amostras foram acondicionadas em câmaras de Richards (BLACK et al., 1965). Nas tensões de 500, 1000 e 1500kPa (pontos mais secos da CRA), foram utilizadas as amostras deformadas, das quais o valor do potencial matricial foi medido em um psicrômetro de ponto de orvalho (WP4). Importante destacar que, para obter-se a umidade do solo volumétrica ( $\theta_i$ ) correspondente ao potencial matricial na curva de retenção, é necessário multiplicar o valor da umidade gravimétrica pela densidade do solo. Ao final do ensaio para determinar a CRA, as mesmas amostras foram utilizadas para determinar a  $K_{sat}$ , com o uso do permeâmetro de carga constante, conforme EMBRAPA (1997).

O Neossolo, devido à ausência do horizonte B, foi tratado um pouco diferente. Foram utilizados estudos mais profundos com esse tipo de solo e com outras técnicas e/ou metodologias para obter os parâmetros da CRA. Então, os valores para o Neossolo foram obtidos pela estimativa dos parâmetros  $m$ ,  $n$  e  $\alpha$  da curva de retenção de água no solo, por meio do modelo ROSETA, incorporado no modelo Hydrus-1D, em que se obtiveram esses valores juntamente à porosidade total, pela inserção dos dados de granulometria e densidade do solo no programa. Os dados de granulometria e densidade foram colhidos segundo pesquisa na

literatura (PEDRON et al., 2011). A umidade inicial para os Neossolos foi, posteriormente, estimada a partir da CRA - van Genuchten, uma vez que os valores do potencial matricial foram escolhidos em função da condição de umidade antecedente ao evento, baseados na chuva acumulada nos últimos cinco dias. O resultado final da CRA, para a camada superficial, é apresentado na Figura 19a, e, para a camada subsuperficial, na Figura 19b.

Figura 19 – Curva de Retenção de água no solo não ajustada: (a) diferentes usos e manejos do solo, (b) classe de solo para a bacia experimental de Arvorezinha.



Fonte: Elaborada pela autora.

## 5.7 CALIBRAÇÃO DO MODELO



### 5.7.1 Estratégia de calibração

O modelo LISEM é baseado na calibração por tentativa e erro, na busca do melhor ajuste. Dessa forma, é necessário o usuário do modelo encontrar o melhor ajuste por meio da troca de valores dos parâmetros até que seja alcançado o objetivo.

A etapa de calibração foi realizada com os nove eventos que continham a determinação do Sid, pois só foi possível modelar aqueles eventos em que o traçador permitiu a separação do escoamento com maior certeza. Os eventos foram parametrizados conforme a época em que ocorreu durante o ano, para, então, serem calibrados. Além disso, foi necessário corrigir a  $C_{ss}$ , pois, com a nova técnica de separação de escoamento, foi possível ter maior conhecimento da origem dos fluxos na formação do hidrograma. Ao monitorar a  $C_{ss}$  no exutório da bacia experimental, ocorre a combinação de todos os escoamentos na formação do hidrograma, conseqüentemente no volume. A  $C_{ss}$ , até então utilizada, era a  $C_{ss}$  sob o escoamento total, sendo preciso corrigir apenas para a  $C_{ss}$  de origem do escoamento superficial, único escoamento simulado pelo modelo. Dessa forma, após a separação dos escoamentos, foi calculada a nova concentração da  $C_{ss}$  segundo a equação 34, que pode ser reescrita pela equação 35:

$$[C_{SS_{ES}}] \times Q_{ES} = [C_{SS_{total}}] \times Q_t \quad (34)$$

$$[C_{SS_{ES}}] = \frac{[C_{SS_{total}}] \times Q_t}{Q_{ES}} \quad (35)$$

Em que:  $[C_{SS_{ES}}]$  é a concentração de sedimento em suspensão nova, isto é, apenas do escoamento superficial;  $[C_{SS_{total}}]$  é a concentração de sedimento em suspensão total, ou seja, a concentração de sedimentos em suspensão medida no exutório;  $Q_t$  refere-se ao escoamento total a cada 10 minutos;  $Q_{ES}$  é escoamento apenas de origem superficial a cada 10 minutos.

Com os eventos prontos, a calibração dos mesmos baseia-se no ajuste do pico do hidrograma, seguido por volume total do escoamento superficial, tempo de pico de ocorrência da vazão máxima e forma do hidrograma. Para o sedimentograma, da mesma forma, é necessário ajustar o pico do sedimentograma, tempo de pico de ocorrência da concentração máxima de sedimentos, produção de sedimentos e forma do sedimentograma. Para alcançar resultados estatísticos satisfatórios, os parâmetros de calibração do hidrograma foram:  $K_{sat}$ ,  $\theta_i$ ,  $\psi_m$ ,  $n$  Manning canal e bacia vertente; os relacionados com o sedimentograma foram: coesão do solo na encosta e canal, estabilidade de agregados e D50.

Os parâmetros de calibração envolvendo o hidrograma, mais precisamente para o cálculo da taxa de infiltração (Green-Ampt), ou seja, o potencial matricial e a umidade inicial do solo, foram calibrados preservando sua interdependência estabelecida pela curva de retenção de água. Isto é, os dois parâmetros relacionam-se diretamente, e isso implica a necessidade de, quando calibrarmos um deles, o outro, obrigatoriamente, deverá ser calibrado também. Para isso, a estratégia utilizada foi a utilização da CRA, ajustada conforme van Van Genuchten (1980) (Equação 36). Assim, para cada tentativa de calibração com alteração da umidade inicial, por exemplo, o potencial matricial era obtido.

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(1 + (\alpha\psi)^n)^m} \quad (36)$$

Em que:  $\theta$  é a umidade volumétrica que desejamos para o respectivo potencial matricial ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  $\theta_s$  é a umidade de saturação ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  $\theta_r$  é a umidade residual ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  $\psi_m$  é o potencial matricial (cm);  $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$  são os coeficientes da CRA, ajustados segundo Van Genuchten (1980).

Dessa maneira, a estratégia utilizada foi por meio da CRA, juntamente à avaliação da condição de chuva antecedente ao evento (5 dias antes – PPT 5 dias), baseada na metodologia de “Curve Number” (UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE - NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE, 2004, 2009). Havia, então, três classificações para a umidade antecedente, considerando a estação de crescimento das plantas:

- ✓ Solo Seco: PPT 5 dias < 36 mm;
- ✓ Solo na capacidade de campo: PPT 5 dias  $\geq 36$  e  $\leq 53$  mm;
- ✓ Solo saturado: PPT 5 dias > 53 mm.

Assim, para determinar as condições de umidade e potencial matricial inicial do evento, foram contabilizadas as precipitações antecedentes ao evento, e, posteriormente, o evento a ser calibrado foi classificado em uma das condições citadas acima. Para a condição de solo seco, foi escolhido o potencial matricial na tensão de 500kPa, solo na capacidade de campo 10kPa e, no solo saturado, 1kPa. Importante ressaltar que as três tensões utilizadas foram uma escolha do usuário para representar as três condições de umidade do solo, não sendo, necessariamente, as tensões que caracterizam os solos secos, saturados e na capacidade de campo, conforme encontra-se na literatura.

### 5.7.2 Abordagem da calibração

- ✓ Parametrização do modelo LISEM com o banco de dados de alta qualidade, da caracterização do meio físico, a partir dos dados pré-existentes, e com a obtenção de dados no estudo de tese.
- ✓ Calibração dos nove eventos com a nova separação do escoamento superficial, utilizando o Sid, e com a concentração de sedimentos em suspensão estimada (corrigida). Assim, avaliamos em que medida os processos de geração do escoamento superficial são importantes no ambiente e em que medida a presença de outras fontes de água afeta o desempenho do modelo LISEM.
- ✓ Avaliação do banco de dados, com dados mais discretizados do meio físico (MDE GPS), em comparação aos dados de menor detalhamento (MDE SRTM), por meio da calibração de dois eventos de precipitação.

Dessa forma, buscamos avaliar a capacidade do modelo LISEM na descrição da erosão, pela calibração da produção de sedimentos na bacia experimental de Arvorezinha.

## 5.8 ANÁLISE DE EFICIÊNCIA

Para avaliar a qualidade da calibração, entre valores mensurados e simulados, após a aplicação do modelo utilizando o Sid como ferramenta de separação dos escoamentos, foi realizada a análise estatística utilizando o Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe (COE) (NASH; SUTCLIFFE, 1970) e a Percentagem de Bias (Pbias). As equações 37 e 38 representam o COE e a Pbias, respectivamente.

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=2}^n (Em - Es)^2}{\sum_{i=1}^n (Em - \bar{E})^2} \quad (37)$$

Em que:  $Em$  representa o valor da variável observada em um dado intervalo de tempo;  $Es$  é o valor da variável simulada ou calculada pelo modelo em um dado intervalo de tempo;  $\bar{E}$  representa a média dos valores observados no período da simulação;  $n$  é o número de dados adquiridos durante o evento.

$$Pbias\% = \frac{Es - Em}{Em} \times 100 \quad (38)$$

Em que:  $Es$  é o valor da variável simulada pelo modelo em um dado intervalo de tempo;  $Em$  representa o valor da variável observada em um dado intervalo de tempo; Pbias é o valor do desvio dos valores simulados em relação aos valores observados em porcentagem (%).

Neste trabalho, O COE foi aplicado para avaliar a eficiência da calibração e validação do modelo quanto ao formato do hidrograma e do sedimentograma, que pode variar de  $-\infty$  a 1,

sendo o valor 1 indicativo de um perfeito ajuste entre os dados calculados e observados. Valores com COE acima de 0,75 são considerados “muito bons”, entre 0,65 e 0,75, “bons”, e valores abaixo de zero são considerados “inaceitáveis” (MORIASI et al., 2007).

A percentagem de Bias avalia se os dados calculados superestimam ou subestimam os dados observados e foi aplicada para avaliar os valores obtidos no processo da calibração das seguintes variáveis: volume escoado superficialmente, vazão de pico, tempo de ocorrência do pico da vazão, coeficiente de escoamento superficial (também para a produção de sedimentos), CSS máxima, CSS média e tempo de ocorrência do pico do sedimento. Quanto mais próxima de zero, melhor é a estimativa dos dados. Portanto, para os valores finais da calibração do escoamento superficial, os coeficientes  $<|\pm 10|\%$  são considerados “muito bons”,  $|\pm 10|\% \leq P_{bias} < |\pm 15|\%$ , “bons”,  $|\pm 15|\% \leq P_{bias} < |\pm 25|\%$ , “satisfatório”, e  $\geq |\pm 25|\%$ , “insatisfatório” (MORIASI et al., 2007). Já para os valores da calibração referente à produção de sedimentos, temos que os coeficientes  $<|\pm 15|\%$  são considerados “muito bons”,  $|\pm 15|\% \leq P_{bias} < |\pm 30|\%$ , “bons”,  $|\pm 30|\% \leq P_{bias} < |\pm 55|\%$ , “satisfatório”, e  $\geq |\pm 55|\%$ , “insatisfatório” (MORIASI et al., 2007).

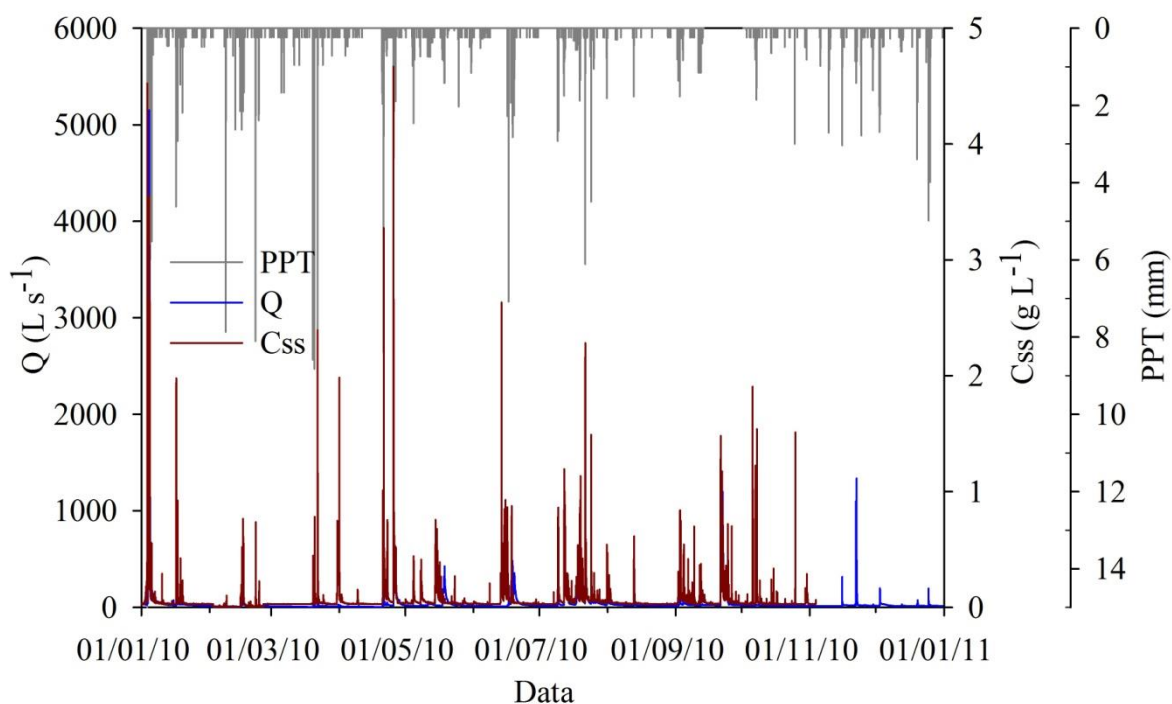
## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO

O monitoramento vem sendo realizado, desde 2002, com a introdução do programa RS Rural, sendo um dos objetivos a quantificação das variáveis climatológicas e hidrossedimentológicas, relacionadas às questões ambientais, conhecendo-se, primeiro, qual era a situação no momento inicial da instalação do projeto (2002). Posteriormente, monitorando com medidas de conservação do solo e da água (2004-2008) e, por fim, avaliando-se a resposta, por meio da continuidade do monitoramento instalado (2008-atual). Os eventos extremos são responsáveis, muitas vezes, pela PS mensal ou, até mesmo, pela PS anual. No item 6.1.1, serão discutidos, com mais detalhes, os eventos extremos ocorridos nos últimos seis anos em Arvorezinha e, posteriormente, no item 6.1.2, será discutida a dinâmica da PS frente às mudanças globais relacionadas ao uso do solo e ao clima. Primeiramente, será apresentada uma visão geral dos dados do monitoramento pelos hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas anuais, nos quais veremos valores máximos ocorridos, que caracterizam períodos de grande produção de sedimentos.

As Figura 20 a Figura 29 referem-se aos dados do monitoramento hidrossedimentológico da bacia experimental de Arvorezinha durante o período de 2010 a 2015. O início de 2010 foi marcado por um período muito chuvoso, sob influência de fenômenos climáticos, nesse caso, o El Niño. Foi um evento em 2010 que, até o período do monitoramento contemplado na tese em 2015, alcançou maiores proporções de escoamento superficial e produção de sedimentos para o local de estudo (Figura 20). O pico da descarga líquida ultrapassou os  $5.000\text{L s}^{-1}$ , e a  $C_{ss}$  ficou próxima à concentração de  $5,0\text{g L}^{-1}$ . A partir de novembro do mesmo ano, o sensor de turbidez começou a apresentar problemas, sendo necessária sua remoção em janeiro de 2011. Assim, como pode ser observado na figura 20, não há registro de  $C_{ss}$ . Todavia, a existência de dados de vazão - Q permitiu o preenchimento de falhas a partir da relação  $Q \times C_{ss\_lab}$  (concentração de sedimentos em suspensão determinada em laboratório em amostras entre e durante eventos), ou seja, a partir de amostras dos eventos coletados no ano de 2010, em campanhas de coleta de eventos de precipitação, foi possível obter uma relação com os dados de Q e, assim, obter uma curva para realizar o preenchimento das falhas.

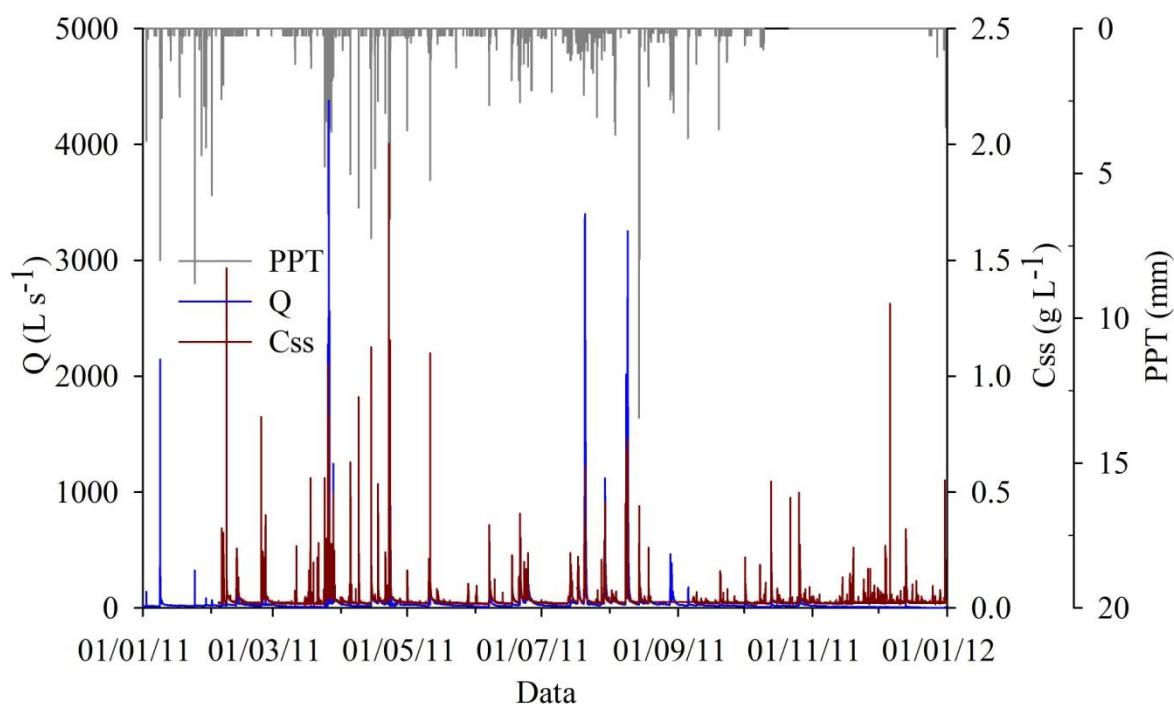
Figura 20 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2010, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

Como comentando acima, o mês de janeiro de 2011 também apresentou falhas no sensor de turbidez, sendo possível fazer o preenchimento de falhas por meio da relação de  $Q \times C_{ss\_lab}$ , utilizando-se os eventos amostrados durante as campanhas em 2011. A Figura 21 apresenta os dados do monitoramento para 2011, sendo possível visualizar o período de falhas. Além disso, no final do ano, mais precisamente a partir de 20 de outubro a 24 de dezembro, os pluviógrafos não marcaram chuva, mas, pelas leituras dos observadores, há registro de chuva e, com isso, foi possível obter a chuva acumulada em 24h e sua soma mensal. No final do mês de março, a vazão chegou a um pico de  $4.703,68 \text{ L s}^{-1}$  em um dos eventos de alta magnitude de todo o período de 2010 a 2015. Entretanto, o final de 2011 foi marcado por um período de seca e/ou estiagem no RS, como pode ser observado no último trimestre de 2011 (Figura 21). Maiores informações a respeito de detalhes na escala mensal, sobre os eventos e registros do monitoramento hidrossedimentológicos para os anos de 2010 e 2011, podem ser consultados em Barros (2012).

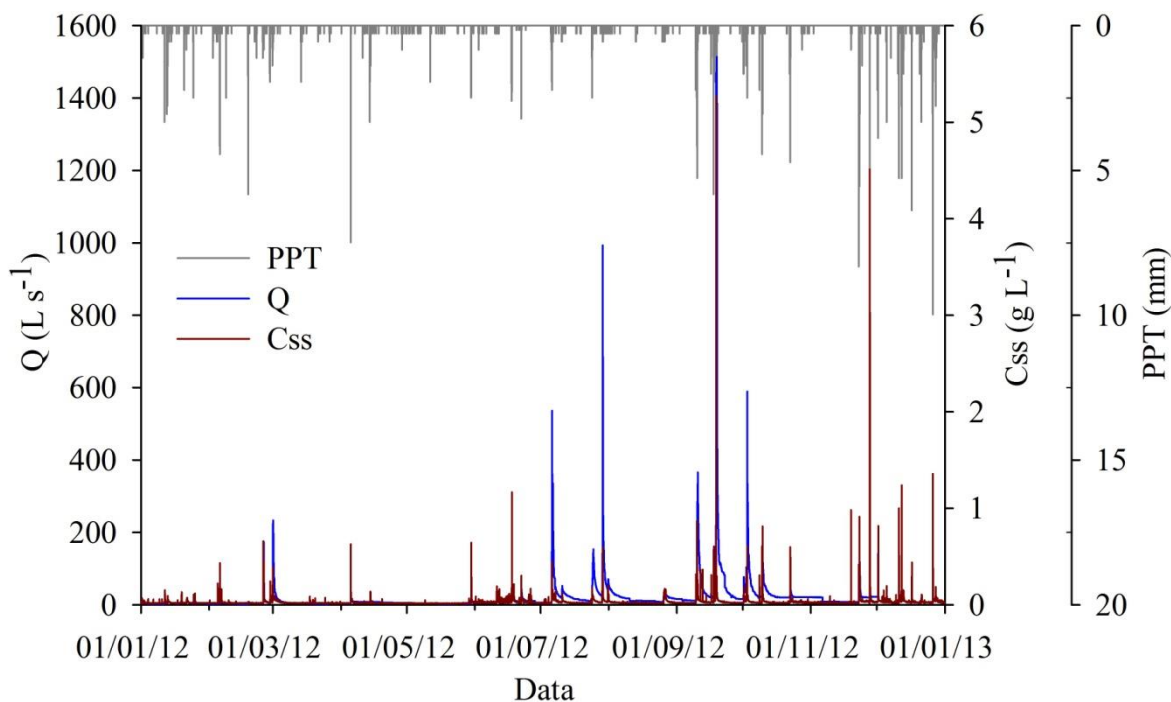
Figura 21 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2011, na bacia experimental de Arvorezinha.



Fonte: Elaborada pela autora.

A figura 22 apresenta os dados do ano de 2012, que iniciou com um período de seca e/ou estiagem no RS, estendendo-se até metade do ano. Esse ano foi o que apresentou menor volume de chuva acumulado, bem como a menor vazão máxima registrada, próxima a  $1.600 \text{ L s}^{-1}$ , que ocorreu no mês de setembro. O evento de precipitação ocorrido em setembro foi responsável pela maior transferência de sedimentos ao canal fluvial, sendo, assim, a maior produção de sedimentos (PS) contabilizada no ano (Tabela 6). Ainda, várias áreas da bacia haviam acabado de ser preparadas para o transplante da muda do tabaco, por meio do revolvimento, o que pode ter contribuído para o grande valor de PS. Ao final do evento ocorrido em setembro, que é o de maior proporção do ano, a vazão máxima registrada, até 01/12/2012, momento em que o sensor de nível apresentou falhas, foi de  $590 \text{ L s}^{-1}$ . Essa vazão máxima foi registrada em 03/10/2012, e, a partir desse dia, até mesmo no 01/12/2012, a vazão média foi de  $21 \text{ L s}^{-1}$ , caracterizando o período de poucas chuvas. O número de eventos contabilizados, em 2012, também foi o menor, com, aproximadamente, 26 eventos de precipitação significativos.

Figura 22 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2012, na bacia experimental de Arvorezinha



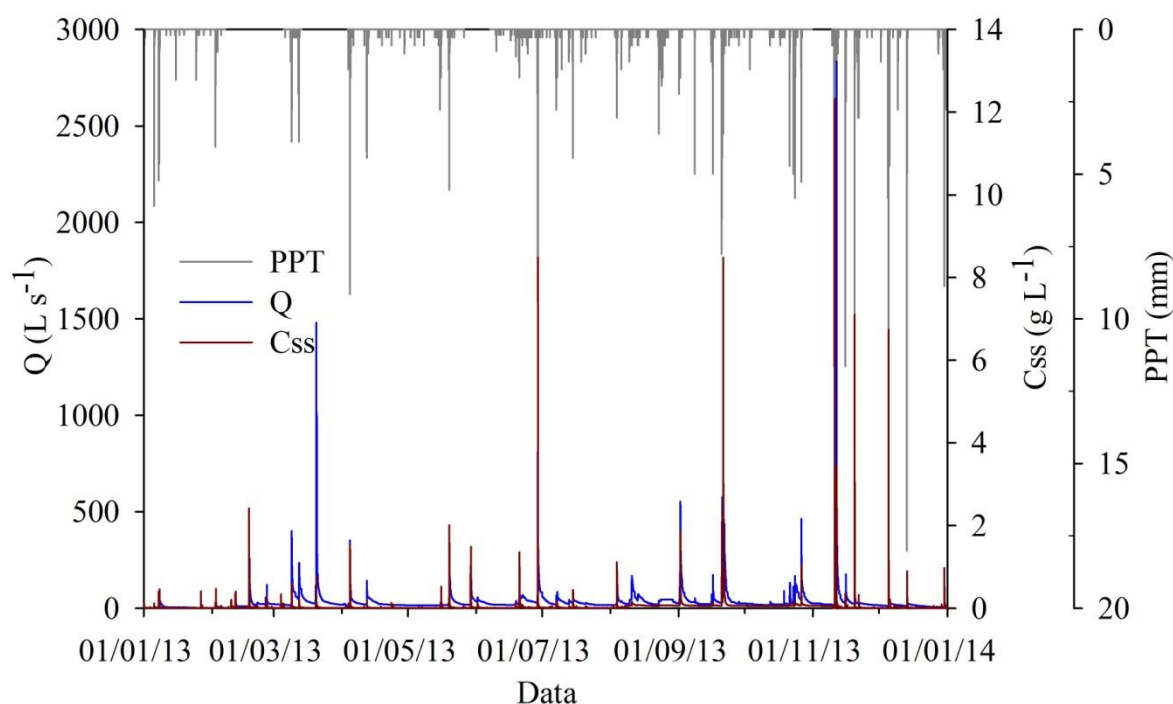
Fonte: Elaborada pela autora.

O sensor de nível voltou a funcionar adequadamente em 05/01/2013. No restante do ano, não houve problemas quanto ao registro e funcionamento dos sensores. Assim, as informações de monitoramento do ano de 2013 estão apresentadas na Figura 23, em que é possível observar a ocorrência de uma elevação no pico máximo de  $C_{ss}$ , um dos maiores valores registrados até o presente momento. O mês de novembro de 2013 registrou maior PS em relação a 2012, devido à ocorrência de dois eventos de alta magnitude em curto espaço de tempo (Figura 23). Como pode ser observado, a ocorrência desses dois eventos consecutivos (10 e 11/11/2013) é resposta do volume de chuva precipitado em grande quantidade, favorecendo a umidade do solo e, posteriormente, a propensão ao escoamento superficial. Portanto, mesmo havendo uma distribuição da precipitação no ano, foi no segundo semestre de 2013 que houve os maiores valores de precipitação, em agosto, setembro e novembro, gerando valores anuais maiores que a média histórica, que é de 1.605mm para Arvorezinha. A partir do segundo semestre do ano, maiores precipitações foram registradas, devido ao período de estiagem e/ou seca que iniciou no final de 2012. Em novembro, foi registrado o maior pico de  $C_{ss}$ , que, juntamente a vazões mais altas registradas, culminaram em elevados valores de PS (Tabela 7). Além disso, em 2013,



foi registrado, mesmo que em um evento, o aumento da  $C_{ss}$  máxima monitorada próxima a  $13\text{g L}^{-1}$ .

Figura 23 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2013, na bacia experimental de Arvorezinha



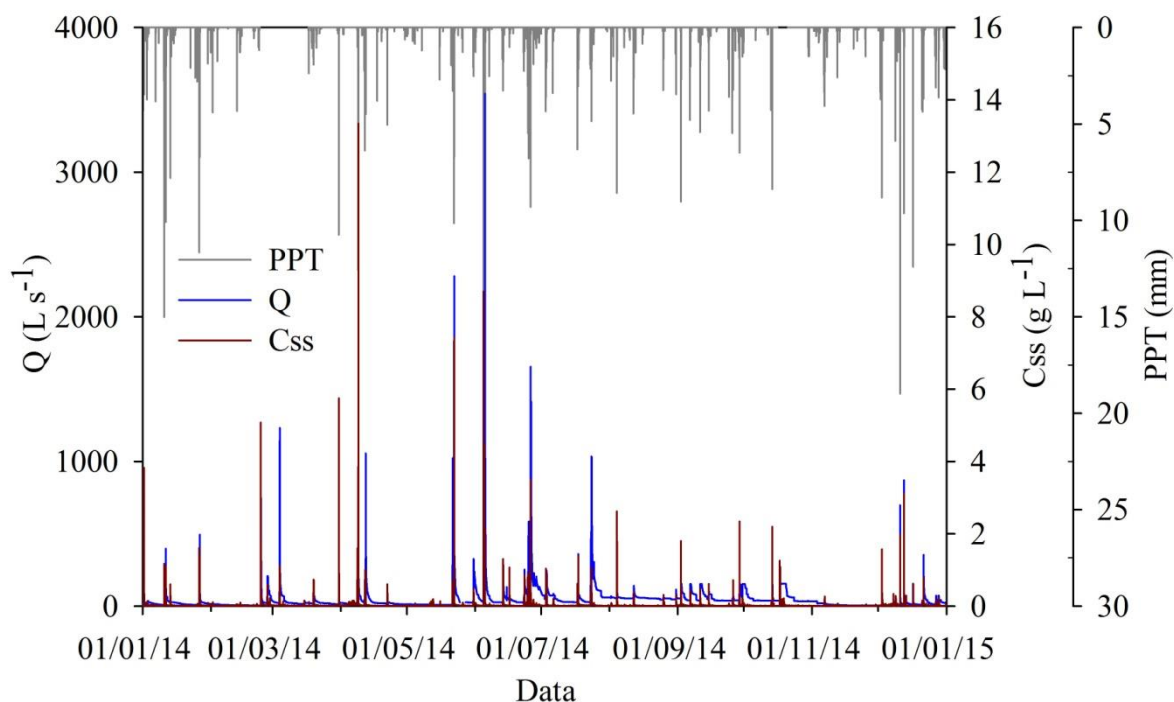
Fonte: Elaborada pela autora.

A Figura 24 é o resultado do monitoramento para o ano de 2014. Este foi marcado pelo grande volume de chuva ocorrido em, praticamente, todo RS e local de estudo. O volume de chuva, no ano, foi de  $2.529\text{mm}$  (Tabela 7). Em determinadas épocas, esse aumento no volume precipitado, em um curto espaço de tempo, ou, ainda, em eventos de longa duração, provocaram maior mobilização e transferência do sedimento (até que houvesse sedimento disponível). Essa condição de maiores volumes de chuva, que desencadearam grande número de eventos ao longo do ano – ao todo, foram monitorados 45 eventos em 2014 –, gerou, também, as elevadas concentrações de sedimentos em suspensão. Isto é, observando os períodos dos eventos de alta magnitude, os picos de  $C_{ss}$  foram elevados, alcançando valores próximos a  $15\text{g L}^{-1}$  (abril de 2014), assim como, em outros eventos, o pico da  $C_{ss}$  foi elevado, variando de 4 a  $10\text{g L}^{-1}$  (Figura 24).

O evento ocorrido em junho de 2014, considerado um evento extremo, foi o responsável pela alta produção de sedimento mensal, e, por consequência, foi o mês com maior produção

de sedimento no ano (Tabela 7). A partir de 01 de setembro de 2014, o sensor de nível apresentou problemas de leitura quando a vazão alcançava a marca de  $153,44\text{L s}^{-1}$  ou  $12\text{cm}$  de altura de lâmina, pois, alcançada essa vazão, o sensor não respondia mais às alterações de níveis superiores. Corrigindo o problema, ele voltou a registrar os dados corretamente, a partir de novembro. Ao observar a Figura 24, os meses de setembro e dezembro destacam-se pelos vários eventos pluviométricos que ocorrem no ano de 2014. Entretanto, cabe ressaltar que os eventos em setembro não são possíveis de serem verificados, devido aos problemas no sensor de nível. Em dezembro, ocorreram cerca de 10 eventos, sendo que a máxima registrada foi de  $869\text{L s}^{-1}$ , e a vazão média do mês foi de  $22\text{L s}^{-1}$ .

Figura 24 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2014, na bacia experimental de Arvorezinha



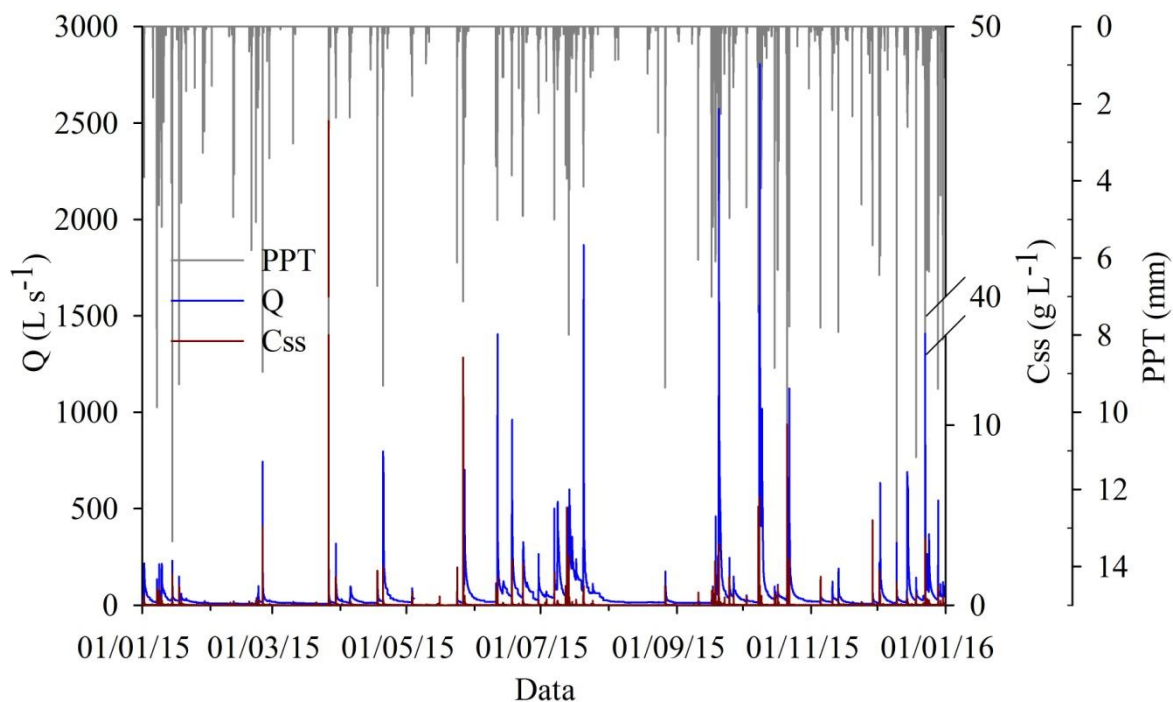
Fonte: Elaborada pela autora.

Por fim, a figura 25 apresenta os dados de monitoramento para o ano de 2015. Em relação a 2015, o volume de chuva repetiu conforme 2014, chegando ao total acumulado de  $2.498,54\text{mm}$ . Destaca-se o mês de maio, que apresentou elevada concentração de sedimentos em suspensão, pico próximo a  $14\text{g L}^{-1}$ . Os valores são extremamente altos e não estavam sendo mais encontrados, nem com essa frequência, como já registrado em 2013 e, novamente, em 2014. Até mesmo eventos de baixa magnitude ( $< 300\text{L s}^{-1}$ ) apresentaram valores de  $C_{ss}$

significativamente maiores, como pode ser observado nos eventos que ocorreram em janeiro de 2015, em que a máxima de C<sub>ss</sub> monitorada foi de 1,69g L<sup>-1</sup>. Em julho, houve eventos com vazões mais elevadas, em que se manteve o pico máximo monitorado de 2,5g L<sup>-1</sup> (não tão alto como em outros monitorados, mas significativamente elevado). Entretanto, esses valores são superiores aos normalmente encontrados para esse período, na bacia de Arvorezinha, em relação aos últimos anos (BARROS, 2012). Em setembro, chuvas de alta intensidade geraram vazões próximas a 2.600,00L s<sup>-1</sup>, sendo as maiores registradas em 2015, juntamente com o evento do início de outubro. A C<sub>ss</sub>, no evento de setembro, não foi a maior monitorada, porém elevadas concentrações associadas a grandes volumes de água resultaram em elevada produção de sedimentos (Tabela 7).

Em outubro de 2015, por exemplo, houve um acúmulo de 180,5mm, apenas nos dez primeiros dias do mês, sendo que, em três dias, choveu 168,0mm. Durante os meses de setembro e outubro, foram registrados os maiores volumes de chuva, juntamente aos meses de junho e julho. Todavia, setembro e outubro são os meses em que o solo é revolvido para o plantio do tabaco, e a planta encontra-se no início do estágio vegetativo, proporcionando baixa ou praticamente nula proteção ao solo. Outubro foi um mês marcante no RS, devido aos volumes históricos de chuva registrados na história do Estado. Enchentes, danos materiais e perdas de vidas foram relatados pelos meios de comunicação e pela sociedade científica. Isso foi o resultado da presença do fenômeno El Niño sobre o Brasil, que gera, para o RS, altos volumes de chuva. O final de 2015 também foi marcado pelo registro de altos índices pluviométricos e número de eventos de precipitação. A vazão máxima registrada chegou próxima aos 1.500,00L s<sup>-1</sup>, classificada como de alta magnitude, destacando-se pelo período do ano que o mês de dezembro representa, o início do verão e o período com maior evapotranspiração. Assim, são observados com destaque os períodos de junho, outubro e dezembro quanto ao número de eventos ocorridos, valores máximos e maiores volumes de chuva registrados (Figura 25). Uma observação importante é quanto ao mês de março, pois este apresentou registro de pico para a C<sub>ss</sub> ou máxima elevada e incomum na bacia, como apresentado na figura 25. Os equipamentos estavam em pleno funcionamento, e há coerência entre a elevação do nível e os registros de turbidez para a obtenção da C<sub>ss</sub>. Todavia, o que chama a atenção é a rapidez (10 minutos) com a qual a vazão e a C<sub>ss</sub> elevaram-se, principalmente a C<sub>ss</sub>, que alcança 46,5g L<sup>-1</sup>.

Figura 25 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma referente ao ano de 2015, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.1.1 Análise dos eventos extremos

Essa análise foi realizada a partir dos dados do monitoramento discutidos no item 6.1. A análise de eventos extremos é de elevada importância, pois a frequência de sua ocorrência vem aumentando nos últimos anos, sendo cada vez mais agressivos ao meio, devido à falta de medidas preventivas no que se refere às áreas rurais, urbanas e ocupações de áreas de risco. Eventos climáticos extremos podem expressar-se de diferentes formas, como as cheias, secas prolongadas, os tornados, deslizamentos, entre outros. Sua importância tem aumentado e chamado a atenção da sociedade devido ao aumento desses eventos, em frequência e intensidade, os quais causam danos ambientais e socioeconômicos (NETO, 2014).

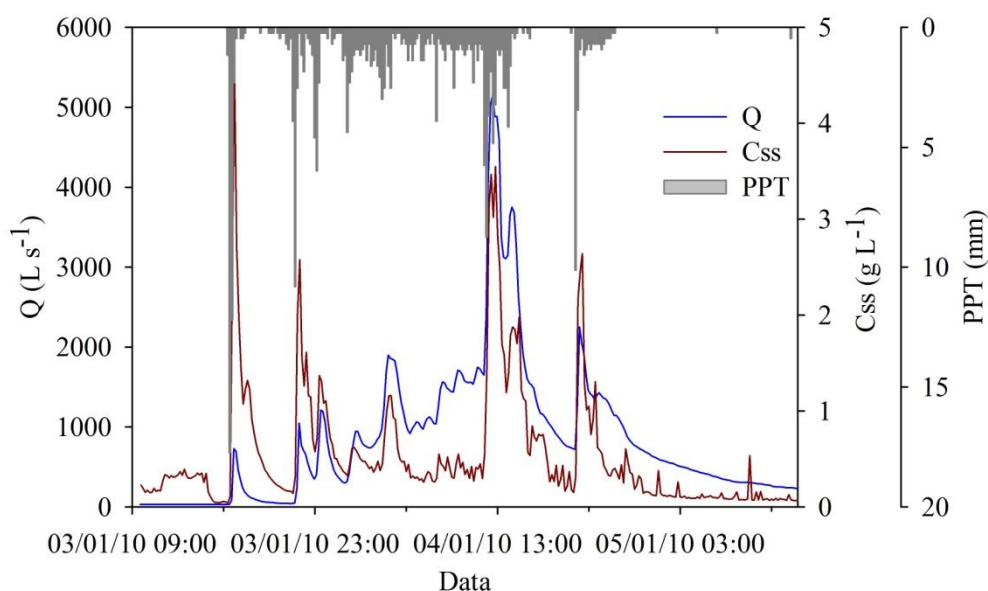
A existência de bacias experimentais rurais com monitoramento contínuo é importante, já que demonstra, diretamente, os impactos do clima ou do homem nos processos hidrológicos e erosivos. Técnicas de modelagem são uma importante ferramenta para a predição de cenários futuros para a estimativa da PS, principalmente em eventos extremos, mas sua aplicação deve ser uma etapa posterior a um programa de monitoramento robusto, com o propósito de expandir o entendimento proveniente do monitoramento hidrossedimentológico.

A seguir, são apresentados os eventos extremos de grande importância e impactos da PS e, também, da variável vazão máxima -  $Q_{max}$ , que ocorreram na bacia experimental de Arvorezinha.

#### 6.1.1.1 Eventos 2010

Nos primeiros dias de janeiro de 2010, o sul do Brasil encontrava-se sob a influência do El Niño (THEISEN; VERNETTI JR; SILVA, 2009). A ocorrência de eventos climáticos extremos, principalmente a ocorrência de enchentes, causou muitos danos econômicos e ambientais. Por meio do monitoramento hidrossedimentológico, podem-se constatar as consequências do excesso de chuva. A Figura 26 apresenta a análise do evento 03/01/2010, evento que se destaca pela vazão máxima registrada até o presente momento, na área de estudo, desde 2010. Esse evento ocorreu horas após um evento de média magnitude ( $729 \text{ L s}^{-1}$ ), com intensidade máxima de chuva, em 30 minutos ( $I_{30}$ ), de  $53 \text{ mm h}^{-1}$ , fatores que contribuíram para o aumento das enxurradas, do nível de lâmina de água e para a alta produção de sedimentos.

Figura 26 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 03/01/2010, na bacia experimental de Arvorezinha



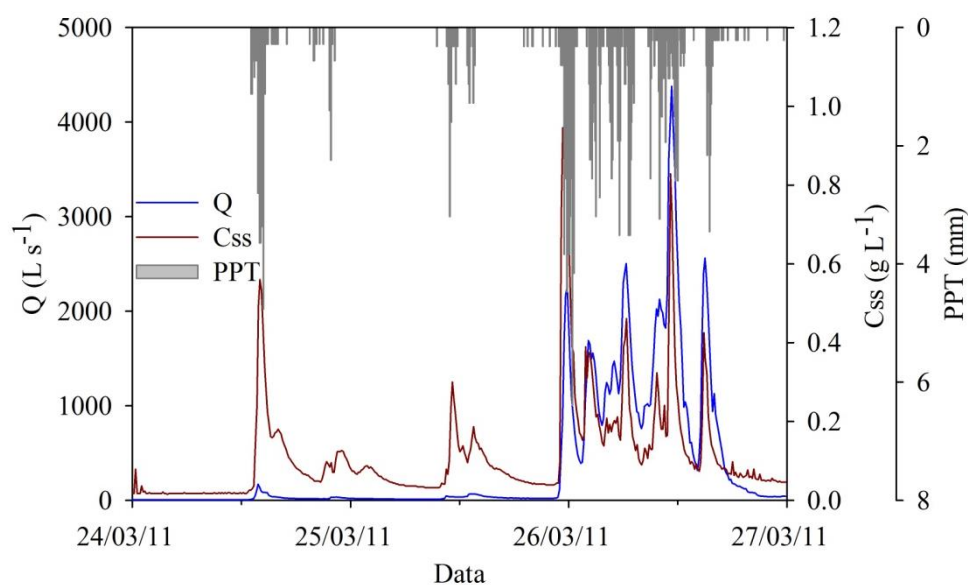
Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.1.1.2 *Eventos 2011*

Em 2011, destacamos dois eventos que registraram picos de descarga líquida elevados, elevando-se a quantidade de sedimento transportada aos canais fluviais. No final do mês de março (25/03/2011), a  $Q$  chegou a um pico de  $4.703,68 \text{ L s}^{-1}$ , gerando uma das produções de sedimentos mais alta no ano, devido à energia disponibilizada para desagregação e transporte desse material aos corpos de água na bacia (Figura 27). Os dados de PS podem ser visualizados na Tabela 6 para o ano de 2011, sendo possível observar a PS significativa em decorrência desse evento extremo, o qual gerou 29,24t. Ainda, é possível observar que, nos primeiros pulsos de precipitação, a  $Q$  modificou-se pouco, mas a  $C_{ss}$  foi responsiva, e isso pode estar relacionado à disponibilidade do sedimento que, mesmo com pouco escoamento, pode ser transferido ao canal. Posteriormente, no maior pico de  $Q$ , a  $C_{ss}$  não acompanhou o máximo monitorado para o evento. Minella et al. (2011) e, posteriormente, Barros (2012), analisaram a transferência de sedimentos em eventos que contemplaram o período inicial do monitoramento, em 2002 até 2008, e o período de 2009 a 2011, em que a relação entre  $Q$  e  $C_{ss}$  indicam, para a grande maioria dos eventos, que a fonte disponível de sedimentos para a transferência até o canal fluvial é limitada a fontes próximas do mesmo, ocorrendo a exaustão de sedimento quando o hidrograma ainda pode estar na sua ascensão ou pico.

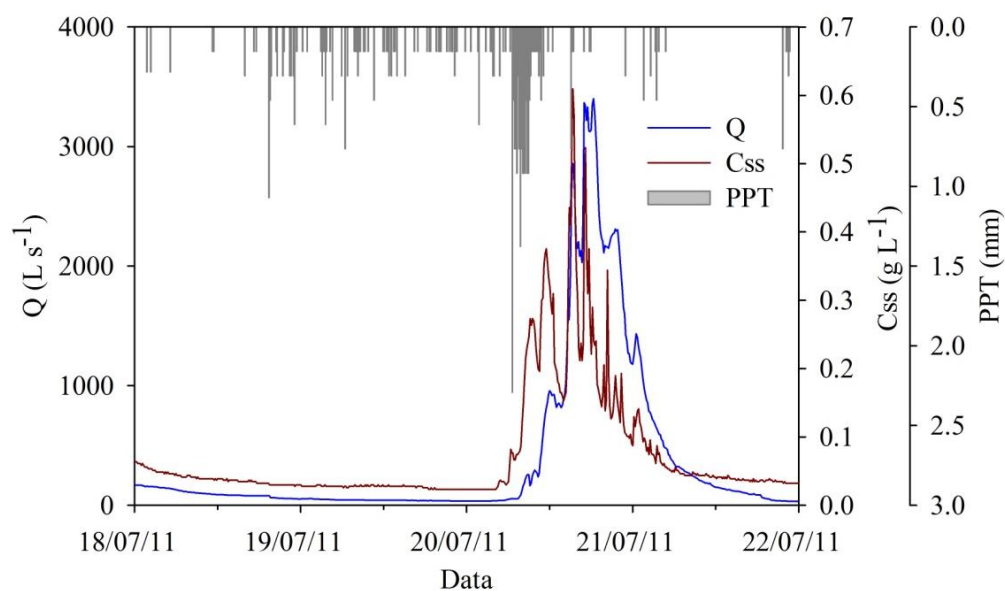
No dia 20/07/2011, ocorreu um evento de grande magnitude, responsável por elevadas vazões e pela alta produção de sedimentos. Na Figura 28, é ilustrado como as variáveis comportaram-se frente ao evento de longa duração e de alto volume de chuva (cerca de 130mm em quase 39 horas). Todavia, observa-se que o valor máximo de  $C_{ss}$  registrado foi de  $0,61 \text{ g L}^{-1}$  – acima da média geral de  $C_{ss}$ , porém baixo, se considerarmos a magnitude do evento. Uma das razões pela  $C_{ss}$  baixa é a própria exaustão de sedimentos que pode ter ocorrido. Isso representa que a fonte de sedimentos é limitada e rapidamente esgotada, portanto a transferência dos sedimentos torna-se dependente das fontes de sedimento disponíveis próximas ao canal fluvial. No entanto, o evento foi duradouro, com vários momentos de vazões extremamente altas, que podem ter contribuído para a alta produção de sedimentos nesse evento, ou seja, 24,08 toneladas, o que representa quase a totalidade de PS mensal.

Figura 27 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 25/03/2011, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 28 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 20/07/2011, na bacia experimental de Arvorezinha

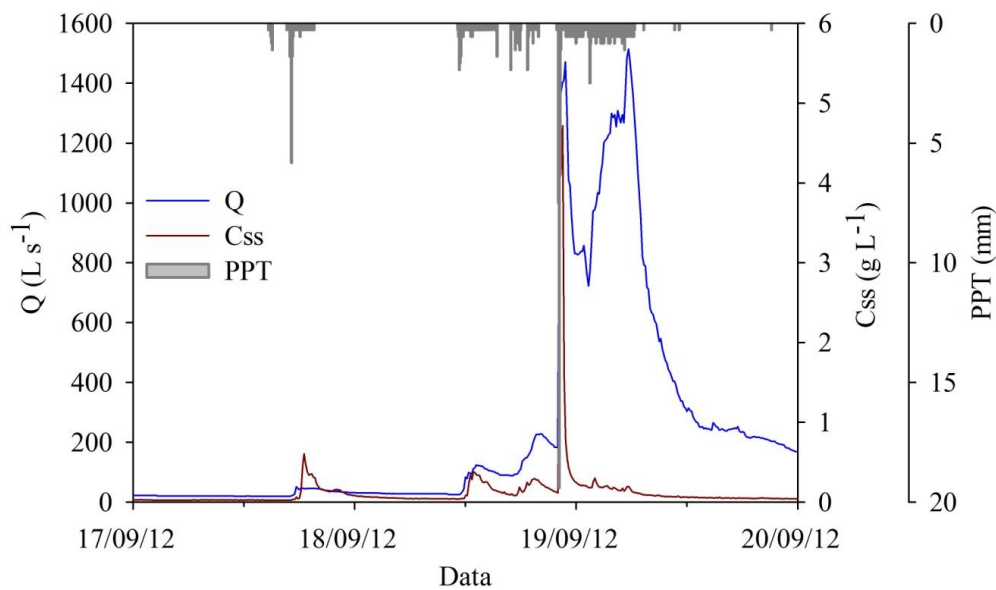


Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.1.1.3 Eventos 2012

No mês de setembro de 2012, ocorreu um evento de alta magnitude (Figura 29), que gerou 20,63t km<sup>2</sup> (o que representa 42,36% da PS de 2012). No início do evento, a precipitação saturou o solo e, após, houve grande quantidade de escoamento superficial e produção de sedimentos oriundos da precipitação de alta intensidade. Para o primeiro pico do hidrograma, o sedimentograma respondeu e alcançou valores altos. O pico ficou em 5g L<sup>-1</sup>, todavia não há o segundo pico, pois não havia sedimentos para serem transferidos. Esse evento foi monitorado pelo grupo de pesquisa, que pode comprovar os danos também por imagens, apresentadas na Figura 30.

Figura 29 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 18/09/2012, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 30 – Imagens que registram o evento ocorrido em setembro, os danos materiais e ambientais





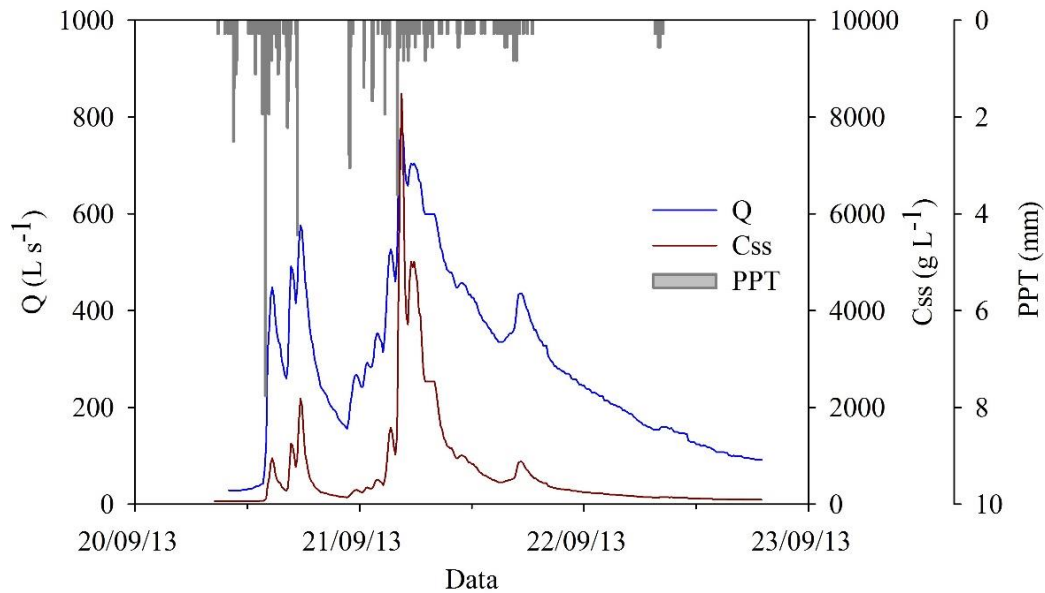
Fonte: Dalbianco, 2012. Arquivo pessoal.

#### 6.1.1.4 *Eventos 2013*

O mês de setembro, novamente, é o responsável pela maior produção de sedimentos do ano. O evento ocorrido em data muito semelhante a 2012, ou seja, em 20/09/2013, contribuiu com 34,74% do sedimento anual (Tabela 4). A Figura 31 mostra o comportamento do evento frente a uma precipitação de 84,0mm e o período de preparo do solo para o cultivo do tabaco.

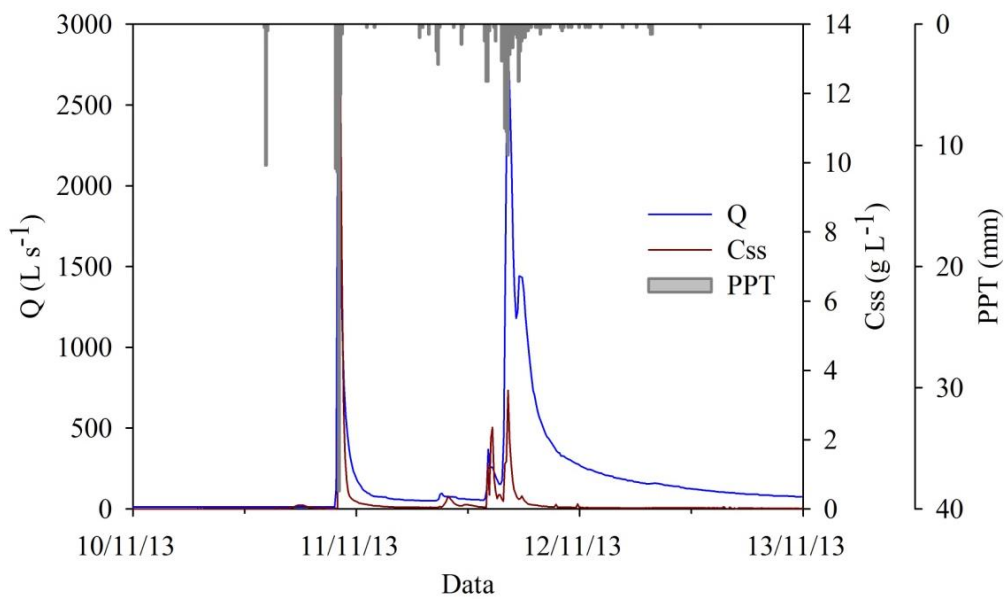
O mês de novembro de 2013 foi o que registrou a maior PS, devido à ocorrência de dois eventos de alta magnitude em curto espaço de tempo (Figura 32). A PS, no primeiro evento, foi de 33,64t km<sup>2</sup> e, no segundo evento, foi de 19,17t km<sup>2</sup>, totalizando 52,81t km<sup>2</sup> (25,9% da PS ocorrida em 2013). O volume precipitado nos dois eventos foi semelhante: 69,30mm e 80,94mm, respectivamente. Todavia, observa-se que o primeiro evento, ocorrido em 10/11/2013, deu-se em poucos minutos (40 minutos, aproximadamente, entre a ascensão e a recessão do hidrograma). A intensidade máxima, em 30 minutos do evento ocorrido, inicialmente, foi de 231,0mm h<sup>-1</sup>. A menor PS, no segundo evento, evidencia o esgotamento ou a exaustão de sedimentos disponíveis para a entrega ao canal fluvial. Assim, o sedimento pode ter sido mobilizado, porém sendo necessários novos eventos de precipitação para a sua transferência.

Figura 31 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 20/09/2013, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 32 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 11/11/2013, na bacia experimental de Arvorezinha

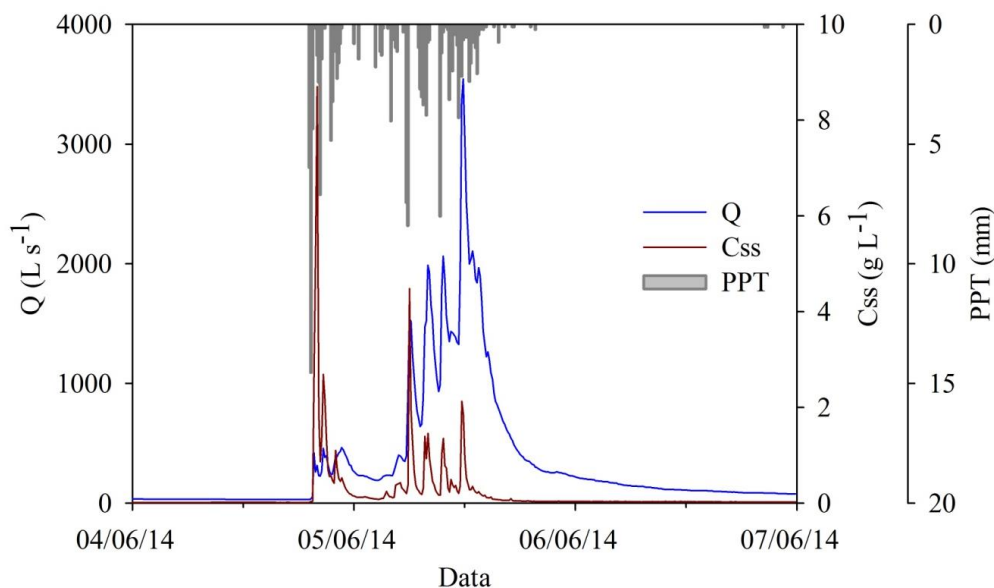


Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.1.1.5 Eventos 2014

Em 2014, foram seis campanhas de eventos pluviométricos realizadas. A maioria ocorreu a partir do mês de junho, sendo possível acompanhar dois grandes eventos de forma presencial, além do monitoramento automático e contínuo (Figura 33). O primeiro semestre de 2014, no Estado do Rio Grande do Sul, foi marcado por um regime de chuvas elevado, o que causou grandes impactos ambientais e socioeconômicos, principalmente no mês de junho, alcançando um acúmulo de 397,90mm. Nesse mês, o evento ocorrido no dia 05/06/2014 (Figura 33) foi responsável pela maior transferência de sedimentos ao canal fluvial. Do total de 57,32t no mês de junho, 64,35% ocorreu somente nesse evento (Tabela 4). A Q monitorada foi a mais elevada do ano:  $3.543,05\text{L s}^{-1}$ . Além disso, foi possível observar que os anos de 2014 e 2015 apresentaram as maiores precipitações acumuladas e número de eventos, culminando em alta produção de sedimentos e perda de água. Todavia, os picos de Q foram menores do que os registrados em 2010 e 2011, quando, por exemplo, em 2011, não houve a interferência do El Niño.

Figura 33 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 05/06/2014, na bacia experimental de Arvorezinha



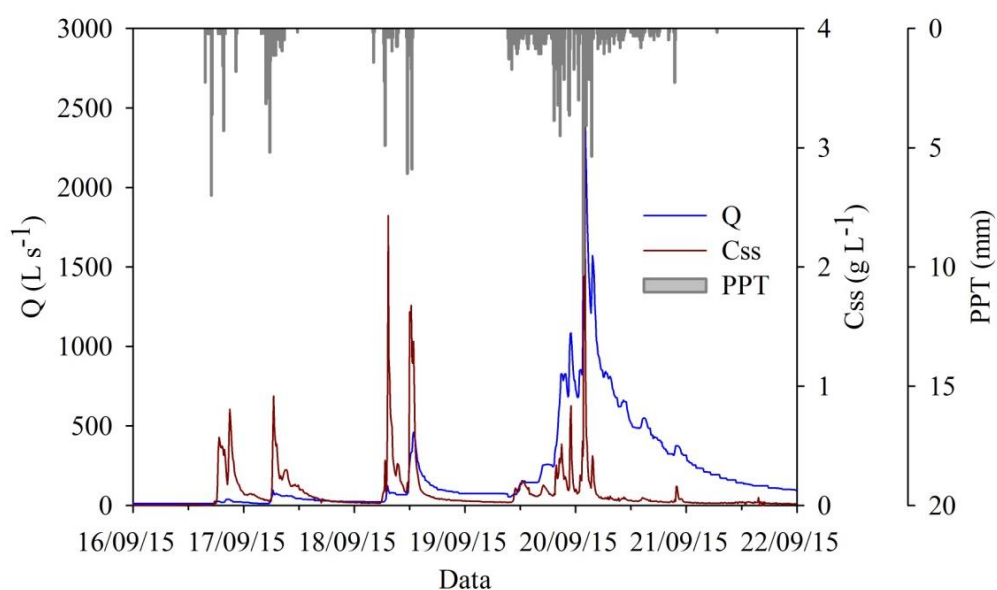
Fonte: Elaborada pela autora.

#### 6.1.1.6 Eventos 2015

Em 2015, mais precisamente em setembro e outubro, o Estado do Rio Grande do Sul experimentou um fenômeno histórico, que provocou sérios danos materiais, sociais e econômicos. Em todo o Estado, houve precipitação em excesso, fora da normalidade histórica e das quantidades esperadas para o período. Algumas cidades, como Santa Maria e Porto Alegre, marcaram chuvas em dois dias que eram esperados para o mês de setembro (CPTEC, 2015). Porto Alegre experimentou a segunda maior cheia de sua história no lago Guaíba, sendo que o registro de 1967 era o segundo maior da série.

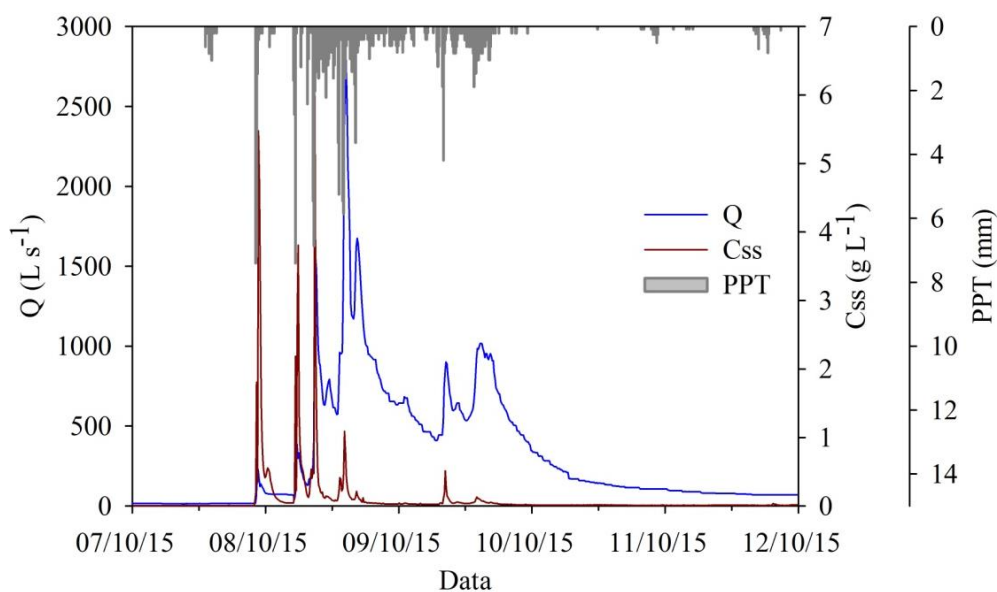
O evento ocorrido em setembro de 2015 registrou  $Q$  acima dos  $2.000\text{L s}^{-1}$  e pico do  $C_{ss}$  próximo a  $3,0\text{g L}^{-1}$ , gerando elevada  $PS$  para o mês (Figura 34). O município de Arvorezinha também registrou elevada precipitação no mês de outubro, sendo que a estação de monitoramento na bacia registrou, para o evento de 07/10 a 09/10/2015, um acúmulo de 168,0mm. A média histórica para o mês de outubro é de 183,10mm, porém, em 2015, choveu 329,00mm em todo o mês (Figura 35). Essa chuva ocorreu em um período de solo desprotegido, pois, além das áreas de plantio convencional estarem aumentando na bacia, setembro e outubro caracterizam o período inicial do transplante da muda do tabaco. Dessa forma, as chuvas intensas somadas ao solo desprotegido causaram elevada perda de solo e água, sendo contabilizado, no monitoramento, grande material transferido para a saída da bacia. As Figura 36a, Figura 36b, Figura 36c e Figura 36d apresentam alguns momentos registrados durante o monitoramento e a campanha de coleta para o evento dos dias 07 a 09/10/2015, em que é possível visualizar o processo erosivo ocorrendo na bacia vertente e o seu reflexo no canal fluvial.

Figura 34 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 17/09/2015, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 35 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma para o evento ocorrido em 08/10/2015, na bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 36 – Imagens registradas durante o evento de 07/10/2015: (a) fluxo de água concentrado, (b) canal de erosão em fase avançada, (c) lavoura em sistema convencional, (d) monitoramento do evento no canal fluvial





Fonte: Schlesner, 2015. Arquivo pessoal.

Por fim, a tabela 5 apresenta as variáveis hidrossedimentológicas e climatológicas referente aos eventos extremos do período de 2010 a 2015. Com a inserção do monitoramento da energia cinética, a partir de março de 2014, foi possível medir a erosividade da intensidade máxima de chuva em 30 minutos. Essa tabela apresenta, claramente, a importância do monitoramento dos eventos de alta e extrema magnitude, principalmente pela relação da produção de sedimentos do evento com a PS anual, em que podemos confirmar a importância da escolha de modelos na escala de eventos em vez de modelos na escala contínua de simulação. Isso porque assume-se que modelos na escala de eventos apresentam maior capacidade de descrever o pulso de matéria e energia de entrada no sistema (bacia hidrográfica) do que modelos contínuos, sendo importante que a escolha do modelo seja condizente com as características da bacia.

Além disso, é importante ressaltar ou deixar informado que os dados aqui apresentados (Tabela 5) foram baseados na separação dos escoamentos pelo método da análise gráfica e, dessa forma, há um grau de incertezas quanto aos valores das variáveis hidrológicas e sedimentológicas apresentados na mesma tabela. Assim, podemos inferir que os valores de coeficiente de escoamento superficial, vazão máxima e escoamento total (superficial) poderão estar superestimados, devido ao método de separação de escoamento. Já os dados sedimentológicos podem estar subestimados, pois, aqui, há o efeito de diluição do sedimento, abordado, com maiores detalhes, no item 6.2. Portanto, não há como ter certeza dos valores absolutos da tabela 5, pois há falta de informações quanto ao valor correto correspondente ao escoamento superficial em relação aos escoamentos subsuperficiais. Por isso, tais eventos não foram usados para a calibração e o teste do modelo. Entretanto, em relação aos eventos de maior magnitude (eventos extremos), acredita-se que a contribuição do escoamento superficial seja, consideravelmente, superior aos escoamentos subsuperficiais; mas, para alcançarmos um maior grau de certeza, é necessário que o monitoramento dos eventos com o auxílio do silício seja continuado, a fim de serem abrangidos os eventos de maior magnitude.

Tabela 5 – Variáveis hidrossedimentológicas e climatológicas dos eventos extremos entre 2010 e 2015

Evento	Duração Min	PPT mm	Q <sub>max</sub> L s <sup>-1</sup>	Q <sub>total</sub> mm	C %	C <sub>SSmax</sub> g L <sup>-1</sup>	C <sub>SSmed</sub>	PS t	PS/anual %	EI30 MJ mm ha <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>
03/01/2010	2750	187,30	5.125,00	79,00	42,18	3,54	0,71	149,81	42,40	-
25/03/2011	1320	166,36	4.703,68	47,61	28,62	1,04	0,24	29,24	20,00	-
20/07/2011	1340	127,03	3.399,42	57,89	44,89	0,61	0,20	24,80	16,96	-
18/09/2012	430	110,33	1.470,80	25,02	22,68	5,27	1,05	20,63	42,36	-
20/09/2013	1980	84,00	785,30	26,22	31,22	2,18	0,65	70,58	34,74	-
10/11/2013	40	69,30	2.480,90	3,75	5,41	12,32	2,15	33,64	16,50	-
11/11/2013	1170	80,94	2.835,30	11,88	14,68	3,42	0,68	19,17	9,40	-
05/06/2014	1040	79,66	3.543,05	21,34	26,79	4,48	0,69	36,89	19,55	1.096,56
21/09/2015	2100	118,17	2.573,66	12,70	10,75	2,57	1,07	20,38	12,80	1.555,03
07/10/2015	2580	164,09	2.805,12	14,12	8,61	5,99	0,58	24,35	15,45	1.074,38

Em que: PPT: precipitação total; Q<sub>total</sub>: volume de escoamento superficial; Q<sub>max</sub>: vazão máxima; C: coeficiente de escoamento superficial; C<sub>SSmax</sub>: concentração de sedimentos em suspensão máxima; C<sub>SSmed</sub>: concentração de sedimentos em suspensão média; PS: produção de sedimentos; PS/anual: relação da produção de sedimentos do evento em relação à produção de sedimentos total anual; EI30: erosividade na intensidade de precipitação máxima em 30min.

Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.1.2 Análise da produção de sedimentos ao longo da série

A Tabela 6 apresenta os valores da produção de sedimentos mensal para os anos de 2010, 2011 e 2012, além disso, estão apresentados os dados de PS na forma instantânea (aquisição dos dados a cada 10min) e na forma de média diária. Esta foi obtida por meio do valor médio diário de descarga líquida pela média diária obtida da C<sub>ss</sub> (Equação 2). A intenção é mostrar e chamar a atenção para a importância da obtenção dos dados do monitoramento dentro do tempo de resposta da bacia hidrográfica. Nesse caso, a bacia é pequena e possui resposta rápida ao pulso de chuva, ou, ainda, possui um tempo de concentração curto, de 40 a 60min aproximadamente. Ramon et al. (2014) avaliando o impacto de diferentes tempos de aquisição dos dados, em duas grandes bacias hidrográficas no RS, durante análise em eventos de precipitação, mostrou a necessidade de aumento na frequência de amostragens de sedimentos, pois, em uma bacia de 2.000km<sup>2</sup>, por exemplo, na aquisição de dados superiores a dois dias, o pico do hidrograma e sedimentograma eram perdidos.

Primeiramente, 2010 é o ano de maior registro de PS nestes últimos seis anos, sendo que o mês de janeiro foi o mais significativo na produção de sedimentos, em decorrência do evento de maior magnitude monitorado no período (Tabela 6).

Em 2011, o volume de chuva foi semelhante ao de 2010 em números absolutos, mas a produção de sedimentos anual diminuiu em mais de 100 toneladas. Os meses de março, abril, julho e agosto foram os maiores contribuidores na PS anual (Tabela 6). Já a precipitação de 2012 é considerada a menor dos últimos seis anos (volume acumulado anual), mas está um pouco acima da média anual histórica, que é de 1.605,00mm. Dois meses apresentaram os maiores volumes mensais de chuva, entre eles, dezembro. No entanto, este apresentou falhas no sensor de nível, não sendo possível obter a produção de sedimentos para esse mês (Tabela 6).

Observando a Tabela 6, percebemos o efeito conjunto das precipitações com o período de uso e manejo do solo na bacia experimental. Ou seja, observando o mês de setembro de 2012, é notável sua contribuição na produção de sedimentos anual da bacia, ocorrendo em um período de preparo do solo para a cultura do tabaco, com elevada precipitação acumulada.



Tabela 6 – Produção de sedimentos e precipitação mensal para os anos de 2010, 2011 e 2012, na bacia experimental de Arvorezinha.

Mês	2010			2011			2012		
	10 min t km <sup>-2</sup>	diário	PPT mm	10 min t km <sup>-2</sup>	Diário	PPT mm	10 min t km <sup>-2</sup>	diário	PPT Mm
Janeiro	135,48	86,32	299,3	7,79	6,53	205,2	0,18	0,17	136,7
Fevereiro	1,40	0,94	129,3	4,79	3,29	89,9	0,71	0,47	170,5
Março	2,29	1,52	95,9	27,89	15,42	328,2	0,96	0,90	57,4
Abril	18,11	11,92	182,0	18,36	7,07	217,1	0,35	0,31	62,5
Mai	6,93	6,92	145,3	2,83	2,05	85,6	0,20	0,18	32,6
Junho	10,50	10,50	128,0	5,55	4,71	205,3	0,87	0,77	90,0
Julho	38,07	24,40	254,9	28,19	19,88	328,9	6,73	5,30	233,6
Agosto	2,03	2,05	48,4	22,27	15,50	283,6	1,12	1,16	62,2
Setembro	35,52	26,33	274,3	2,47	2,46	64,8	22,23	10,88	227,6
Outubro	1,64	1,62	81,1	1,94	1,67	141,9	4,55	3,73	167,2
Novembro	22,62	17,72	188,1	0,51	0,50	29,2	3,03	1,51	110,6
Dezembro	19,97	19,63	140,5	0,24	0,29	36,0	-	-	342,6
<b>Total</b>	<b>294,55</b>	<b>209,87</b>	<b>1967,1</b>	<b>122,84</b>	<b>79,38</b>	<b>2015,7</b>	<b>40,93</b>	<b>25,39</b>	<b>1693,5</b>

Fonte: Elaborada pela autora.

Em 2013, houve maiores precipitações que em 2012, o que, dependendo do mês e período de práticas agrícolas, potencializou o efeito erosivo e, assim, o aumento na produção de sedimentos (Tabela 7). Os meses de junho, setembro e novembro foram os maiores em produção de sedimentos, destacando-se setembro, com, praticamente, a metade da produção anual de sedimentos para 2013. Este, como comentado, é um mês em que a cultura do tabaco é transplantada e possui alguns poucos centímetros de altura, proporcionando pouca cobertura, o que pode ter contribuído para maiores perdas de solo, juntamente às altas precipitações (Tabela 7).

O ano de 2014 apresenta, também, elevada produção de sedimentos, assim como elevadas precipitações. No primeiro semestre, junho foi o mês com maior PS (57,32t km<sup>-2</sup>). Da mesma forma, o segundo semestre de 2014 registrou volumes de chuva acima do esperado, como nos meses de outubro e, principalmente, dezembro. Pesquisadores já haviam previsto um aumento significativo no volume e intensidade de chuvas para o Estado, sendo a previsão comprovada pelas chuvas de junho e, mais tarde, pelas de setembro e dezembro (INMET, 2014). Em novembro, com chuva mensal de 61,2mm, houve produção de sedimento mensal de 0,24t, podendo esta ser reflexo da baixa precipitação (Tabela 7). Em 2014, observou-se um importante retrocesso quanto ao uso das práticas de conservação do solo, principalmente o

abandono do cultivo mínimo. Assim, no ano agrícola 2014 - 2015, registramos, praticamente, 100% das lavouras de tabaco com preparo convencional. Esse fator, juntamente às precipitações de 2014, potencializou o processo erosivo, e o resultado são as produções de sedimentos altas durante o ano todo e, conseqüentemente, no seu total anual.

No ano de 2015, a produção de sedimentos destaca-se nos meses de setembro e outubro. Nestes, houve chuvas com maior volume acumulado, juntamente ao mês de julho, e chuvas intensas, ou seja, esse volume acumulado ocorreu em um curto período de tempo. Segundo o INMET (2015), outubro apresentou valores de precipitação acima do padrão climatológico em grande parte do RS; relata, também, a permanência desse padrão de chuva para os meses (El Niño forte) de dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016. Assim, o evento ocorrido no início de outubro, 07/10/2015, foi responsável por grande parte da PS anual, pois, sozinho, contabilizou 24,70t da totalidade de 43,91t (ou 36,9t km<sup>-2</sup>) no mês de outubro. Lembrando que o pico de 46,50g L<sup>-1</sup>, no mês de março, está contemplado na contabilidade da PS mensal e anual de 2015. Ao retirar esse pico, a PS passaria a ser 9,75t km<sup>-2</sup>, em vez de 25,72t km<sup>-2</sup>, para a PS de março.

O fato de um ou poucos eventos representarem a totalidade de um mês, ou, ainda, a maior parte da PS anual da bacia, tem sido observado desde o início do projeto de monitoramento em Arvorezinha. Isso evidencia que os eventos extremos, mesmo ocorrendo em baixa frequência no ano, são responsáveis por grande parte da PS anual. A produção de sedimentos é a variável resposta de maior importância, pois reflete tudo o que ocorre na bacia hidrográfica. O seu monitoramento permite avaliar os impactos das modificações na bacia pela ação antrópica e em decorrência do clima (CUOMO; DELLA SALA; NOVITÀ, 2015; FENG et al., 2010). Com uma série de dados extensa, é possível avaliar o comportamento da PS no ano e durante os diferentes anos, percebendo-se que ela muda, significativamente, quando o meio é alterado pelo homem ou pelo padrão de chuva. Assim, no monitoramento, podemos acompanhar o quanto de solo está sendo erodido, mesmo que grande parte do material desagregado, ao longo dos anos, se deposite em grande quantidade pela paisagem (MINELLA; WALLING; MERTEN, 2014), e, assim, uma menor proporção de solo erodido alcance a saída da bacia. Todavia, a produção de sedimentos alcança magnitudes elevadas na bacia, principalmente quando ocorrem eventos extremos de grande magnitude. Dessa forma, como são poucos os eventos que podem causar os maiores danos quanto à transferência de sedimento (água e soluto), usam-se os modelos baseados em eventos para representar os processos. No entanto, os eventos apresentam grande dependência um do outro, pois geram as condições antecedentes ao próximo evento, como, por exemplo, a umidade do solo; porém, os modelos os

consideram independentes e, por isso, há necessidade de conseguirmos incluir as características iniciais de acordo com a dependência entre eles.

Além disso, o aumento da frequência dos eventos extremos vem sendo observado ao longo do monitoramento, sendo crítico em períodos de baixa cobertura do solo, solo revolvido e na ausência de quaisquer práticas conservacionistas do solo e da água. Defersha e Melesse (2012), a partir dos resultados de monitoramento hidrossedimentológico no rio Mara, Quênia, relatam que a produção de sedimentos anual seria de responsabilidade de um único evento, e os demais apresentariam menor contribuição na PS. Barros (2012) informa que, na ocorrência de eventos extremos, apenas a prática do cultivo mínimo não foi suficiente para minimizar o impacto da erosão do solo, mas suficiente para eventos de baixa e média magnitudes e, assim, importante prática conservacionista. O clima e as mudanças climáticas representam um ponto crucial no desencadeamento e aumento da erosão (NEARING et al., 2005), sendo um dos fatores controladores da magnitude do processo, o qual é quantificado pelas variáveis respostas da bacia hidrográfica, principalmente a produção de sedimentos (ZHOU; WEI; YAN, 2002).

Tabela 7 – Produção de sedimentos e precipitação mensal para os anos de 2013, 2014 e 2015, na bacia experimental de Arvorezinha.

Mês	2013			2014			2015		
	10 min	diário	PPT	10 min	diário	PPT	10 min	diário	PPT
	t km <sup>-2</sup>		Mm	t km <sup>-2</sup>		mm	t km <sup>-2</sup>		mm
Janeiro	0,26	0,20	102,13	5,21	2,13	235,20	3,88	2,29	218,49
Fevereiro	1,78	0,92	236,30	6,08	2,72	215,20	4,78	1,14	124,20
Março	6,92	5,08	213,90	5,61	2,81	173,10	<b>25,72</b>	5,44	103,40
Abril	1,61	0,98	95,91	24,44	5,82	178,10	7,01	3,62	154,30
Maiο	3,64	2,01	153,50	20,87	7,24	199,50	7,40	3,88	158,41
Junho	19,96	6,28	122,17	57,32	31,98	397,90	14,05	8,24	264,02
Julho	1,22	1,13	78,00	10,83	7,51	187,90	17,90	10,96	294,48
Agosto	6,50	5,54	278,31	3,11	2,66	117,20	0,79	0,49	70,63
Setembro	71,66	29,18	212,34	10,61	7,66	272,30	23,70	11,64	271,70
Outubro	8,03	6,07	149,97	9,03	7,47	234,20	36,90	22,67	329,00
Novembro	47,67	9,29	274,43	0,20	0,19	61,20	3,07	1,41	145,10
Dezembro	2,00	0,89	173,52	5,38	2,32	258,00	13,99	7,05	364,80
<b>Total</b>	<b>171,25</b>	<b>67,58</b>	<b>2089,80</b>	<b>158,69</b>	<b>80,53</b>	<b>2529,8</b>	<b>159,16</b>	<b>78,84</b>	<b>2498,54</b>

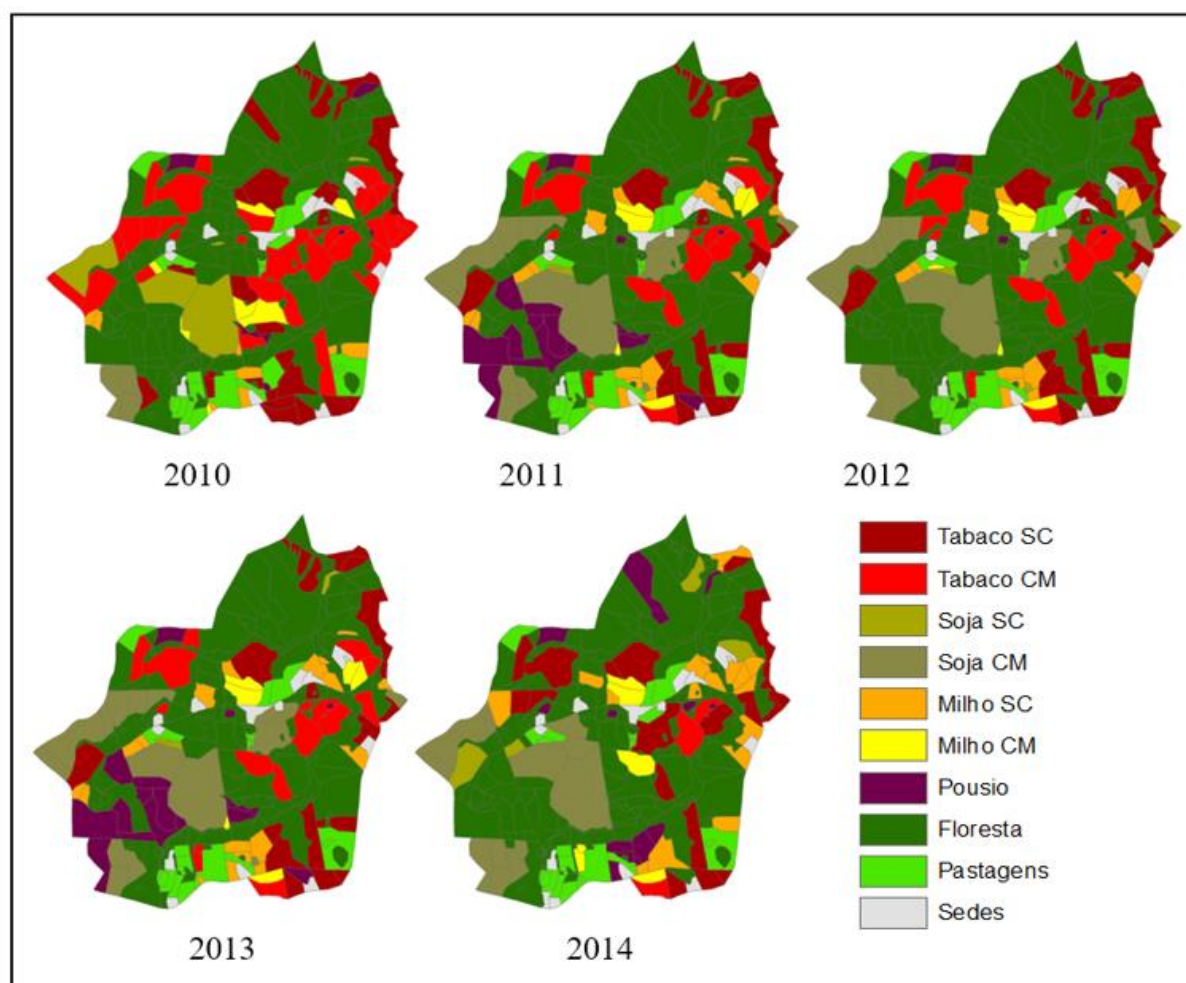
Obs.: Em 2015, houve falha no sensor de nível, de 05 a 22 de maio.

Fonte: Elaborada pela autora.

As características fisiográficas das bacias hidrográficas, a ação do homem no meio (relevo, solos e o uso e manejo do solo) e o padrão das precipitações são responsáveis por controlar os mecanismos de geração e propagação dos sedimentos no local, determinando a severidade da ação dos agentes erosivos ao longo das encostas e canal fluvial (LEE; YU; JUNG, 2012). Dessa forma, o nível do distúrbio ou desequilíbrio encontrado na vazão e na concentração de sedimentos pode ser considerado o resultado da soma dos efeitos climáticos e antrópicos. Em relação ao clima, sabemos que a precipitação é um fenômeno dinâmico, dependente de condições e ciclos físicos naturais em diferentes escalas. Todavia, ela reflete padrões climáticos específicos, como El Niño e La Niña, gerando forte variabilidade espacial e temporal. A região sul do Brasil está localizada geograficamente em uma região favorável à atuação desses fenômenos, principalmente para a ocorrência do El Niño.

Assim, analisando as Tabela 6 e Tabela 7, juntamente aos mapas de uso e manejo do solo desse mesmo período (Figura 37), ou seja, 2010 - 2015, é possível perceber não somente o efeito do clima sobre a produção de sedimentos, mas também do uso e manejo do solo. Desde 2010, no uso e manejo do solo vem ocorrendo alterações, principalmente com a redução das áreas de tabaco, e está retornando ao sistema de preparo convencional (PC). No início do monitoramento, em 2002, a bacia era caracterizada com a cultura do tabaco em 100% das lavouras e ainda no SC, gerando uma produção de sedimentos de  $252t\ km^{-2}$  (MINELLA; WALLING; MERTEN, 2014; MINELLA et al., 2009). A partir de 2004, com o incentivo da inserção de algumas práticas de conservação do solo, adaptáveis aos produtores rurais da bacia, esse valor foi reduzindo a PS, significativamente, para valores que variavam de 47 a  $95\ tkm^{-2}$ , até 2009 (MINELLA; WALLING; MERTEN, 2014; MINELLA et al., 2009). Entretanto, a partir de 2010, os valores começaram a crescer novamente (na ordem de 50t), crescimento acompanhado pelos eventos extremos, que vêm aumentando a frequência no ano, e, ainda, ao retrocesso que está ocorrendo quanto às práticas de conservação do solo, que estavam sendo, basicamente, a adoção do cultivo mínimo. Ainda, os valores do monitoramento, como um todo, estão sendo base para essa nova fase que a bacia experimental de Arvorezinha se encontra, isto é, a volta do preparo convencional nas lavouras de tabaco e, até mesmo, a falta de outras práticas complementares. Os gráficos anuais do monitoramento já apresentados, juntamente à PS, mostram uma alteração nos valores máximos da C<sub>ss</sub>, a qual vem refletindo esse novo quadro.

Figura 37 – Mapa de uso e manejo do solo, de 2010 a 2014, para a bacia experimental de Arvorezinha



Fonte: Grupo de pesquisa em monitoramento e modelagem DS/UFSM.

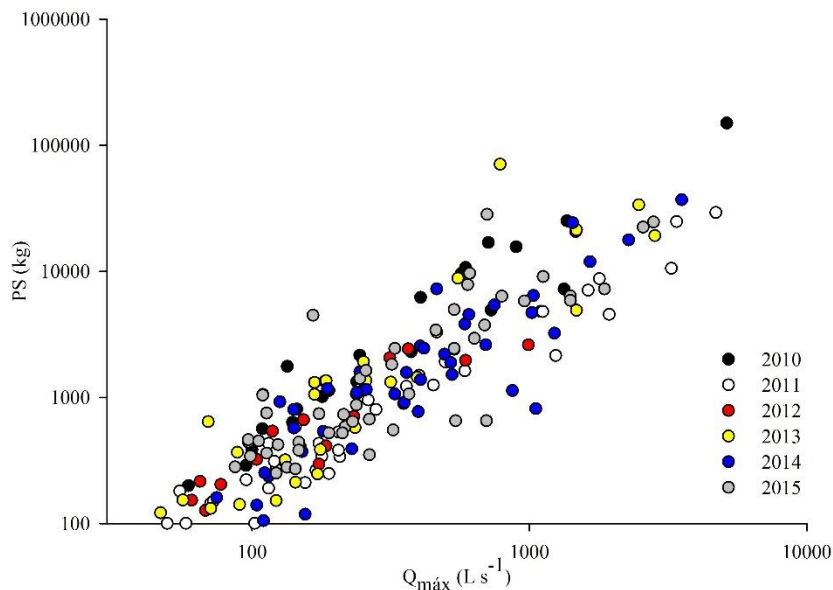
A Figura 38 mostra a relação entre a descarga líquida máxima e a PS para os eventos monitorados entre 2010 e 2015, sendo possível analisar essa relação por ano. As duas variáveis são muito importantes. A  $Q_{max}$ , por exemplo, representa o momento de maior energia no hidrograma e, conseqüentemente, durante o evento. Tal variável hidrossedimentológica ( $Q_{max}$ ) acaba interferindo na produção de sedimentos, a qual representa o quanto de solo desagregado e transportado alcançou o canal fluvial. Ramon et al. (2016 não publicado) avaliaram a relação das variáveis hidrossedimentológicas com importantes variáveis climatológicas: a precipitação total do evento ( $P_{total}$ ) e a energia cinética do evento (EC). Com um conjunto de 48 eventos monitorados entre março de 2014 e junho de 2015 e quantificada a energia cinética de cada evento com o uso do disdrômetro, foi possível observar a relação positiva e relativamente alta entre a precipitação total e energia cinética de cada evento com a PS ( $P_{total} = 0,60$ ;  $EC = 0,63$ ),

assim como a  $Q_{\max}$  ( $P_{\text{total}} = 0,49$ ;  $EC = 0,51$ ). Elas representam algumas das variáveis respostas da bacia hidrográfica frente ao evento de precipitação, ou, ainda, frente à entrada de energia pela energia cinética da gota da chuva e propagação do escoamento, as quais são responsáveis pelo aporte de energia no sistema bacia hidrográfica.

Além disso, ao relacionar as duas variáveis, obtemos uma equação de regressão, que pode ser utilizada para estimar a PS (Equação 39), uma vez que a vazão máxima é mais fácil de ser monitorada. A análise de regressão potência foi a que apresentou melhor ajuste, e o *software* utilizado foi o MATLAB.

$$PS = 0,001 \times Q_{\max}^{2,15} \quad R^2 = 0,58 \quad (39)$$

Figura 38 – Relação entre a produção de sedimentos e a vazão máxima para os eventos monitorados entre 2010 e 2015



## 6.2 ESTUDO DA DINÂMICA HIDROLÓGICA POR MEIO DO Sid

Para a construção da Tabela 8, foram utilizadas as equações 31 e 34, a fim de obter-se a contribuição do escoamento superficial no hidrograma e a concentração do sedimento em suspensão de origem apenas do ES (escoamento superficial), respectivamente. Dessa forma, pode-se calcular a contribuição das duas componentes aqui consideradas na separação dos escoamentos para cada evento de chuva. As características dos nove eventos monitorados, utilizados na avaliação da contribuição das diferentes fontes e caminhos de água no hidrograma, estão apresentadas na Tabela 8, posteriormente à separação dos escoamentos. Como pode ser

observado, os eventos variaram em magnitude e contemplaram as diferentes estações do ano, além de diferentes momentos durante o calendário agrícola. O evento 20/07/2011 é o único de alta-extrema magnitude, já apresentado no item 6.1.1, referente à análise dos eventos extremos. Esse evento é caracterizado pela maior contribuição do escoamento superficial (ES) – 71 % –, o que refletiu nas variáveis hidrológicas, com valores semelhantes ao método de separação pela análise gráfica (Tabela 5).

Tal observação é importante, pois, talvez, a partir de uma determinada contribuição do ES, os métodos de análise gráfica e pelo Sid poderão ser semelhantes. Contudo, mais estudos são necessários para melhor conhecimento dessa relação.

Tabela 8 – Características hidrossedimentológicas dos nove eventos.

Evento	PPT	PPT5	Q <sub>max</sub>	Q <sub>total</sub>	C	CSS <sub>max</sub>	PS
	---mm---		L s <sup>-1</sup>	mm	%	g L <sup>-1</sup>	t
20/07/2011	127,03	44,19	2402,83	55,89	44,33	0,86	23,48
01/10/2011	16,96	0,00	24,27	0,20	0,95	0,52	0,07
06/07/2012	95,36	0,00	103,16	0,63	1,10	2,32	1,02
26/08/2012	28,00	15,25	8,58	0,09	0,32	0,85	0,07
09/09/2012	27,44	28,00	14,57	0,04	0,14	0,50	0,02
12/03/2013	26,33	58,21	84,32	0,67	2,72	0,58	0,34
20/09/2013	83,99	18,02	333,64	2,92	6,59	3,76	5,97
26/10/2013	35,76	51,56	233,81	1,36	3,79	2,08	2,49
23/07/2014	82,72	0,00	575,85	14,07	17,01	1,92	6,39

Em que: PPT: chuva acumulada no evento; PPT5: chuva acumulada durante cinco dias antes do evento; Q<sub>max</sub>: vazão máxima do evento; Q<sub>total</sub>: escoamento total do evento; C: coeficiente de escoamento superficial; CSS<sub>max</sub>: concentração máxima de sedimentos em suspensão; PS: produção de sedimentos no evento.

Fonte: Elaborada pela autora.

A Tabela 9 mostra a comparação entre os valores das variáveis hidrológicas separadas pelas duas metodologias. Os eventos 01/10/2011, 09/09/2012 e 26/08/2012 apresentaram valores superiores para o coeficiente de escoamento superficial e volume superficial escoado, quando utilizamos a técnica da análise gráfica do hidrograma. Além disso, o evento 09/09/2012 apresenta maior vazão máxima por esse mesmo método. Contudo, estes são os eventos que foram de baixa magnitude, como o evento do dia 09/09/2012, com vazão de 33,25L s<sup>-1</sup> sem qualquer separação do escoamento. Em relação à vazão máxima, encontramos apenas o evento

do dia 09/09/2012 com valor superior para o método utilizando o Sid, provavelmente devido ao evento ser o menor monitorado e às incertezas que existem nos métodos.

Tabela 9 – Variáveis hidrológicas para nove eventos utilizando duas metodologias para separação dos escoamentos.

Evento	Sid				Método Gráfico			
	C %	Q <sub>max</sub> L s <sup>-1</sup>	Q <sub>total</sub> mm	Q <sub>time</sub> min	C %	Q <sub>max</sub> L s <sup>-1</sup>	Q <sub>total</sub> mm	Q <sub>time</sub> min
20/07/2011	44,33	2402,83	55,89	920	44,89	3399,42	57,89	920
01/10/2011	2,52	23,68	0,52	369	2,14	37,86	0,44	369
06/07/2012	1,78	91,01	1,02	345	3,85	294,64	2,21	345
09/09/2012	0,64	13,62	0,17	362	0,12	4,64	0,03	362
26/08/2012	1,45	7,73	0,4	645	1,03	11,17	0,28	645
12/03/2013	4,71	84,32	1,24	231	5,78	157,08	1,52	231
20/09/2013	8,94	327,75	3,97	436	9,92	396,19	4,4	436
26/10/2013	6,88	233,81	2,46	210	6,96	335,95	2,49	210
23/07/2014	17,01	575,85	14,07	770	24,81	734,17	6,84	770

Em que: C: coeficiente de escoamento superficial; Q<sub>max</sub>: vazão máxima do evento; Q<sub>total</sub>: escoamento superficial total; Q<sub>time</sub>: tempo de ocorrência da vazão máxima.

Fonte: Elaborada pela autora.

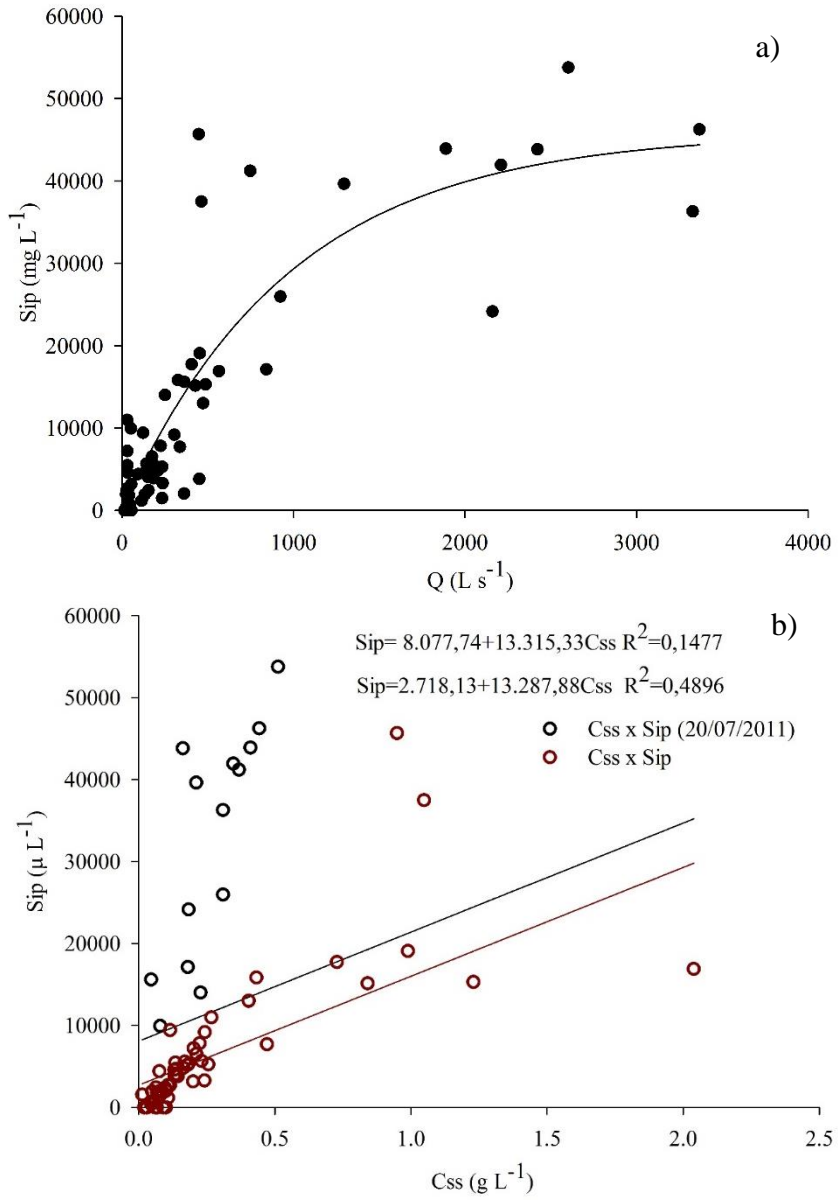
### 6.2.1 Relação entre vazão, silício dissolvido e particulado

Nas Figura 39 e Figura 40, é possível avaliar a relação dos fluxos de água durante os eventos de precipitação, ou melhor, a relação entre a descarga líquida (Q) e a concentração de silício na fase particulada e dissolvida, respectivamente. Primeiro, a Figura 39a apresenta os valores da Sip durante as coletas nos eventos. Os dados indicam correlação entre a Sip e a Q durante os eventos. O Sip é transportado juntamente com o sedimento, ou melhor, isso significa o próprio sedimento, sendo que, a partir de uma determinada Q máxima, começa a diminuir o valor de Sip com o aumento da Q, mas formando um patamar (Figura 39a). Esse comportamento pode ser reflexo da exaustão de sedimentos, já comprovado pela análise de transferência de sedimentos realizada durante um longo período na bacia. Dessa forma, mesmo ocorrendo o incremento da vazão, por falta de fonte de sedimentos disponível, esta não acompanha a elevação da descarga líquida, diminuindo ou mantendo sua concentração e, conseqüentemente, a Sip. A Figura 39b mostra a relação entre a Sip com a C<sub>ss</sub> com o evento de maior magnitude. Sem o mesmo é possível observar o efeito na correlação entre Sip e C<sub>ss</sub> devido à presença do evento de 20/07/2011. Quando removido o evento, a correlação dos dados (ajuste) muda de  $R^2 = 0,14$  para 0,49.



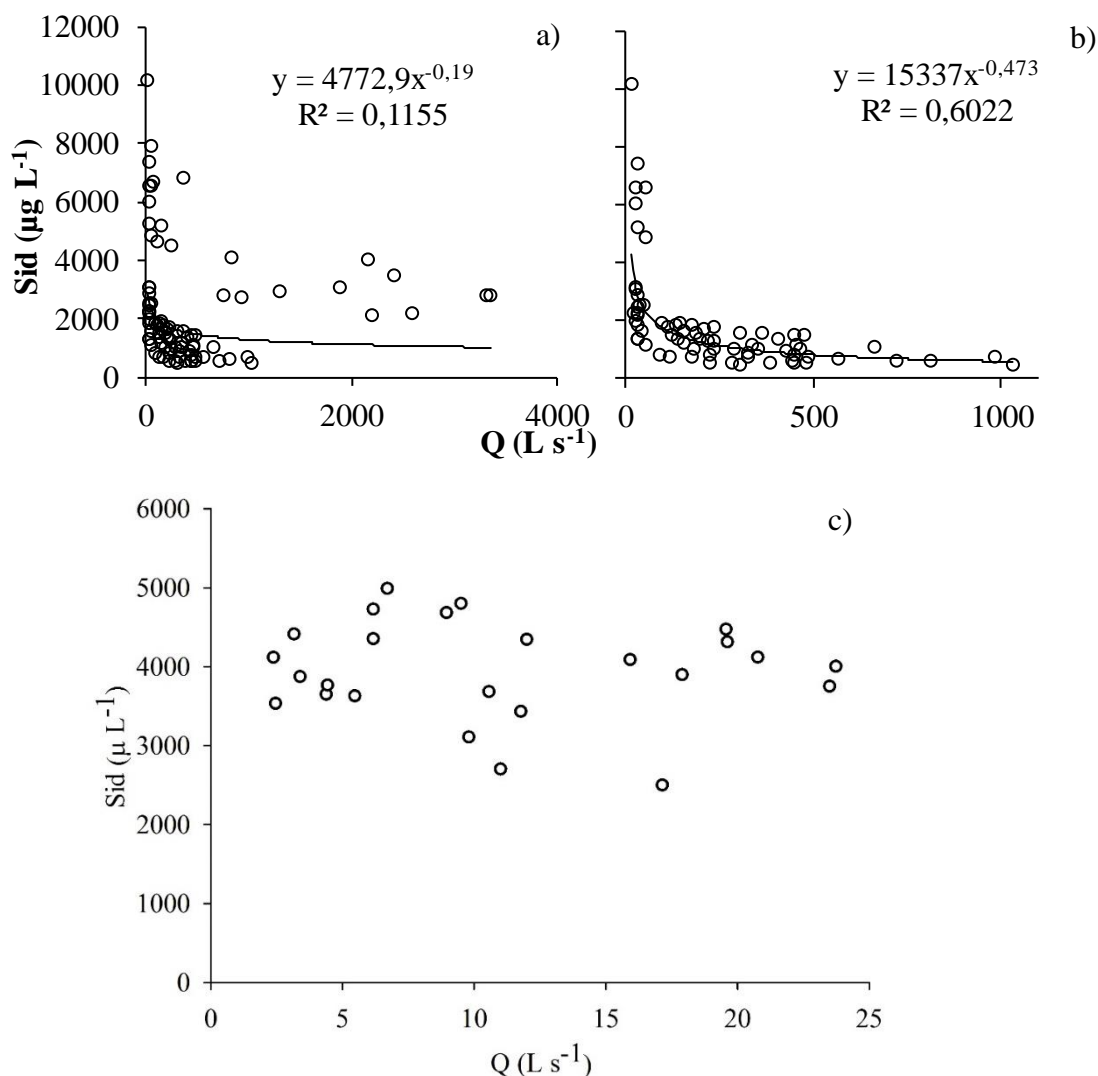
A relação entre a descarga líquida e a concentração dos elementos químicos dissolvidos permite compreender a hidrologia da bacia hidrográfica (EVANS; DAVIES, 1998), sendo que sua relação pode gerar diferentes padrões, que são influenciados pelo clima e pela topografia do local de estudo (MAHER, 2011). Desse modo, as Figura 40a, Figura 40b e Figura 40c mostram o resultado da relação entre a descarga líquida e o Sid para os eventos e no decurso da amostragem durante o escoamento de base. Nas figuras 40a e 40b, é possível observar o comportamento inverso à Figura 39, isto é, há a tendência de que, quando a Q aumenta, os valores de Sid diminuam; entretanto, a presença de um evento de grande magnitude não permite melhor correlação entre essas duas variáveis (Figura 40a), o que pode indicar um comportamento mais complexo durante a ocorrência de eventos de alta magnitude. Ao retirar o evento de grande magnitude, é possível olhar a tendência dos dados de melhor forma e com uma boa correlação entre as variáveis Sid e Q (Figura 40b). Quando a amostragem foi realizada durante o escoamento de base ou subterrâneo (Figura 40c), foi possível visualizar um comportamento constante, sugerindo que os valores são constantes quando não ocorrem eventos de precipitação. Entretanto, quando ocorre um evento de precipitação, temos o aumento da vazão e o decréscimo da concentração de Sid, o que caracteriza um comportamento de diluição (MAHER, 2011).

Figura 39 – Relação entre: (a) descarga líquida (Q) e a concentração de silício particulado (Sip); (b) Sip e a concentração de sedimentos em suspensão (C<sub>ss</sub>) durante os eventos monitorados entre 2011 e 2014



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 40 – Relação entre a descarga líquida (Q) e a concentração de silício dissolvido (Sid): (a) com a presença de um evento extremo, (b) sem a presença do evento extremo e (c) amostragem durante o escoamento de base

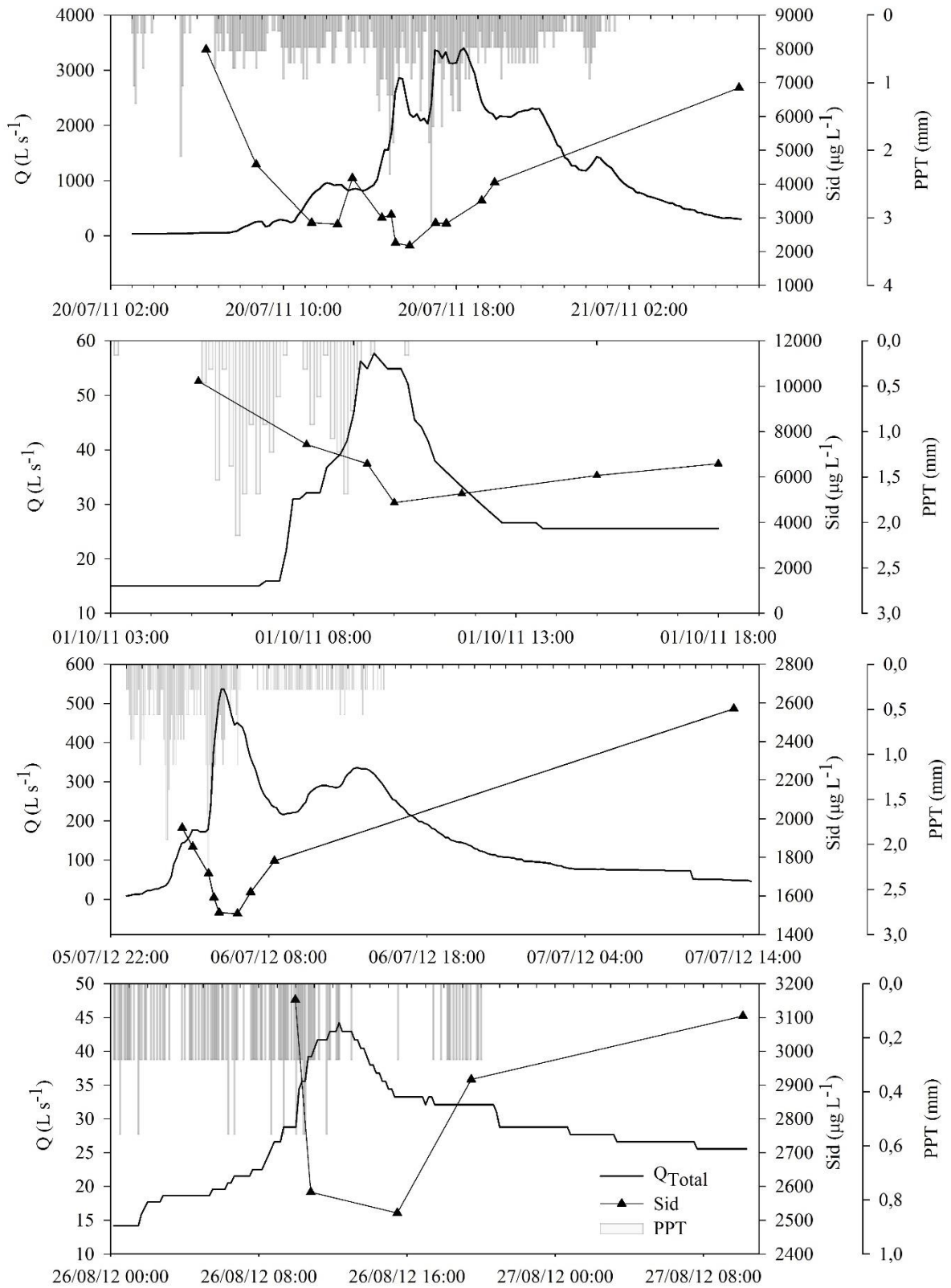


Fonte: Elaborada pela autora.

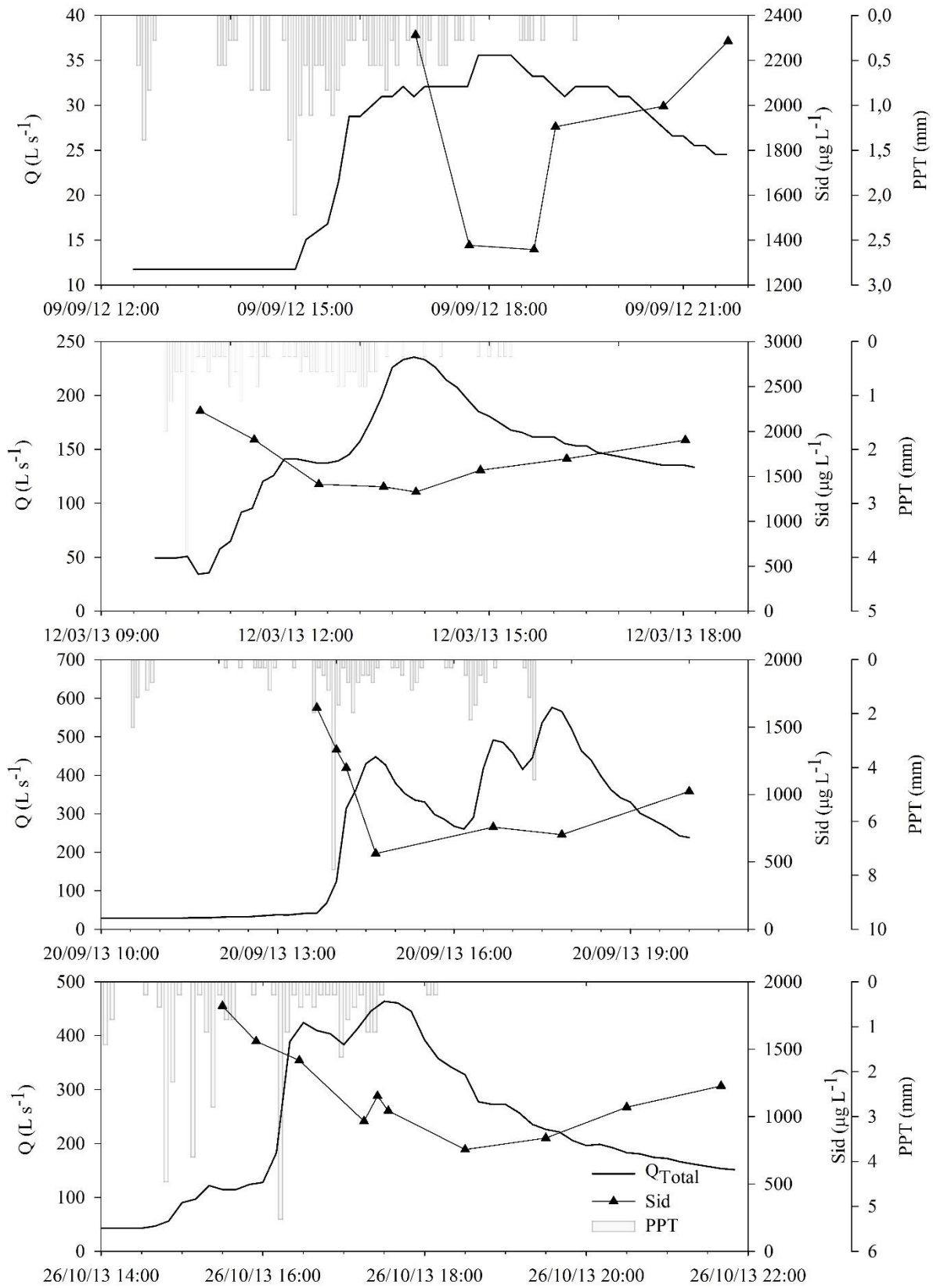
O comportamento da diluição que ocorre durante os eventos pode ser melhor visualizado quando isolamos o evento, relacionando os dados medidos de descarga líquida com a concentração de Sid. A figura 41 mostra esse efeito, verificado em todos os nove eventos. Dentre eles, o evento do dia 20/07/2011 é o maior evento monitorado neste estudo e um dos eventos de maior magnitude durante os doze anos de estudo na bacia experimental de Arvorezinha. O evento ocorrido em 01/10/2011, de baixa magnitude, também apresenta o mesmo padrão, ou seja, conforme a Q eleva-se, o valor de Sid diminui e volta a elevar-se conforme diminui, novamente, a descarga líquida. A relação entre a Q e a Sid pode gerar dois principais comportamentos: o efeito de diluição, conforme os dados dos nove eventos nos

mostraram, isto é, ocorre o decréscimo da concentração de silício dissolvido com o aumento da vazão; porém, também pode acontecer de a concentração do elemento químico não variar com a mudança de Q, o que chamamos de comportamento quimiotático (GODSEY; KIRCHNER; CLOW, 2009). Estudos têm mostrado que o uso do solo, ou a mudança do uso do solo, altera a taxa de exportação do Sid, do ciclo terrestre desse elemento para os oceanos (ciclo aquático), principalmente em áreas que, antes, eram florestas e passaram a ser áreas agricultáveis (RONCHI et al., 2015; VANDEVENNE et al., 2015). Godsey, Kirchner e Clow (2009) compilaram informações de alguns cátions e sílica de 59 bacias hidrográficas localizadas no EUA, a maioria delas sob o domínio do uso de florestas, analisando a relação entre uma ampla gama de descargas líquidas e esses elementos químicos. Os autores verificaram a prevalência do comportamento quimiotático. Segundo eles, isso implica que o volume de água armazenado na bacia hidrográfica é muito maior do que o montante de água durante um único evento de precipitação. Clymans et al. (2013), em área florestal (Bacia Floresta Meerdaal) na Bélgica, também caracterizaram a área como comportamento próximo ao quimiotático, pois somente eventos extremos poderiam conduzir a redução da Sid com o aumento da Q.

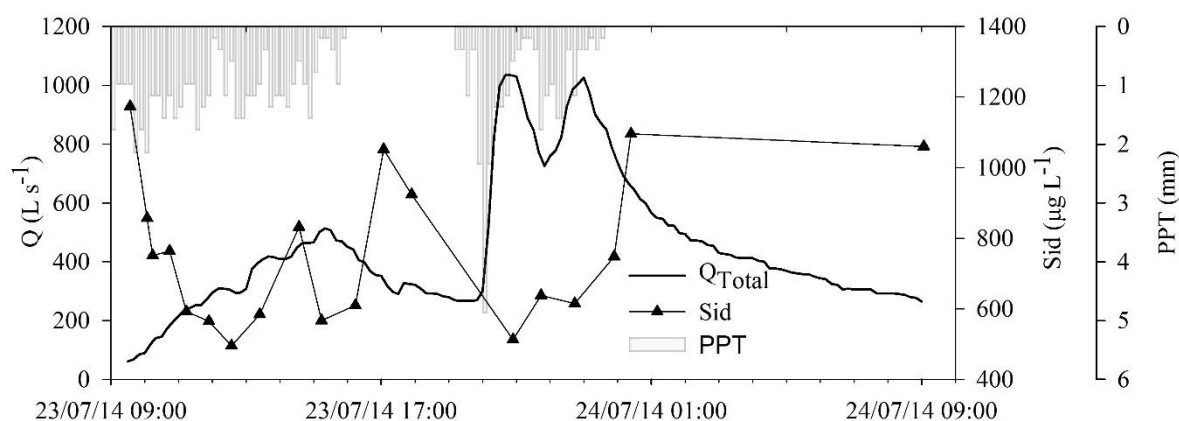
Figura 41 – Relação, por evento, da descarga líquida (Q) e concentração de silício dissolvido (Sid)



Fonte: Elaborada pela autora.



Fonte: Elaborada pela autora.



Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.2.2 Análise da relação entre a magnitude do evento e a estação do ano

A Tabela 10 mostra o resultado da separação do escoamento para os nove eventos em relação à contribuição das fontes de água e conforme a estação do ano, agrupados em eventos ocorridos no outono-inverno e primavera-verão. Conforme o resultado, é possível observar uma tendência entre os eventos quanto à contribuição dos fluxos de menor velocidade, sendo que, conforme a magnitude do evento e estação do ano em que ocorreu, essa contribuição pode aumentar. Assim, eventos de menor magnitude que ocorreram no outono-inverno possuem alta contribuição dos escoamentos de menor velocidade, ao contrário dos eventos de ocorrência na primavera-verão e de maior intensidade, em que os escoamentos subsuperficiais diminuem sua participação no hidrograma.

Tabela 10 – Contribuição dos escoamentos subsuperficiais para cada evento monitorado, separados por estação do ano.

Magnitude	Outono - Inverno	Primavera - Verão
	----- % -----	
Alta	44,33	
	29,00	
Média	80,08	42,10
		49,60
Baixa	80,06	57,80
	59,10	64,20

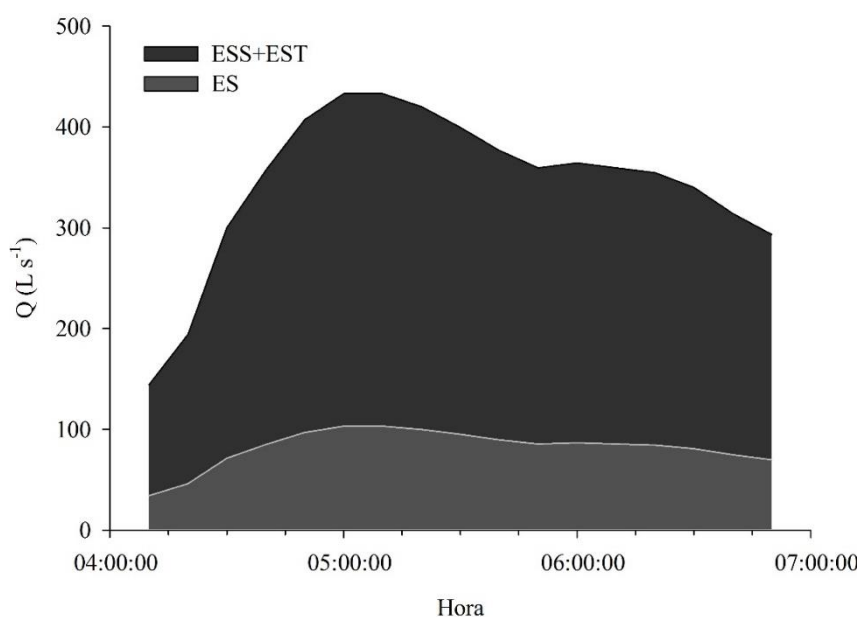
Fonte: Elaborada pela autora.

Analisando a Tabela 10, percebe-se que existe a necessidade de um padrão a partir de mais eventos, para poder utilizar essa porcentagem de contribuição em eventos que não têm dados de silício e, posteriormente, calibrar o modelo de novo, inserindo valores de escoamento superficial a partir da separação pelo Sid. Isso porque há uma forte tendência de que, para poder usar o modelo LISEM, é necessário utilizar o Sid como método de separação dos escoamentos, ao contrário do método que vinha sendo utilizado, a análise gráfica do hidrograma. Porém, mesmo havendo uma tendência, como ilustrado pela seta da Tabela 10, ainda não podemos partir dos nove eventos a fim de obter uma porcentagem padrão para os diferentes eventos quanto à estação do ano e magnitude. Ainda, é preciso compreender como é a dinâmica hidrológica em grandes eventos, pois a presença de apenas um evento não permitiu tal conhecimento. Por isso, a necessidade de obter mais amostras de Sid, para, futuramente, alcançar maior entendimento e padrão de Sid para os eventos.

A Figura 42 mostra a separação do escoamento para o evento ocorrido no dia 06/07/2012, o qual apresenta 80,08% de contribuição dos escoamentos subsuperficiais. Esse procedimento foi realizado para cada um dos nove eventos que continham o valor de silício mensurado. A contribuição dos escoamentos subsuperficiais variou entre 29,00 e 80,08%, ressaltando-se que o evento com apenas 29% de contribuição dos fluxos de menor velocidade foi o 20/07/2011, caracterizado como evento de alta magnitude. Sendo este um evento de maior complexidade, ainda não é possível delimitar um comportamento ou padrão para os eventos, pois são necessários mais deles com a determinação do Sid, para melhor compreender esse tipo de evento.



Figura 42 – Separação do hidrograma utilizando o silício dissolvido (Sid) como traçador geoquímico natural, para cada intervalo de tempo do evento



Fonte: Elaborada pela autora.

Com o conjunto de nove eventos, foi realizada a análise de histerese entre  $Q$  e soluto, utilizando-se, nesse caso, o Si em sua fase dissolvida. Isso porque ela pode ser uma ferramenta para verificar a transferência de solutos na bacia em estudo, precisando apenas do valor de descarga líquida na saída da bacia hidrográfica e, claro, do soluto.

O evento 09/09/2012 não permitiu a análise de histerese, bem como veremos, no item 6.3, que não foi possível utilizá-lo para a modelagem, devido à sua magnitude ser muito baixa e ainda não apresentar um evento característico de ascensão e recessão do hidrograma. De acordo com a metodologia proposta por Evans e Davies (1998), foi verificado, nos oito eventos, que a maior transferência de Sid ocorreu no escoamento de base, variando, depois, entre o escoamento superficial e o subsuperficial (Tabela 11). Sabendo-se que cada combinação de concentração dos três componentes produz um laço de histerese diferente e reconhecível, quando essas formas são observadas em dados reais de  $[\text{Sid}]/Q$ , certas afirmações podem ser feitas em relação às concentrações desconhecidas dos componentes.

Tabela 11 – Resultado da análise de histerese entre descarga líquida e silício dissolvido.

Evento	Tipo	Sentido	Curvatura	Tendência	Componentes
20/07/2011	A3	Anti-horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ESS} > C_{ES}$
01/10/2011	C3	Horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ES} > C_{ESS}$
06/07/2012	A3	Anti-horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ESS} > C_{ES}$
26/08/2012	C3	Horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ES} > C_{ESS}$
09/09/2012	-	-	-	-	-
12/03/2013	A3	Anti-horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ESS} > C_{ES}$
20/09/2013	C3	Horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ES} > C_{ESS}$
26/10/2013	C3	Horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ES} > C_{ESS}$
23/07/2014	A3	Anti-horário	Côncava	Negativo	$C_{EST} > C_{ESS} > C_{ES}$

Em que:  $C_{EST}$ : concentração no escoamento subterrâneo ou base;  $C_{ES}$ : concentração do escoamento superficial;  $C_{ESS}$ : concentração do escoamento subsuperficial; A3: anti-horário, côncava, negativo; C3: horário, côncava, negativo.

Fonte: Elaborada pela autora.

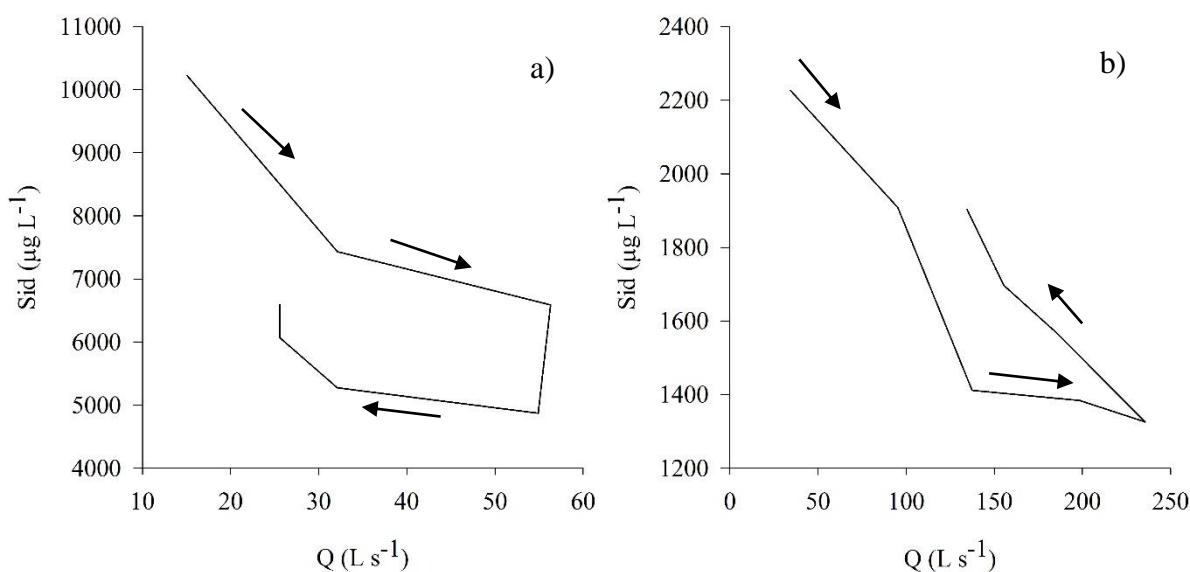
A Figura 43a mostra o evento 01/10/2011, classificado como *horário, côncavo e negativo* – C3, caracterizando a maior contribuição do Sid no fluxo de base ou subterrâneo > superficial > subsuperficial. O evento de maior magnitude, ocorrido em 12/03/2013, está representado na Figura 43b, o qual foi classificado como *anti-horário, côncavo e negativo* – A3. Os resultados, para os oito eventos, indicam, claramente, a contribuição do escoamento oriundo dos escoamentos subsuperficiais (base e subsuperficial) para o processo de mobilização e transferência de solutos (silício) na bacia em análise. Essa análise auxilia a compreender o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica. Assim, com os resultados, é possível inferir que, durante a ocorrência dos eventos de chuva na bacia, há um incremento significativo dos escoamentos mais lentos, ou ainda da água que já estava presente no solo para o canal fluvial, pois a mobilização e/ou transferência do soluto (nesse caso, o Sid) ocorre, principalmente, devido à contribuição do EST.

A forma do laço variou nos eventos, mas percebe-se, pela Tabela 11, que houve o predomínio do laço anti-horário nos eventos que ocorreram no outono-inverno e predomínio do laço horário nos eventos que ocorreram na primavera-verão. Conforme a classificação, os laços horários, C3, têm o predomínio do EST e, posteriormente, do ES; por último, do ESS, indicando que a água do evento é, em um segundo momento, a contribuição de maior importância para a mobilização do soluto. Isso é coerente, pois os eventos da primavera-verão apresentam uma dinâmica hidrológica diferente dos eventos das outras estações, como veremos posteriormente.

Assim, quando os eventos do outono-inverno foram classificados em A3, na sua maioria, retrata-se que a contribuição de água na transferência do soluto em importância seria a EST e o ESS, escoamentos de menor velocidade e coerentes com o fato de os eventos, nessas estações, serem de forma menos intensa, favorecendo a infiltração de água no solo e, assim, a liberação da água que já se encontrava no sistema poroso do solo anteriormente ao evento.

Com isso, podemos concluir que, da mesma forma que a concentração do silício dissolvido tem sua concentração reduzida durante o evento de chuva, em decorrência do aumento da vazão, em virtude do incremento dos fluxos subsuperficiais, a concentração de sedimentos em suspensão também tem sua concentração reduzida devido à maior contribuição dos escoamentos considerados de menor velocidade, que, ao chegarem ao canal fluvial, reduzem a  $C_{ss}$  e, conseqüentemente, a produção de sedimentos.

Figura 43 – Histerese entre  $Sid$  versus  $Q$ : (a) evento 01/10/2011 – C3, (b) evento 12/03/2013 – A3



Fonte: Elaborada pela autora.

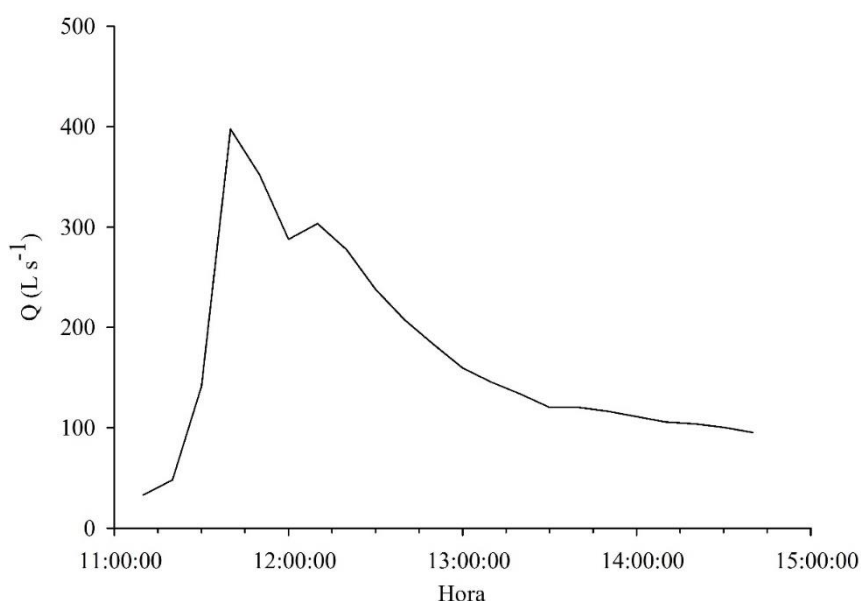
### 6.2.3 Análise dos hidrogramas e o escoamento subsuperficial

Mais especificadamente em relação ao fluxo subsuperficial (ESS), observou-se, também, um comportamento diferente entre os hidrogramas de primavera-verão e outono-inverno. Assim, foram analisados todos os hidrogramas entre 2010 e 2015, e verificou-se a presença de um segundo pico que caracteriza o escoamento subsuperficial (Figura 44). Durante

a análise nos hidrogramas, houve 68 eventos com a característica do segundo pico no hidrograma; destes, 34 ocorreram no verão e 18 durante a primavera. Os demais ocorreram entre o outono-inverno. Os eventos foram caracterizados com alta intensidade, pois ocorrem em menos de 300 minutos e com uma precipitação mínima de 20 a 25mm. Os hidrogramas revelam um importante comportamento ou tendência de comportamento, em que, primeiro, temos o pico da descarga líquida, que, nas chuvas de verão, é mais responsivo, devido às chuvas características da estação, e, posteriormente, aparece o segundo pico, sendo o do escoamento subsuperficial. No inverno-outono, temos outro comportamento, devido às chuvas que ocorrerem de forma mais lenta e/ou gradual, sendo que são menos intensas, e o pico do escoamento subsuperficial não é perceptível. Isso comprovado pela pouca expressividade nos mais de 250 hidrogramas observados e analisados, desde 2010, na formação do segundo pico, posterior ao pico do hidrograma. Assim, podemos inferir que os processos hidrológicos que ocorrem na primavera-verão são diferentes dos que ocorrem no outono-inverno. Neste, devido ao padrão de chuva, podemos inferir que o efeito ou processo predominante, durante os eventos, é o “efeito pistão” ou “translação” (PEARCE; STEWART; SKLASH, 1986; RENÉE BROOKS et al., 2010). Esse processo hidrológico ocorre porque a precipitação é menos intensa e longa, assim, o solo que apresenta maior umidade, devido ao período de menor evapotranspiração, permite a entrada de água e a ocupação dos espaços porosos. Todavia, o processo de translação ou efeito pistão provoca no solo a expulsão da água que já se encontrava armazenada, fazendo com que esta, denominada velha, seja encaminhada para o canal fluvial; já a água de origem da precipitação, ou água nova, vai preenchendo o espaço poroso ao ser liberado pela água velha.

Na primavera-verão, as chuvas intensas não permitem uma infiltração longa e saturação dos poros. Assim, o fluxo de água ocorre rapidamente pela superfície do solo, e, posteriormente, quando a precipitação termina, aparece o escoamento mais lento, de subsuperfície, ocasionando, em seguida, o segundo pico do hidrograma.

Figura 44 – Hidrograma do evento 13/01/2014 ilustrando a ocorrência do segundo pico



Fonte: Elaborada pela autora.

Por fim, pode-se questionar a respeito da utilização do modelo LISEM nesse local de estudo e, talvez, em condições similares à bacia de Arvorezinha. Os resultados indicam que é necessária a inserção de importantes processos na modelagem do processo erosivo, para que os valores simulados de erosão fiquem próximos aos mensurados, devido ao efeito de diluição.

A inserção de um modelo conceitual que considere a importância das diferentes fontes de água no hidrograma, juntamente com as variáveis sedimentológicas corrigidas, já que a obtida no monitoramento contínuo não reflete a verdadeira  $C_{ss}$  e PS, sugere uma estratégia futura para trabalhos com o LISEM. Dessa forma, o próximo item trata sobre os resultados das estratégias utilizadas para calibrar o modelo LISEM, tendo em vista que o modelo não simula os escoamentos subsuperficiais e que estes são de grande importância para um conjunto de eventos durante a formação do hidrograma.

## 6.3 MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA

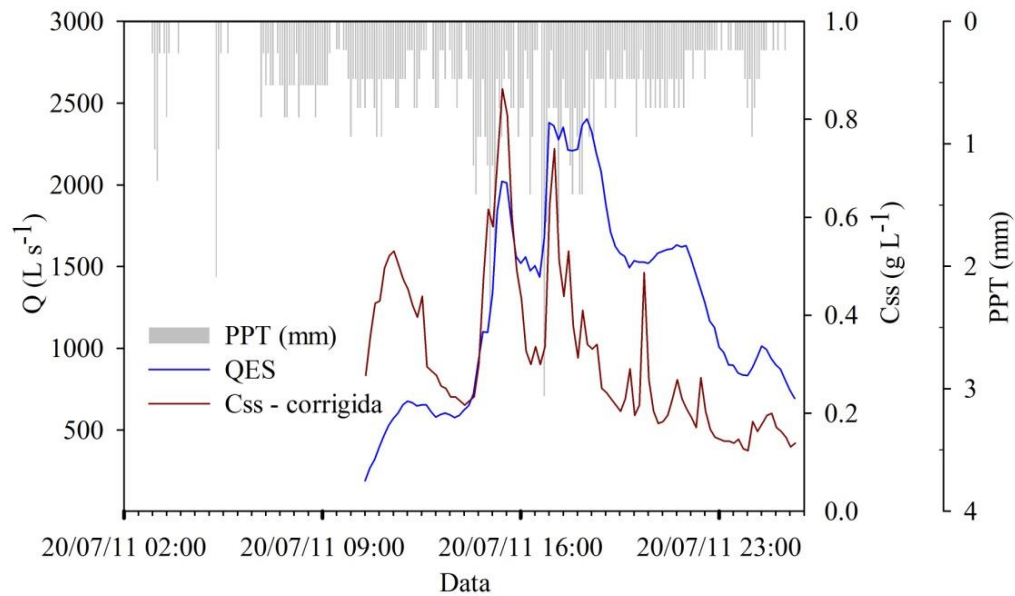
### 6.3.1 Caracterização dos eventos calibrados

Este item apresenta os resultados e discute sobre a capacidade de modelagem do escoamento superficial e da  $C_{ss}$  após a separação dos eventos e correção da  $C_{ss}$ . Cabe ressaltar que foram selecionados nove eventos para essa etapa, os quais eram os únicos, até o presente

momento, que poderiam ser utilizados. Isso porque, com o uso da concentração de traçadores na separação do escoamento superficial, a técnica poderia ser utilizada apenas nesses eventos que tiveram contabilizada a concentração de Sid. Todavia, busca-se, futuramente, com a ampliação do banco de dados, obter-se um padrão quanto à caracterização dos eventos, conforme a época do ano, a magnitude do evento e as condições antecedentes ao evento. Tal padrão, isto é, a obtenção das proporções dos escoamentos subsuperficiais em relação ao superficial, poderá ser utilizado nos eventos que não possuem a determinação da Sid.

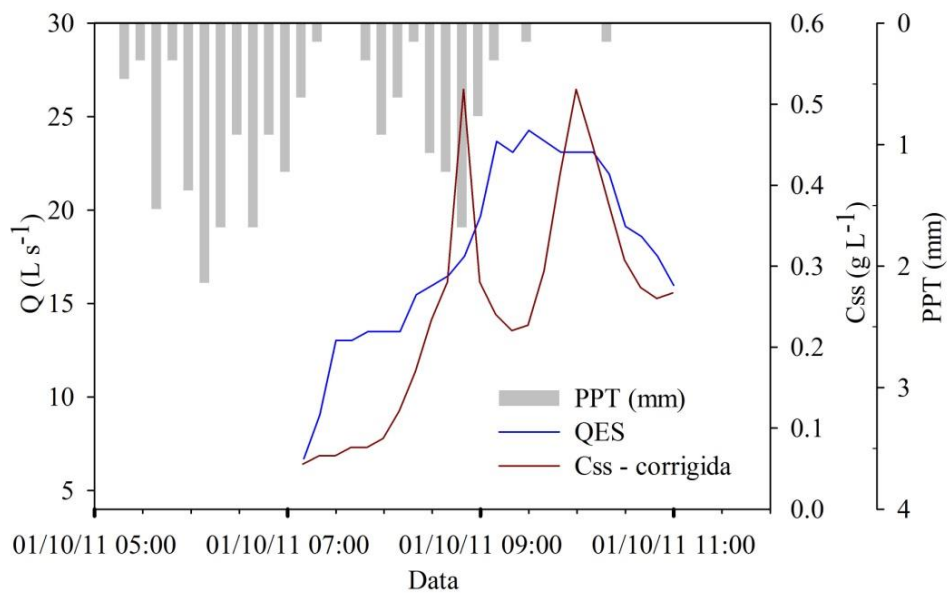
As figuras 45 à 53 apresentam os eventos utilizados na calibração. Nelas, observa-se que está apresentada a vazão referente apenas ao período de escoamento superficial (ES) e à  $C_{ss\_corrigida}$ , que se refere à  $C_{ss}$  de origem do ES, após correção pelo uso das equações 34 e 35. As novas concentrações ou  $C_{ss\_corrigida}$  são concentrações maiores em relação às obtidas pelo monitoramento. Uma característica importante de todos os eventos é quanto à forma dos hidrogramas, que apresentam maior complexidade devido ao número de picos, amortecimento do hidrograma e longa duração, e alguns eventos são de baixa magnitude e alta contribuição do escoamento subsuperficial e de base. Os nove eventos foram os possíveis de utilização do modelo LISEM pela evolução nos procedimentos de separação dos escoamentos, que se entende ter reduzido as incertezas dos volumes realmente propagados em superfície. Uma ressalva é quanto ao evento do dia 09/09/2012, o qual não foi possível calibrar, pois foi um evento de pequena magnitude, que ao separar-se os escoamentos, tornou-se inconsistente, visto que não formou um hidrograma passível de calibração (Figura 49).

Figura 45 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 20/07/11



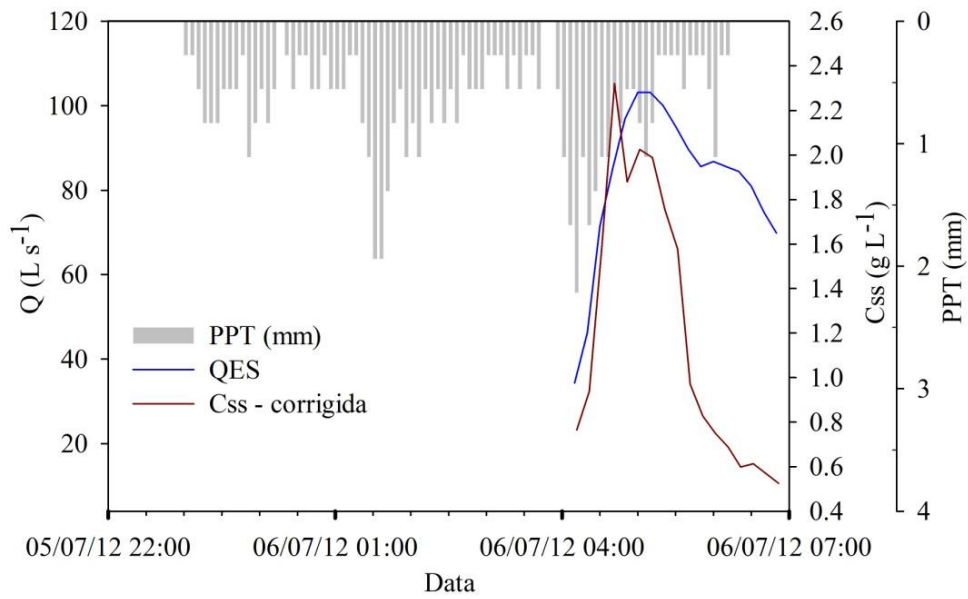
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 46 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 01/10/11



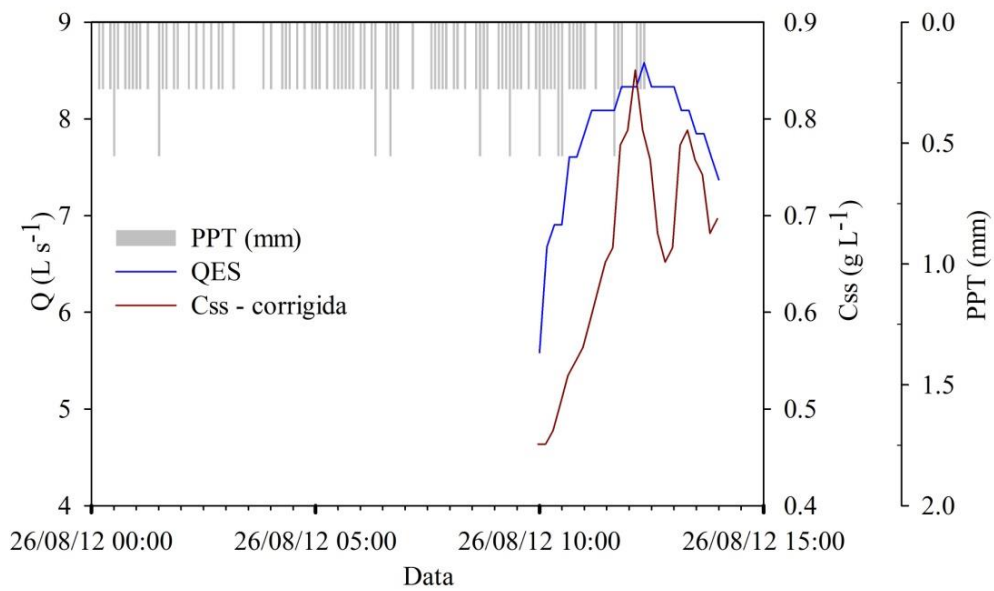
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 47 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 06/07/12



Fonte: Elaborada pela autora.

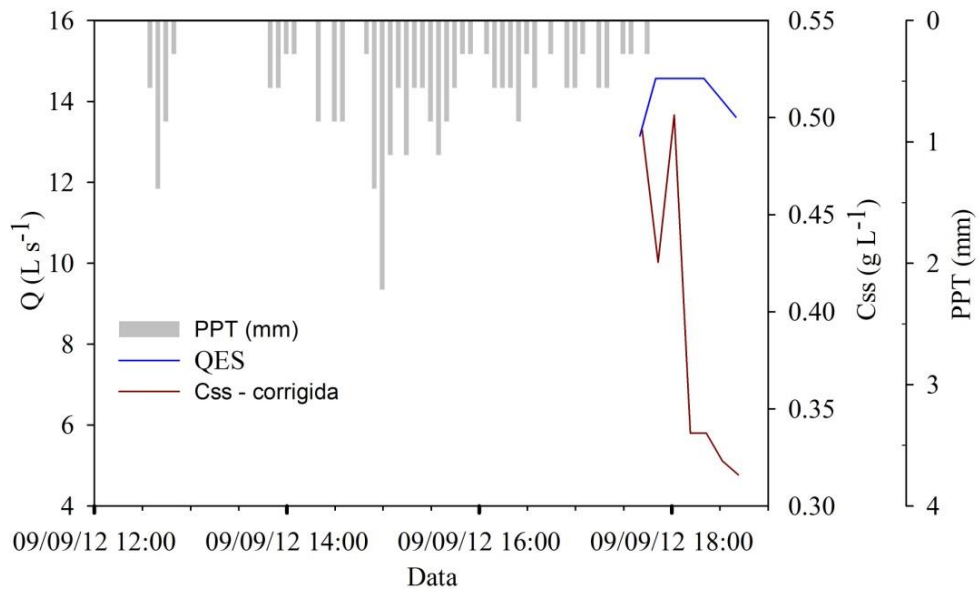
Figura 48 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 26/08/12



Fonte: Elaborada pela autora.

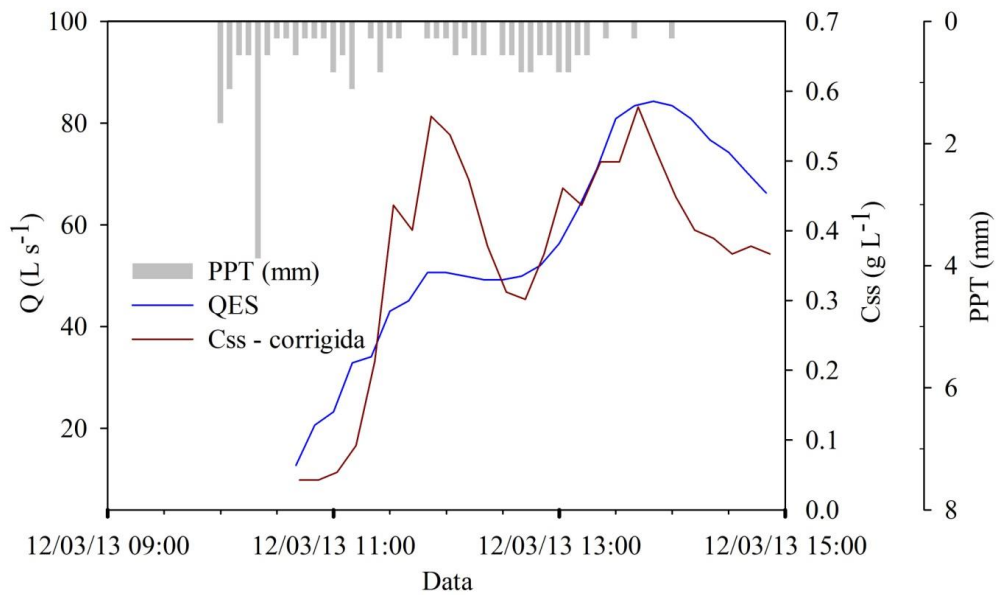


Figura 49 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 09/09/12



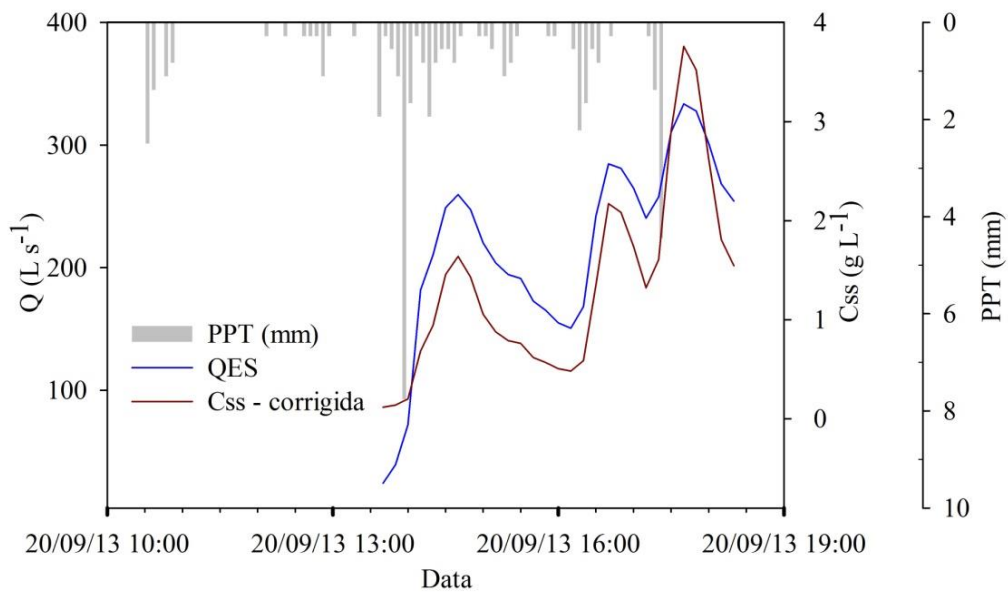
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 50 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 12/03/13



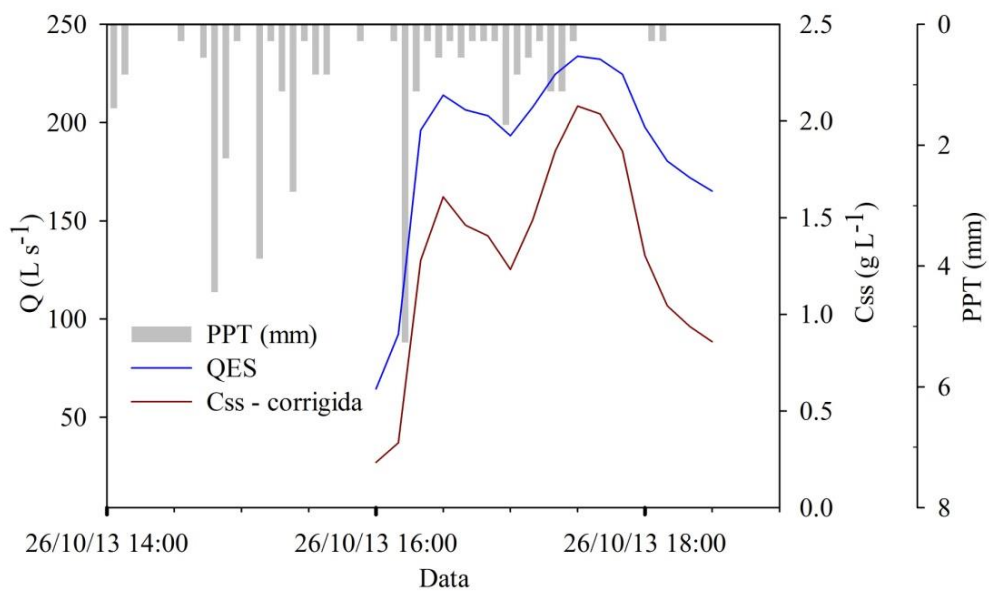
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 51 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 20/09/13



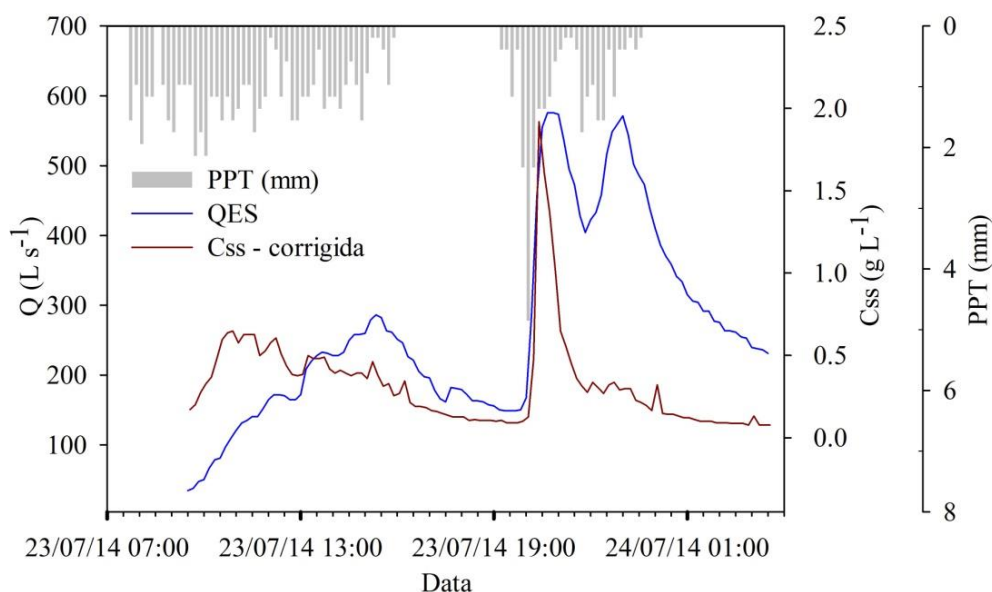
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 52 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 26/10/13



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 53 – Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento 23/07/14



Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.3.2 Calibração dos eventos

De 2007 a 2010, houve os primeiros estudos com o LISEM na bacia de Arvorezinha, onde a parametrização e a calibração foram realizadas com dados existentes na bacia (MORO, 2011). A partir de 2010, houve um esforço gradual e contínuo na construção de um banco de dados específico para a modelagem do escoamento superficial, da erosão e da produção de sedimentos, especificamente no uso do modelo LISEM. Esse banco de dados, construído ao longo dos últimos nove anos, é, então, a soma de esforços de um grande grupo de trabalho em monitoramento, que contribuiu para as simulações apresentadas nesta tese, gerando resultados melhores, pois, teoricamente, o meio físico está melhor representado por meio de mapas, levantamentos e parâmetros físicos, bem como dados de precipitação, vazão e concentração de sedimentos em suspensão, independente do modelo ou estratégia de análise a ser explorada. Um regaste dessa análise histórica pode ser, dessa forma, o trabalho de tese que reuniu os melhores dados de entrada para uso do modelo (BARROS, 2012; DALBIANCO, 2013; DE BARROS et al., 2014; MORO, 2011). Importante salientar que, além da evolução e incremento dos dados, houve, também, uma significativa evolução no modelo (<http://sourceforge.net/projects/lisem/>), que, possivelmente, afetou a capacidade de representar o processo. Neste trabalho, a calibração ocorreu com a versão de código aberto (openLISEM 2.01 de 2015).

### 6.3.2.1 Calibração dos parâmetros hidrológicos

A calibração iniciou-se pelas variáveis hidrológicas:  $Q_{\max}$ , tempo de pico,  $Q_{\text{total}}$  e coeficiente de escoamento superficial. Para alcançar o melhor ajuste entre os hidrogramas simulados e medidos, foram calibrados os parâmetros mais sensíveis, sendo a  $K_{\text{sat}}$ ,  $\theta_i$  e, conseqüentemente, o  $\Psi_m$ ; e, para ajustar o tempo de pico de ocorrência da vazão máxima, o  $n'$  Manning do canal juntamente com o  $n$  da encosta. As Tabela 12 e Tabela 13 mostram um exemplo da entrada de dados referente ao evento 20/07/2011 para a camadas superficial e subsuperficial, em função do uso e manejo do solo, e classe do solo, respectivamente. Esse evento foi classificado na condição de umidade antecedente ao evento na capacidade de campo, assim, os valores inseridos em ambas as camadas foram de acordo com essa condição de umidade. Na Tabela 13, é possível verificar a existência do uso 4 denominado áreas úmidas. Este foi adicionado ao mapa de solos para incorporar o efeito das áreas úmidas que existem no local. A parametrização dos demais eventos é apresentada no ANEXO A.

Tabela 12 – Parâmetros de entrada para o evento 20/07/2011 na condição de capacidade de campo - Camada superficial.

	Ksat	Pt	$-\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	Pedras
Uso e manejo do solo	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	μm	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco PC	361,46	0,52	100	0,36	0,23	0,6	0	0	60	21,79	1	66	7.57	0.3
Tabaco CM	108,91	0,50	100	0,41	0,16	0,75	0,7	4,1	40	48,06	1	66	4.86	0.3
Soja PC	167,85	0,52	100	0,4	0,23	0,6	0	0	60	31,85	1	66	4.13	0.3
Soja CM	167,85	0,52	100	0,4	0,1	0,75	0,7	4,1	40	31,85	1	66	4.13	0.3
Milho PC	167,85	0,52	100	0,4	0,23	0,6	0	0	60	31,85	1	66	4.13	0.3
Milho CM	167,85	0,52	100	0,4	0,2	0,75	0,7	4,1	40	31,85	1	66	4.13	0.3
Pousio	222,35	0,54	100	0,38	0,11	1	0,5	3,5	40	41,18	10	200	4.17	0.3
Floresta	601,08	0,58	100	0,40	0,3	1	6	3	40	15,08	10	200	4.55	0.5
Pastagem	218,77	0,58	100	0,49	0,13	1	0,5	4	45	54,5	6	200	3.99	0.1
Outros (sede)	218,77	0,58	100	0,49	0,13	1	0,5	4	45	54,5	6	200	3.99	0.1

Em que: Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado;  $\theta_i$ : umidade do solo inicial; Pt: porosidade total;  $\psi_m$ : potencial matricial na frente de molhamento; n: coeficiente de rugosidade n'Manning; FV: fração vegetada; AP: altura de plantas; IAF: índice de área foliar; D50: mediana da fração granulométrica; Coh: coesão do solo; Cohd: coesão adicional por raízes; EA: estabilidade de agregados; RR: rugosidade aleatória do solo; FP: fração coberta por pedras.

Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 13 – Parâmetros de entrada para o evento 20/07/2011 na condição de capacidade de campo – Camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$-\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,32	100	0,12
Cambissolo	30,0	0,48	100	0,41
Argissolo	30,0	0,50	100	0,44
Área úmida	10,1	0,54	10	0,51

Fonte: Elaborada pela autora.

A Tabela 14 apresenta os valores dos parâmetros após a calibração para a camada superficial, para aqueles mais sensíveis modificados referentes ao evento 20/07/2011. Não foi realizada a calibração dos parâmetros na camada subsuperficial baseada nas classes de solos, uma vez que o modelo não foi sensível a essas modificações. Isso pode ter acontecido pela própria condição de umidade do solo, a qual se encontrava na capacidade de campo, ou, ainda, em decorrência do processo de infiltração, em que a água ou lâmina infiltrada não alcançou a segunda camada durante a ocorrência do processo de infiltração. A não sensibilidade da camada subsuperficial ocorreu para todos os eventos. Em relação à calibração dos parâmetros na camada superficial, foi realizada utilizando-se a mesma estratégia em todos os eventos. Alguns parâmetros foram modificados com maior amplitude em função da magnitude dos eventos. A Ksat foi o parâmetro com maior sensibilidade no modelo, seu valor calibrado é, significativamente, menor que o valor medido. A Ksat foi reduzida a valores próximos à magnitude de  $10\text{mm h}^{-1}$  para todos os usos e eventos calibrados (ANEXO B). No dia 20/07/2011, a Ksat foi reduzida a valores bem abaixo dos iniciais, provavelmente devido à magnitude desse evento e, principalmente, por ter sido o evento com maior contribuição do ES no volume total do hidrograma (71% ES). A umidade antecedente ao evento foi modificada em conjunto ao potencial matricial, pois ambos os parâmetros estão relacionados fisicamente. Outra informação é que os eventos considerados, ou melhor, classificados como em condição de umidade seca ( $\psi_m = -5000\text{ cm}$ ) automaticamente tiveram sua umidade reduzida para, pelo menos, em um potencial matricial de  $-1000\text{cm}$ , pois, segundo o LISEM, a faixa considerada é de  $\psi_m = -(0 - 1000)\text{ cm}$ . Essa modificação ocorreu para ambas as camadas, entretanto, para a camada superficial, a umidade e o potencial foram alterados para atender ao melhor ajuste (ANEXO B).

Tabela 14 – Valores após a calibração do evento 20/07/2011.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$-\Psi_m$	$\theta_i$	n
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-
Tabaco PC	4,02	0,52	0,70	0,52	0,25
Tabaco CM	3,63	0,50	9,74	0,49	0,15
Soja PC	3,73	0,52	0,68	0,52	0,25
Soja CM	3,73	0,52	0,68	0,52	0,1
Milho PC	3,73	0,52	0,68	0,52	0,25
Milho CM	3,73	0,52	0,68	0,52	0,15
Pousio	3,71	0,54	2,15	0,52	0,11
Floresta	5,01	0,58	2,26	0,56	0,4
Pastagem	4,38	0,58	3,86	0,58	0,15
Outros (sede)	4,38	0,58	3,86	0,58	0,15

Em que:  $n'$ Manning canal = 0,20; Coh =  $3 \times 10^2$ ; D50 =  $1 \times 10^{-1}$ ; EA = fator de multiplicação 5; Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado;  $\theta_i$ : umidade do solo inicial; Pt: porosidade total;  $\Psi_m$  = potencial matricial na frente de molhamento; n: coeficiente de rugosidade  $n'$ Manning.

Fonte: Elaborada pela autora.

A rugosidade é um importante parâmetro de calibração no LISEM, havendo dois tipos a ser considerados. Primeiro, na escala de microrugosidade, o modelo trabalha com a rugosidade do solo. Essa rugosidade é utilizada para calcular a capacidade de armazenamento de água sob a superfície e é muito variável ao longo do ano, devido às operações de preparo do solo. Na escala de macrorugosidade, o LISEM utiliza o parâmetro de rugosidade hidráulica  $n'$ Manning, visto que este reflete uma boa caracterização da rugosidade topográfica e hidráulica da superfície, condicionando o fluxo quanto à sua velocidade e seu tempo de propagação. Dessa maneira, o  $n'$  Manning do canal e encosta foi modificado, a fim de conseguir ajustar o tempo de pico e vazão máxima. O primeiro variou de 0,08 a 0,70. Os valores para encosta variam muito conforme a época do ano, o que implicaria determinar diferentes rugosidades das áreas de lavoura ao longo do ciclo agrícola (ANEXO B). Mesmo com a inserção do mapa MDE com melhores feições do relevo, percebe-se que, para esse conjunto de eventos, não houve grande impacto, pois ainda existiu a necessidade de elevar os valores de  $n'$  Manning a valores acima dos encontrados na literatura para o canal em alguns usos. Entretanto, como veremos no item 6.3.4, a combinação de um conjunto de mapas com feições mais realistas do relevo pelo MDE, obtido pelo GPS-RTK, juntamente à direção do fluxo de água em função das estradas (estradas

atuam diretamente na transferência de água e sedimentos), proporcionou melhores resultados quanto à eficiência estatística do modelo em representar os processos hidrossedimentológicos.

A dificuldade na calibração dos eventos esteve relacionada, principalmente, ao ajuste da forma dos hidrogramas. Apenas dois eventos dos oito podem ser classificados como satisfatórios em relação ao ajuste da forma. Entretanto, para os valores das variáveis hidrológicas calibradas (volume total, vazão máxima e tempo de pico), obtiveram-se resultados satisfatórios na grande maioria dos eventos. Uma explicação para a dificuldade e o não sucesso do ajuste dos hidrogramas é o fato de os mesmos serem mais atenuados, com maior número de picos e, na grande maioria, eram eventos de baixa magnitude. Rodrigues (2011) buscou calibrar, com o modelo LISEM, seis eventos de precipitação na bacia florestal, em Eldorado do Sul (RS), entretanto a autora salienta que a forma do hidrograma para todos os eventos simulados não alcançou resultados satisfatórios, devido às incertezas dos dados de entrada e a processos não incorporados no modelo, como o escoamento subsuperficial.

Além disso, no conjunto dos seis eventos, a vazão máxima ficou entre 18,71 e 97,86L s<sup>-1</sup>, com eventos de baixa intensidade (Rodrigues, 2011). Segundo Gomes et al. (2008), essas características tendem a gerar valores insatisfatórios quanto à simulação da forma do hidrograma. Cabe ressaltar que o modelo LISEM foi desenvolvido para eventos que, realmente, desencadeiam elevada perda de solo e alta produção de sedimento, além de elevada perda de água pelo escoamento superficial. Assim, eventos de baixa e média magnitudes (características de Arvorezinha) podem não ser bem representados pelo modelo LISEM, devido à sua concepção de desenvolvimento em Limburg, na Holanda.

A geração do escoamento superficial também pode ser considerada como um fator de dificuldade para as variáveis hidrológicas, refletido, principalmente, pela dificuldade de simular a forma do hidrograma. Como o modelo simula o escoamento superficial de acordo com Horton, ou seja, baseado na taxa de infiltração e intensidade de chuva, não considera as áreas de afluência variável. Durante as tentativas de calibração, notou-se que eventos que tinham dois picos no hidrograma, sendo o segundo pico o de maior magnitude, apresentam maior grau de dificuldade para alcançar uma calibração adequada, pois tinha-se o pico da chuva não coincidindo com o pico do hidrograma. Porém, o modelo simulava o pico da chuva coincidindo com o pico do hidrograma, provavelmente pela abordagem de representar o escoamento superficial de modo Hortoniano. Os eventos 12/03/2013, 20/09/2013 e 26/10/2013 apresentaram tal comportamento. No campo, muitos outros processos podem ocorrer nessa interface vertente e canal, que, na modelagem, não consegue ser representada. Desse modo, a



não ocorrência simultânea entre os picos de chuva e vazão, ocorridos, naturalmente, durante o evento de chuva, pode não ter sido bem representada pela modelagem.

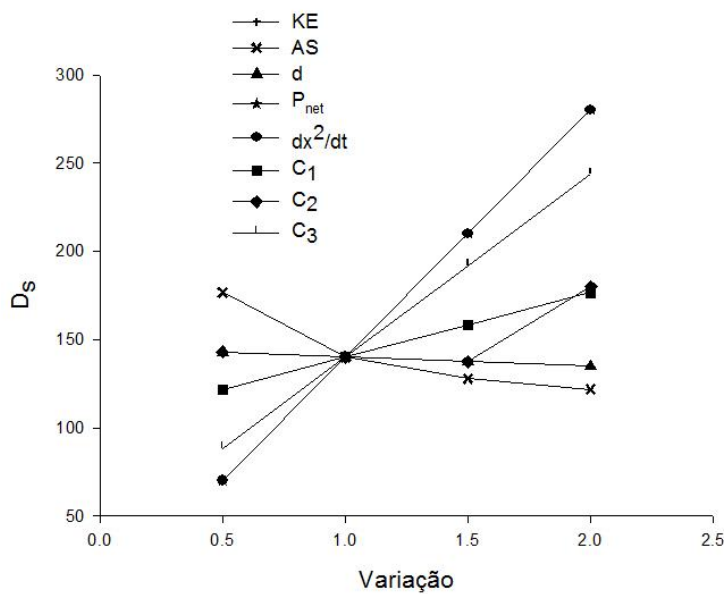
### 6.3.2.2 *Calibração dos parâmetros sedimentológicos*

Posteriormente, foi realizada a calibração da concentração de sedimentos em suspensão (máxima e média) e da PS a partir da calibração dos parâmetros: coesão do solo e do canal, D50 e estabilidade de agregados. Estes são utilizados para representar a resistência à desagregação e a capacidade de transporte no canal e na bacia vertente. A calibração iniciou com a aplicação de um fator dentro da faixa esperada, obtida na literatura, entretanto o limite máximo dessa faixa não foi suficiente para reduzir a  $C_{ss}$  a valores próximos daqueles medidos no exutório da bacia após a correção da diluição. Como foi dito anteriormente, a superestimava da erosão e  $C_{ss}$  em bacias hidrográficas por modelos matemáticos é fato comum na maioria dos trabalhos com modelagem da erosão, incluindo o LISEM (HESSEL, 2002), e tem sido objeto de reflexões sobre a capacidade de modelar esse processo (JETTEN; GOVERS; HESSEL, 2003; NEARING, 1998). Sendo assim, optou-se por utilizar valores de coesão além do limite medido no campo para a tentativa de ajuste da  $C_{ss}$ . Com essas alterações, os valores da  $C_{ss_{max}}$ ,  $C_{ss_{med}}$  e PS foram ajustados em seis dos oito eventos, de forma mais próxima aos valores medidos.

A estabilidade de agregados (EA) foi modificada em todos os eventos com um fator de multiplicação de cinco vezes para atingir as respostas aceitáveis de  $C_{ss_{max}}$ ,  $C_{ss_{med}}$  e PS, dentro da faixa de sensibilidade do modelo. Segundo instruções de uso do modelo, é informado que ele irá responder às alterações até que seu valor seja 200 (número médio de gotas). Assim, como os valores de entrada, conforme o uso do solo, variam de 66 a 200, era esperado que a EA não respondesse a grandes alterações. A EA é considerada o parâmetro de maior impacto na simulação da  $D_s$  juntamente à EC, entretanto, em uma análise de sensibilidade realizada com todas as variáveis envolvidas na equação da  $D_s$  (Equação 19), os coeficientes  $C_3$  e a relação entre o tamanho de célula e tempo de simulação são os mais sensíveis (Figura 54). A sensibilidade do coeficiente  $C_3$  (principalmente) pode ser explicada pelo fato de a equação do  $D_s$  ter sido desenvolvida nas condições de Limburg, em uma das Províncias da Holanda, onde se realizaram os testes nas bacias hidrográficas da região para o desenvolvimento do LISEM (DE ROO; WESSELING; RITSEMA, 1996). Segundo Hessel (2005), o  $\Delta t$  e  $\Delta x$  interferem, significativamente, na simulação da descarga líquida e na perda de solo; para ambas, o aumento do  $\Delta t$  e  $\Delta x$  diminui os valores de  $Q$  e  $C_{ss}$ , sendo que, para a  $Q$ , a causa deve ser, provavelmente,

o decréscimo da declividade; para a  $C_{ss}$ , a razão é menos clara, refletindo na complexidade de predição dos processos erosivos.

Figura 54 – Resultado da análise de sensibilidade para as variáveis e coeficientes presentes na equação da desagregação pelo impacto da gota da chuva ( $D_s$ )



Em que: KE: energia cinética; AS: estabilidade de agregados;  $d$ : altura da lâmina do escoamento;  $P_{net}$ : precipitação líquida;  $dx^2/dt$ : relação entre a área da célula com o tempo de simulação;  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  são coeficientes da equação. Fonte: Elaborada pela autora.

Outro parâmetro de calibração utilizado durante as calibrações foi o  $D_{50}$ , presente na equação da capacidade de transporte. Os valores de  $C_{ss}$  e  $PS$  foram reduzidos próximos aos valores medidos quando os valores de  $D_{50}$  foram multiplicados pela faixa de valores entre 0,08 e 0,30 para os oito eventos (ANEXO B). Ou seja, os valores foram todos reduzidos. O valor de  $D_{50}$  do sedimento, para a bacia de Arvorezinha, em sete eventos monitorados nos anos de 2012 e 2013, obteve média de  $12,27\mu\text{m}$ , máxima =  $24,96\mu\text{m}$  e mínimo =  $7,01\mu\text{m}$  (KOCHEM, 2014), valores próximos aos calibrados, que variaram de  $3,2$  a  $18,0\mu\text{m}$ .

Além das incertezas associadas ao comportamento da coesão nas encostas e seus fatores controladores (raízes, fragmentos de rocha, microrugosidade, presença de raízes, dentre outros), a coesão no canal é desconhecida e não há informações sobre uma faixa de valores aceitáveis. Trabalhos com o LISEM já utilizaram valores de 15000 para esse parâmetro (STARKLOFF; STOLTE, 2014), mesmo valor utilizado na tentativa de calibração com os oito eventos neste trabalho. A coesão do solo da encosta foi multiplicada por 300 a 500 vezes o seu valor inicial, para que alcançasse o melhor ajuste das variáveis  $C_{ss_{max}}$ ,  $C_{ss_{med}}$  e  $PS$ . Todavia, sabe-se que os

valores, nessa magnitude, são elevados para essa propriedade do solo, porém a coesão do solo é considerada responsável pela resistência do solo ao cisalhamento, e, por isso, ela é tão importante no momento do ajuste da calibração. O comportamento do parâmetro para essa escala de trabalho ainda é um aspecto inconclusivo e precisa ser compreendido com detalhes. A coesão do solo foi menos expressiva na calibração da C<sub>ss</sub> em relação ao parâmetro D<sub>50</sub>, para a bacia de Danangou/China, dentre o conjunto dos eventos calibrados no estudo (HESSEL, 2002). Em Arvorezinha, foi necessário elevar os valores de coesão do solo, para que os valores simulados se aproximassem dos medidos, valores esses que são significativamente alterados, acima dos mensurados no campo. Tais valores de calibração da coesão do solo remetem-nos a investigar a resistência do solo à desagregação da bacia experimental de Arvorezinha, ou ainda, verificar se a coesão do solo seria um limitante na modelagem do sedimento nessa bacia experimental. Para isso, foram analisados os dados obtidos por Oliveira (2010), na mesma área de estudo, utilizando um simulador de chuva em duas encostas, com três repetições ou parcelas experimentais. A aplicação de chuva simulada em área sob cultivo preparo convencional (solo descoberto) proporcionaria uma condição crítica e máxima capaz de ocasionar a desagregação do solo, testada por Oliveira (2010). Assim, para as três repetições ou parcelas experimentais com chuva simulada, sob intensidade de 70mm h<sup>-1</sup>, a C<sub>ss</sub> variou de 9,02 a 475g L<sup>-1</sup>, concentrações que demonstram a suscetibilidade dos solos à desagregação, indicando que a coesão existente não seria um limitante à desagregação na modelagem.

Os trabalhos realizados com o LISEM no RS, tanto na área de estudo quanto em uma bacia florestal no centro do Estado, relatam a superestimava da C<sub>ss</sub> e PS quando se utilizava o modelo LISEM. Segundo Moro (2011), a modelagem inadequada da C<sub>ss</sub> e produção de sedimentos dá-se, especialmente, devido à equação da capacidade de transporte utilizada no canal fluvial. Isso porque a TC (capacidade de transporte), utilizada tanto no canal fluvial como na encosta, é a mesma, mudando apenas os parâmetros hidráulicos utilizados. Hessel e Jetten (2007) testaram oito diferentes equações de TC, incluindo a equação de Govers (1990), na simulação dos processos erosivos em uma pequena bacia hidrográfica na China. Os autores concluíram que a equação de Govers obteve a melhor performance principalmente pela menor dependência da declividade, recomendada, assim, para bacias hidrográficas que contêm sedimentos finos e encostas declivosas. Dalbianco (2013) concluiu, com seu trabalho, que a superestimava da C<sub>ss</sub> e PS ocorre em decorrência da pouca sensibilidade dos parâmetros que estão nas equações que compõem a estrutura de cálculo da erosão do modelo. Além disso, nos trabalhos realizados com o LISEM, em bacias florestais pareadas, não foi possível calibrar os eventos para a modelagem das variáveis sedimentológicas (ZULUAGA, 2014).

A coesão do solo, anteriormente elevada a valores muito superiores aos aqui calibrados, era reflexo da baixa concentração de sedimentos monitorada no exutório da bacia. Ao iniciar o processo de calibração das variáveis, os valores simulados pelo modelo LISEM de C<sub>ss</sub> (máxima e média) e PS eram extremamente superiores aos valores medidos, e, quando se realizava a calibração dos parâmetros relacionados à erosão, encontravam-se, ainda, valores simulados muito altos (na ordem de 100 vezes mais do que o valor medido). Algumas frentes de investigação foram tomadas para compreender o que acontecia com a C<sub>ss</sub> e OS. Estudos do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica (item 6.2) foram iniciados, indicando que a dinâmica dos escoamentos seria o condicionante de maior relevância sobre a modelagem da C<sub>ss</sub> e da produção de sedimentos. Isso porque estava ocorrendo o efeito de diluição do sedimento no fluxo de água de origem dos escoamentos subsuperficiais presente durante o evento de precipitação. Isto é, o monitoramento da C<sub>ss</sub> permite a quantificação do sedimento de forma diluída, em que a C<sub>ss</sub> oriunda do escoamento superficial mistura-se e dilui-se com os escoamentos subsuperficiais (ESS+EST), estes com baixíssima concentração de sedimentos em suspensão. Já quando a modelagem da C<sub>ss</sub> e a PS é feita com o modelo LISEM, este calcula apenas a C<sub>ss</sub> oriunda do ES, já que o modelo simula apenas esse tipo de escoamento. Como não há simulação dos ESS e EST pelo modelo, não ocorre o efeito de diluição e, dessa forma, as concentrações simuladas são altíssimas. Por isso, a C<sub>ss</sub> foi corrigida conforme a descarga líquida de origem apenas do escoamento superficial. Toda essa dinâmica ocorreu e ocorre, pois a bacia experimental de Arvorezinha tem, em sua dinâmica hidrológica, uma grande participação dos escoamentos subsuperficiais durante os eventos de precipitação, variando conforme a estação do ano e magnitude do evento. O efeito de diluição pode ser verificado pelo estudo do silício nessa bacia conforme o item 6.2.

### **6.3.3 Análise de eficiência do modelo**

#### *6.3.3.1 Eficiência da calibração hidrológica*

A Tabela 15 apresenta os resultados da modelagem matemática para as variáveis hidrológicas calibradas, bem como os valores iniciais e finais da calibração. As variáveis foram calibradas com boa correspondência entre o simulado e o medido para a maioria dos eventos e variáveis. O pior desempenho para as variáveis Q<sub>total</sub> e C foi nos eventos dos dias 26/08/2012 e 23/07/2014, em que os resultados foram classificados como  $\geq |\pm 25|$  “insatisfatórios” (Tabela 15). O tempo de pico foi classificado na mesma classe em dois eventos, 12/03/2013 e

20/09/2012. Nos demais eventos e variáveis, os resultados foram classificados conforme as opções de satisfação, entre os valores simulados e medidos, ou seja, classificados como “muito bom”, “bom” e “satisfatório”, de acordo com Moriasi et al. (2007).

A presença de picos posteriores ao pico da precipitação foi de maior dificuldade, como, por exemplo, o evento do dia 12/03/2013. A dificuldade imposta por eventos de maior complexidade refletiu no desempenho do modelo em representar a forma do hidrograma, pois apenas quatro dos oito eventos foram alcançados COE de forma aceitável, isto é, valores acima de zero (Tabela 15). Dentre os quatro eventos, apenas dois apresentaram valores de COE satisfatórios para a modelagem: o evento 01/10/2011, com COE = 0,58 (Figura 55a), e o evento 20/07/2011, com COE = 0,73 (Figura 55b).

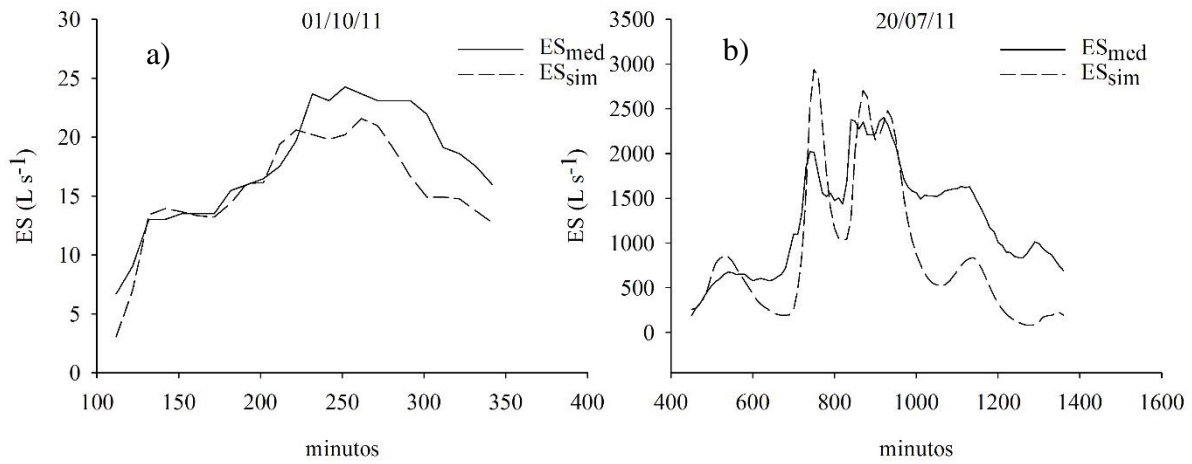
A Figura 56 apresenta a relação 1:1 dos pontos medidos e simulados de descarga líquida do escoamento superficial, sendo possível observar a dispersão maior dos pontos nos eventos em que não houve boa representação da forma do hidrograma. Os valores absolutos referentes às variáveis hidrológicas foram adequadamente simulados, e, em vista da dificuldade de representar a forma do hidrograma, optou-se por calibrar, preferencialmente, essas variáveis, uma vez que elas iriam ser refletidas na calibração da C<sub>ss</sub> e PS.

Tabela 15 – Resultado da análise de eficiência do modelo LISEM para as variáveis hidrológicas sob o conjunto de oito eventos.

Evento	Medido				Simulado				Pbias (%)				COE (-)
	Q <sub>total</sub> (mm)	C (%)	Q <sub>max</sub> (L s <sup>-1</sup> )	Q <sub>time</sub> (min)	Q <sub>total</sub> (mm)	C (%)	Q <sub>max</sub> (L s <sup>-1</sup> )	Q <sub>time</sub> (min)	Q <sub>total</sub>	C	Q <sub>max</sub>	Q <sub>time</sub>	
20/07/2011	56,32	44,33	2402,83	920,00	45,30	35,65	2979,52	753,67	-19,57	-19,57	24,00	-18,08	0,73
01/10/2011	0,21	1,00	23,32	252,00	0,24	1,16	21,68	264,00	13,33	15,60	-7,03	4,89	0,58
06/07/2012	0,68	1,18	103,16	358,00	0,86	1,46	89,73	356,33	25,88	26,27	-13,02	-0,47	-2,82
26/08/2012	0,10	0,35	8,58	730,00	0,18	0,65	7,44	676,67	78,00	86,00	-13,29	-7,31	-8,29
09/09/2012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12/03/2013	0,71	2,88	84,32	230,00	0,88	3,54	64,61	151,33	23,38	23,06	-23,38	-34,20	-0,02
20/09/2013	3,06	6,90	333,54	428,00	2,95	6,66	359,01	294,00	-3,53	-3,54	7,64	-31,31	-1,78
26/10/2013	1,47	4,10	233,81	207,00	1,75	4,91	237,77	186,67	19,32	19,66	1,69	-9,82	0,14
23/07/2014	14,20	17,20	575,85	770,00	2,96	3,58	654,21	786,60	-79,13	-79,13	13,61	2,08	0,31

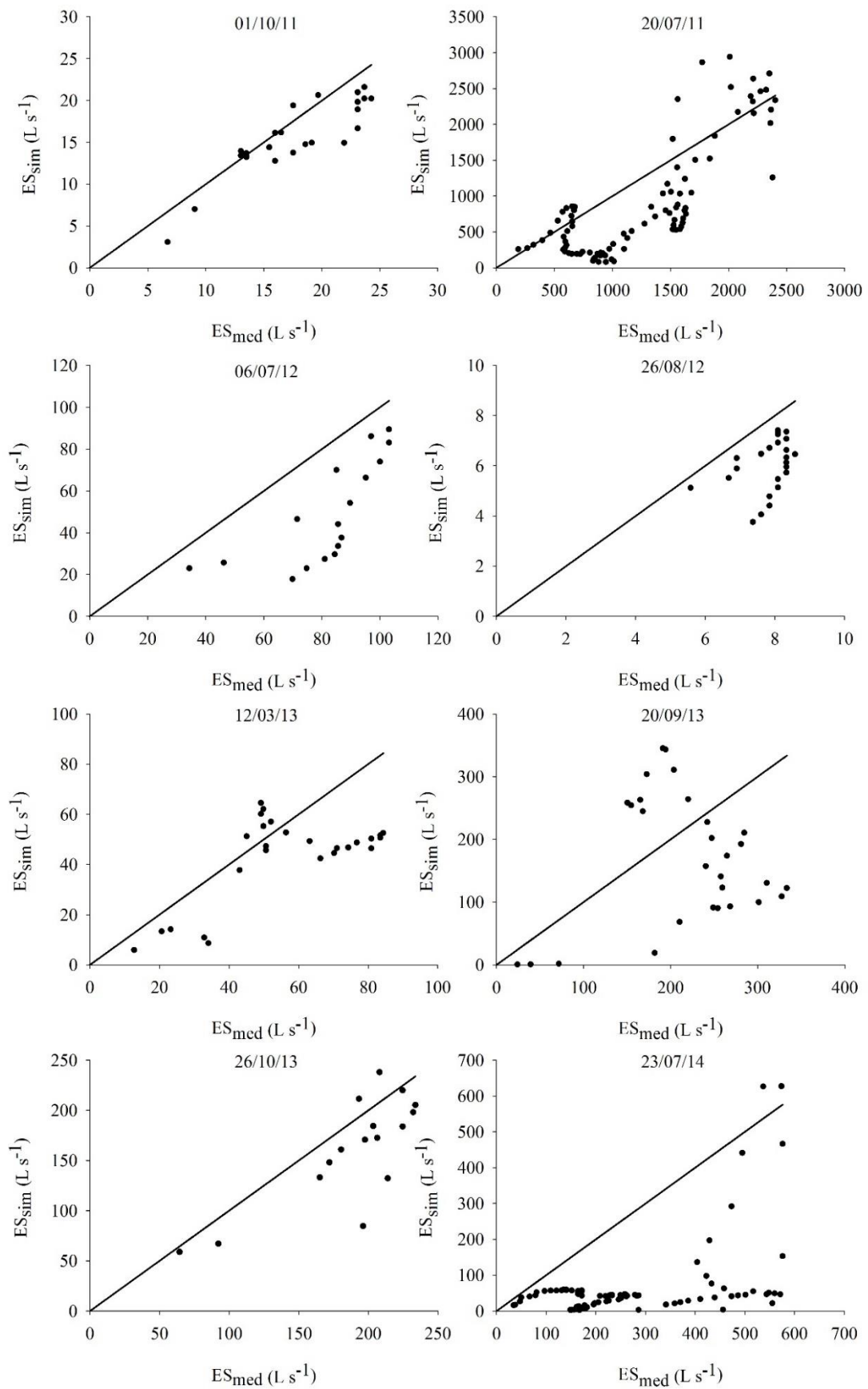
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 55 – Hidrograma medido e simulado: (a) evento 01/10/2011; (b) evento 20/07/2011



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 56 – Dispersão 1:1 da descarga líquida de origem do escoamento superficial medido *versus* simulado, para os oito eventos calibrados



Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.3.3.2 Eficiência da calibração sedimentológica

Na tabela 16, podemos observar o desempenho do modelo para as variáveis sedimentológicas. Estatisticamente, o modelo respondeu bem às alterações, proporcionando valores próximos entre simulado e medido. Todavia, os eventos 20/07/2011 e 12/03/2013 obtiveram os piores desempenhos, sendo insatisfatórios  $\geq |\pm 55|$  para as três variáveis calibradas. O evento do dia 23/07/2014 apresentou o valor de Pbias insatisfatório para a  $C_{SS_{max}}$  e  $C_{SS_{med}}$ , já os demais eventos apresentaram desempenhos satisfatórios, conforme Moriasi et al. (2007). Em relação à forma do sedimentograma, ele também apresentou dificuldades de calibração, sendo um dos prováveis motivos a própria dificuldade de calibrar a forma do hidrograma (RODRÍGUEZ-CABALLERO; CANTÓN; JETTEN, 2015) e algumas variáveis hidrológicas, bem como a forma do sedimentograma dos oito eventos. O COE variou de -4,55 a 0,10, sendo o melhor desempenho dentre os COE alcançados para o evento do dia 01/10/2011 (Tabela 16).

Na literatura, é pouco reportado sobre a calibração do sedimentograma, mesmo quando a erosão é simulada pelos usuários, a calibração das variáveis sedimentológicas é quase inexistente nos trabalhos em que o modelo LISEM foi escolhido como ferramenta de modelagem e compreensão desses processos. Baartman et al. (2012) não puderam calibrar nem validar os resultados da carga de sedimentos utilizando o modelo LISEM, pois havia apenas um evento monitorado ( $C_{SS_{max}} = 90,0 \text{ g L}^{-1}$ ), sendo necessário um conjunto mais amplo, com diferentes intensidades de precipitação, descarga líquida e concentração de sedimentos para validar os resultados da modelagem.



Tabela 16 – Resultado da análise de eficiência do modelo LISEM para as variáveis sedimentológicas, sob o conjunto de oito eventos.

Evento	Medido			Simulado			Pbias (%)			COE (-)
	CSS <sub>max</sub> (g L <sup>-1</sup> )	CSS <sub>med</sub>	OS (t)	CSS <sub>max</sub> (g L <sup>-1</sup> )	CSS <sub>med</sub>	PS (t)	CSS <sub>max</sub> (g L <sup>-1</sup> )	CSS <sub>med</sub>	PS (t)	
20/07/2011	0,86	0,32	23,56	3,27	2,60	119,35	280,47	712,65	406,57	0,05
01/10/2011	0,52	0,25	0,07	0,42	0,32	0,07	-18,85	29,01	6,84	0,10
06/07/2012	2,32	1,12	1,06	2,05	1,36	0,62	-11,51	21,49	-41,22	-4,55
26/08/2012	0,85	0,66	0,08	0,96	0,77	0,09	12,41	16,39	12,60	-0,11
09/09/2012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12/03/2013	0,58	0,37	0,36	2,77	1,56	0,97	378,79	324,14	168,37	-0,05
20/09/2013	3,76	1,35	6,21	3,37	1,59	5,38	-10,32	17,46	-13,37	-1,44
26/10/2013	2,08	1,31	2,59	2,61	2,00	3,09	25,76	52,55	19,53	-0,48
23/07/2014	1,92	0,37	6,14	5,79	1,02	7,58	201,44	175,63	23,43	-0,16

Fonte: Elaborada pela autora.

#### 6.3.4 Avaliação dos parâmetros de entrada na modelagem

A fim de analisar a parametrização do modelo LISEM por meio de dois conjuntos de dados, sendo que um contém maior descrição do meio físico e o outro não, foram utilizados dois eventos para avaliação. A Tabela 17 apresenta o resultado final da calibração para os dois conjuntos de mapas, SRTM e GPS. Com o conjunto de mapas elaborado com maior descrição do meio físico da bacia, juntamente aos dois eventos que apresentaram melhor eficiência estatística da simulação das variáveis hidrossedimentológicas, calibraram-se os eventos, conforme descrito no item 6.3.2. Posteriormente, com os parâmetros de calibração obtidos pelo conjunto de mapas de maior detalhamento, utilizou-se o conjunto de mapas a partir do SRTM e tiveram-se os resultados. Então, obteve-se o desempenho do modelo para os dois diferentes conjuntos. Os dados de entrada que caracterizam ambos os conjuntos são: o modelo de elevação digital (MDE), o mapa de rede de drenagem e o mapa de direção de fluxo (LDD). Assim, para o conjunto que é denominado de GPS, refere-se aos dados de melhor qualidade e/ou descrição, pois, por meio do equipamento e inspeção a campo, pode-se descrever melhor a topografia do local de estudo. O conjunto denominado SRTM refere-se ao DEM, dado disponível pelo próprio SRTM, sendo, a partir dele, obtidos o LDD e a rede de drenagem. Os eventos aqui analisados são os dois que alcançaram melhor desempenho e que correspondem a eventos de diferentes magnitudes: 20/07/2011 e 01/10/2011. Sanchez-Moreno et al. (2014), testando quatro diferentes maneiras de obter os dados de solos (exemplo: porosidade do solo) para a

parametrização do modelo LISEM, puderam concluir que as quatro estratégias permitiram a validação das mesmas, mas os mapas obtidos com maior complexidade (geoestatística) permitiram uma calibração mais fácil para os dados hidrológicos.

É possível observar uma leve diferença na demora de propagação da onda de cheia, pelo tempo de pico, para os dados obtidos via SRTM em relação ao evento 20/07/2011 (Tabela 17). No evento 01/10/2011, o pico foi adiantado em relação ao tempo de pico pelo GPS. Como o ajuste dos picos via GPS foi realizado de forma que não afetasse em grande magnitude as outras variáveis hidrológicas (pois estas influenciam de forma direta na simulação da C<sub>ss</sub> e PS), provavelmente os valores de picos, que, pelo SRTM, apresentam melhor desempenho estatístico (Tabela 18), tenham sido influenciados pela necessidade de priorizar as outras variáveis e/ou obter todas as variáveis hidrológicas adequadamente calibradas.

O mapa de direção de fluxo com a realidade de campo, isto é, com o direcionamento do fluxo em função das estradas, auxiliou de forma mais representativa a ligação que existe em muitas partes da bacia entre a estrada e canal. Assim, quando utilizamos o conjunto de mapas oriundos do GPS, essa conexão que transporta água e sedimento mais rapidamente para o exutório da bacia é representada; além disso, o volume que chega ao exutório da bacia, para ambos os eventos, foram menores via SRTM, pois a ligação das estradas com os canais não está representada. Todavia, o valor da  $Q_{max}$  para o evento do dia 20/07/2011, simulado via SRTM, ficou mais próximo do valor medido, isso porque, para obter melhor calibração de todos os parâmetros via GPS, foi preciso elevar-se a  $Q_{max}$ . Como o efeito dos fluxos pelas estradas não é contemplado no conjunto SRTM, os valores foram mais próximos entre estes e o medido. O evento 01/10/2011 teve sua  $Q_{max}$  reduzida, provavelmente, pela mesma razão do evento 20/07/2011, entretanto, como as vazões entre medido e via GPS estavam, praticamente, iguais à redução da  $Q_{max}$  via SRTM, o desempenho do modelo foi prejudicado (Tabela 18). Em decorrência da redução da  $Q_{max}$  em ambos os eventos, as variáveis  $Q_{total}$  e C foram reduzidas. Eventos de curta duração e/ou de baixa intensidade apresentaram maiores diferenças na modelagem hidrológica, quando duas técnicas de krigagem foram utilizadas para obter o mapa de profundidade de solo, em relação aos eventos de maior magnitude e/ou duração (RAHIMY, 2012).

O impacto da modelagem hidrológica utilizando o conjunto SRTM é percebido, também, na modelagem sedimentológica, ou seja, observando a tabela 19, o reflexo da redução do volume de água nos dois eventos resultou em menores valores simulados de  $C_{ssmax}$ ,  $C_{ssmed}$  e PS; para o evento 20/07/2011, os valores foram reduzidos, ficando mais próximos aos medidos, porém ainda com margem grande de obter um desempenho estatisticamente aceitável

(Tabela 20). Já para o evento 01/10/2011, como a modelagem hidrológica via GPS estava próxima (principalmente a  $Q_{\max}$ ) aos valores medidos, ao reduzir o volume de água pela inserção dos dados via SRTM, as variáveis sedimentológicas foram reduzidas a valores significativamente inferiores aos medidos, diminuindo o desempenho estatístico do modelo.

Os resultados mostram que os mapas oriundos da base de menor detalhamento indicam que, mesmo com os parâmetros de calibração com desempenho estatístico satisfatório, a adição dos mapas da base SRTM interferiram nos resultados (Tabela 20). Ou seja, com esse conjunto de mapas que apresenta menor representatividade do meio físico, a simulação dos processos hidrossedimentológicos na bacia hidrográfica foi afetada, resultando em modificação nessas variáveis, inferiores às que foram obtidas com maior qualidade pela base de mapas segundo o GPS.

Tabela 17 – Valores medidos e os simulados pelo modelo para as variáveis hidrológicas, a partir do conjunto de dados via GPS e SRTM.

Evento	Medido				SRTM				GPS			
	$Q_{\text{total}}$ (mm)	C (%)	$Q_{\text{max}}$ (L s <sup>-1</sup> )	Tempo (min)	$Q_{\text{total}}$ (mm)	C (%)	$Q_{\text{max}}$ (L s <sup>-1</sup> )	Tempo (min)	$Q_{\text{total}}$ (mm)	C (%)	$Q_{\text{max}}$ (L s <sup>-1</sup> )	Tempo (min)
20/07/2011	56,32	44,33	2402,83	920	43,94	34,59	2796,06	765,67	45,30	35,65	2979,52	753,67
01/10/2011	0,21	1,00	23,32	252	0,11	0,53	9,48	253,33	0,24	1,16	21,68	264,33

Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 18 – Análise da eficiência do modelo para as variáveis hidrológicas, utilizando o conjunto de dados via GPS e SRTM.

Evento	GPS Pbias (%)				SRTM Pbias (%)			
	$Q_{\text{total}}$	C	$Q_{\text{max}}$	Tempo	$Q_{\text{total}}$	C	$Q_{\text{max}}$	Tempo
20/07/2011	-19,57	-19,57	24,00	-18,08	-21,98	-21,98	16,37	16,37
01/10/2011	13,33	15,60	-7,03	4,89	-46,4	-47,62	-59,35	0,53

Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 19 – Valores medidos e os simulados pelo modelo para as variáveis sedimentológicas, a partir do conjunto de dados via GPS e SRTM.

Evento	Medido			GPS			SRTM		
	CSS <sub>max</sub>	CSS <sub>med</sub>	PS	CSS <sub>max</sub>	CSS <sub>med</sub>	PS	CSS <sub>max</sub>	CSS <sub>med</sub>	PS
	g L <sup>-1</sup>		t	g L <sup>-1</sup>		t	g L <sup>-1</sup>		t
20/07/2011	0,86	0,32	23,56	3,25	2,59	118,87	2,62	2,16	106,96
01/10/2011	0,52	0,25	0,069	0,42	0,32	0,074	0,16	0,12	0,026

Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 20 – Análise da eficiência do modelo para as variáveis sedimentológicas, utilizando o conjunto de dados via GPS e SRTM.

Evento	GPS - Pbias (%)			SRTM - Pbias (%)		
	CSS <sub>max</sub>	CSS <sub>med</sub>	PS	CSS <sub>max</sub>	CSS <sub>med</sub>	PS
20/07/2011	278,14	708,07	404,44	204,19	575,75	354
01/10/2011	-19,04	28,77	6,62	-69,62	-52,12	-62,03

Fonte: Elaborada pela autora.

### 6.3.5 Considerações sobre a simulação da Css e PS

As variáveis sedimentológicas são raramente discutidas (BAARTMAN et al., 2012; HESSEL et al., 2003) nos artigos envolvendo o modelo LISEM, e quando encontramos dados medidos de Css, as medições são realizadas por equipamentos automáticos, e os eventos explorados na literatura são poucos. A obtenção da Css e, conseqüentemente, da PS é considerada de grande dificuldade operacional e de elevados custos, o que gera poucas informações sobre os valores de Css. Equipamentos automáticos para amostragem de sedimentos são uma excelente ferramenta quando não há possibilidades do acompanhamento por medições manuais. Todavia, precisam ser bem regulados e consideradas as incertezas da técnica. No estudo em questão, o monitoramento da Css sedimento é realizado de forma adequada com as características da bacia e nos permite inferir que os dados medidos representam o sistema, o que já contribuiu para o avanço na modelagem. Entende-se que, antes de qualquer inferência na capacidade de modelagem da Css, temos que reduzir, ao máximo, as incertezas no monitoramento da variável, para que, na comparação entre o simulado e o medido, as incertezas estejam associadas ao simulado apenas.

Hessel (2002) apresenta um trabalho robusto utilizando o modelo LISEM para os estudos dos processos hidrossedimentológicos e formulação de cenários futuros. Esse trabalho traz informações importantes sobre a calibração do sedimentograma, sendo a principal informação sobre a importância de os modelos de previsão de erosão corrigirem a velocidade de sedimentação em decorrência das altas concentrações de sedimentos geradas em algumas bacias hidrográficas. Na bacia hidrográfica Danangou (China), a concentração de sedimentos pode alcançar concentrações superiores a  $1.000\text{g L}^{-1}$  com certa frequência, e essa alta concentração altera a viscosidade do fluido, a densidade e a velocidade de sedimentação, o que irá provocar um comportamento diferente no canal fluvial (HESSEL, 2002). Estas concentrações de sedimento são extremamente altas, diferentemente das concentrações já alcançadas no monitoramento em Arvorezinha. Assim como na província de Limburg, Holanda, a bacia de Danangou possui, aproximadamente,  $3,6\text{km}^2$  e solos com alta susceptibilidade à erosão. Ventos de poeira e silte podem cobrir o solo e formar camadas ricas em minerais denominados “loess soil”, solos característicos em Danangou. Mesmo os solos de Arvorezinha sendo parcialmente coesivos, apresentam potencial para desagregar o solo. Já no local de desenvolvimento do LISEM, assim como em Danangou, existem solos extremamente erodíveis, com encostas declivosas (alcançando  $45^\circ$ ), e uso intenso do solo com baixa cobertura,

favorecendo a desagregação. Além disso, a bacia de Danangou é caracterizada, principalmente, pela formação do escoamento superficial apenas, sem contribuição dos escoamentos subsuperficiais.

Outra característica da calibração do sedimentograma e/ou das variáveis sedimentológicas é quanto aos parâmetros calibrados, que são, principalmente, a coesão do solo, a estabilidade de agregados e o D50. Hessel (2002), durante a calibração do conjunto de cinco eventos, precisou reduzir o valor da coesão do solo a valores próximos do mínimo estabelecido pelo modelo (0,196kPa), isso porque, como já mencionando, a  $C_{ss}$  e PS são extremamente altas para essa bacia hidrográfica, devido, entre outros motivos, às suas características de solo e relevo.

A Figura 57 mostra a área de Danangou, de 3,6 km<sup>2</sup>, onde foi aplicado o modelo LISEM.

Figura 57 – Visão da bacia hidrográfica Danangou, na China



Fonte: HESSEL, 2002.

A partir dessas informações, é perceptível a diferença de ambiente modelado, e isso, juntamente à presença apenas do ES, sem efeito de diluição, pode ser o condicionante da modelagem em Arvorezinha. A parte hidrológica do modelo é facilmente calibrada e com bons resultados, tanto com os eventos utilizados em outros trabalhos nessa mesma área quanto com os reportados na literatura; os valores medidos e calibrados na seção de monitoramento são adequadamente representados. Entretanto, devido à maior complexidade em representar a erosão, a  $C_{ss}$  e a PS, bem como sua quantificação pelo monitoramento, encontramos poucos resultados ou investigações nesse ponto. V. Jetten (informação pessoal) questiona o objetivo de alcançar a calibração da  $C_{ss}$  e PS com valores de parâmetros (coesão do solo, estabilidade de agregados, D50) fisicamente coerentes na escala da paisagem com o LISEM, pois existem

muitas suposições, até mesmo na parte hidrológica do modelo (uso do solo, propriedades do solo), assim como a própria incerteza na obtenção dos dados de sedimentos no exutório. Na prática, esses parâmetros podem assumir uma responsabilidade além do seu significado físico, já que são medidos em uma escala diferente daquela que foi utilizada. Ainda, Victor Jetten (informação pessoal) acredita que não podemos ter cem por cento de certeza quanto aos valores de *Css* e *PS* obtidos pelo monitoramento no exutório e, por isso, deveríamos abordar de forma diferente os resultados de erosão do solo, como, por exemplo, verificar a campo a existência de locais com erosão/deposição e visualizar nos mapas de saída do LISEM se ele apresenta correspondência. Entretanto, assumimos que a *Css* medida está correta e que deveríamos buscar representar a *PS* no exutório antes de verificar a variabilidade interna na bacia.

A modelagem da erosão, neste estudo, deu-se pela calibração da produção de sedimentos com o modelo LISEM, que ainda vem apresentando um grau de dificuldade para as condições da bacia de Arvorezinha. Anteriormente a este estudo, algumas investigações já haviam sido realizadas, mas sem grande resposta dos reais condicionantes da modelagem. Mesmo com a existência considerável de modelos matemáticos, a escolha do modelo LISEM é em virtude das suas características e possibilidades futuras de representar a erosão de forma especializada na bacia, realizando cenários futuros. O LISEM apresenta grandes potencialidades, é um modelo baseado em processos, mesmo que, dentro de sua estrutura, contemple certo grau de empirismo, permite descrever e compreender muitos processos que envolvem a dinâmica hidrológica e sedimentológica da bacia.

Na literatura, encontramos trabalhos, em sua grande maioria, discutindo sobre a hidrologia do modelo, técnicas de obtenção dos dados de entrada e, até mesmo, formulação de cenários futuros para diferentes usos do solo; isso tudo sendo avaliado pela resposta do modelo quanto à perda de solo e quanto às áreas de maior susceptibilidade à erosão no local avaliado. Entretanto, a obtenção de dados que validem tais resultados e inferências são raramente encontrados, como já comentando neste trabalho. Além disso, o que chama a atenção são as utilizações do modelo para, justamente, avaliar modificações de uso, de superfície, sem obter dados medidos para validar e dar suporte aos resultados, pois acredita-se que, pela existência de um consenso da dificuldade de obterem-se, na escala de bacia hidrográfica, dados de perda de solo, produção de sedimentos para um período razoável, seja aceitável a falta ou a baixa disponibilidade de dados referentes à erosão. A calibração dos sedimentogramas não é, muitas vezes, o foco ou parte dos trabalhos utilizando o modelo LISEM, enquanto dados na literatura sobre a calibração e validação dos hidrogramas são encontrados.

Este trabalho propôs alcançar resultados satisfatórios, por meio do estudo dos condicionantes da modelagem quanto à calibração dos sedimentogramas e hidrogramas, para, posteriormente, conseguir representar os dados de forma distribuída e, futuramente, após os dados validados, realizar os estudos com cenários futuros. Acredita-se que, para utilizar essa ferramenta em estudos de conservação do solo e ambientais, deve-se, primeiro, obter-se a calibração e validação do modelo para a área de estudo e, somente após isso, poder-se-á avaliar as modificações definidas pelo usuário. Isso porque o modelo gera mudanças conforme os valores que o usuário definir como os de entrada. Então, faz-se o questionamento: qual a validade desses resultados se não temos dados para validar? Isso pode ser reflexo da dificuldade, comentada em muitos trabalhos, em representar a erosão, a erosão do solo e produção de sedimentos em uma escala complexa (BOIX-FAYOS et al., 2006). A modelagem é uma ferramenta muito promissora, pois, de cenários futuros, podemos estudar processos envolvidos e buscar compreender melhor os fatores que contribuem para o desencadeamento da erosão e formação do escoamento superficial. Porém, sempre deveremos estar cientes das potencialidades e limitações dos modelos matemáticos em representar os processos que ocorrem na área de estudo.



## 7 CONCLUSÕES

Este trabalho foi baseado no monitoramento das variáveis hidrossedimentológicas que refletem a ação do clima e as ações antrópicas nos processos erosivos da bacia hidrográfica, com foco na produção de sedimentos. A inclusão de um traçador do escoamento (silício) foi importante no avanço para o entendimento da dinâmica hidrológica da bacia experimental de Arvorezinha. A partir de um banco de dados obtido ao longo dos últimos dez anos, aliado a experiências anteriores de modelagem, este trabalho procurou contribuir com a interface monitoramento/modelagem da erosão em bacias hidrográficas, buscando-se uma ferramenta capaz de estudar cenários de manejo e conservação do solo na escala de bacia hidrográfica. Assim, esta tese contribuiu para a definição dos principais condicionantes da modelagem da erosão na bacia em estudo. Portanto, o principal condicionante é a dinâmica dos escoamentos nessa bacia.

A partir dos resultados obtidos neste trabalho, sobre o comportamento hidrossedimentológico, a dinâmica de escoamentos na bacia e modelagem da produção de sedimentos, podemos apresentar as seguintes conclusões:

1 – Eventos extremos ocorreram em alta frequência, no mínimo, uma vez ao ano, e foram os responsáveis por grande fração da produção de sedimentos anual. Do ponto de vista da modelagem, isso comprova a importância de escolher um modelo matemático condizente com as características de reposta da bacia hidrográfica em estudo.

2 – O Sid auxiliou na identificação do padrão de contribuição dos escoamentos e sua importância no local de estudo. Ou seja, os eventos que ocorreram no outono-inverno, de baixa e média magnitudes, foram os que apresentaram maiores contribuições de escoamento subsuperficial e subterrâneo. Para os nove eventos avaliados, foi possível concluir que há elevada contribuição dos escoamentos de menor velocidade (escoamento subsuperficial e subterrâneo) durante os eventos de precipitação. Em média, 56% do hidrograma é formado por escoamentos lentos.

3 – Um dos principais condicionantes da modelagem (LISEM) da produção de sedimentos, na bacia experimental de Arvorezinha, é a dinâmica dos escoamentos, que dilui as altas concentrações provenientes das vertentes.

4 – Mesmo com a alteração dos volumes de escoamento e correção das concentrações de sedimentos, a maioria dos eventos foram calibrados com a alteração dos parâmetros para magnitudes muito diferentes dos valores medidos e dos encontrados na literatura.

5 – A melhora dos dados de entrada do meio físico (relevo) melhorou a performance do modelo durante a calibração, por representar os caminhos do fluxo de água, especialmente devido às estradas.

6 – A modelagem do processo erosivo é significativamente influenciada pela contribuição dos escoamentos lentos, uma vez que o modelo simula o escoamento rápido. O efeito de diluição que ocorre com o sedimento gerado pelas fontes de sedimento acontece pelo encontro das fontes de água, gerando valores de sedimento menores, ao contrário do modelo LISEM, que, pelo fato de não simular os escoamentos lentos, não apresenta o efeito de diluição. Assim, todo sedimento originado nas fontes é transportado pelo escoamento superficial e apenas nele é contabilizado.

Por fim, estas conclusões são, também, o resultado de um conjunto de estudos em sequência para compreender os processos operantes na bacia, visando à modelagem da produção de sedimentos com o modelo LISEM. Desde 2007, um grande conjunto de dados e informações foi gerado e associado ao modelo LISEM, a fim de compreender a dinâmica hidrológica e sedimentológica da bacia experimental de Arvorezinha e, assim, definir os condicionantes da modelagem matemática que estavam gerando a superestimava na modelagem da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimentos. Por isso, um aprendizado importante é que não devemos obter conclusões precipitadas sobre o funcionamento dos modelos antes de compreender os processos via monitoramento.

## **8 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

Considerando o modelo LISEM na bacia experimental de Arvorezinha, foi possível obter avanços e indicar novas oportunidades para estudos em monitoramento e modelagem. Foi possível encontrar e compreender como um condicionante de grande impacto pode interferir no desempenho do modelo em representar o escoamento superficial e a produção de sedimentos. A partir deste estudo, pode-se comprovar a origem da superestimativa da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimentos e, dessa forma, indicar os novos caminhos a serem seguidos, tanto de monitoramento como de modelagem. Diante disso, seguem algumas recomendações para os trabalhos futuros:

Um estudo aprofundado das fontes de água e caminhos de fluxo, para compreender a dinâmica hidrológica da bacia por meio do uso de traçadores.

Buscar um padrão de separação de escoamento para os eventos que não possuem o valor de silício mensurado. Isso pode ser alcançado pela continuação do monitoramento do Sid. Assim, será possível aplicar o modelo LISEM em eventos que não possuem o valor de Sid determinado.

Monitorar eventos de maior magnitude determinando o Sid, a fim de compreender esses eventos e sua dinâmica hidrológica, uma vez que são eles os responsáveis pela grande perda de água superficial e produção de sedimentos.

Uso de modelo que simule os escoamentos subsuperficiais, para validar os resultados medidos no campo e melhorar a compreensão dos processos hidrológicos e/ou dinâmica dos escoamentos na bacia experimental de Arvorezinha.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARNOLD, J. G. et al. **Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development** *Journal of the American Water Resources Association*, 1998. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>>

ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. *Journal of Hydrology*, v. 42, n. 3-4, p. 383–396, 1979.

BAARTMAN, J. E. M. et al. Exploring effects of rainfall intensity and duration on soil erosion at the catchment scale using openLISEM: Prado catchment, SE Spain. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 7, p. 1034–1049, 2012.

BAARTMAN, J. E. M. et al. Exploring the role of rainfall variability and extreme events in long-term landscape development. *Catena*, v. 109, p. 25–38, 2013.

BARROS, C. A. P. DE. **Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural com técnicas de monitoramento e modelagem**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2012.

BASTOS, A. T. C. C. **Estudo do ciclo biogeoquímico do silício em diferentes sistemas marinhos como ferramenta para identificação de alterações ambientais de origem natural e/ou antrópica**. [s.l.] Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2014.

BESKOW, S. et al. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. *Catena*, v. 79, n. 1, p. 49–59, 2009.

BEVEN, K. How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 5, n. 1, p. 1–12, 2001.

BEVEN, K. J. et al. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, v. 69, n. 1-4, p. 119–143, 1984.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979.

BLACK, C. A. et al. Part 1: Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of Measurement and Sampling. In: BLACK, C. A. (Ed.). . **Methods of soil analysis**. [s.l.] American Society of Agronomy, 1965. p. 128–151.

BOARDMAN, J. Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches. *Catena*, v. 68, n. 2-3, p. 73–86, 2006.

BOIX-FAYOS, C. et al. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews*, v. 78, n. 3-4, p. 267–285, 2006.

BONUMÁ, N. B. et al. Simulating Landscape Sediment Transport Capacity by Using a Modified SWAT Model. *Journal of Environment Quality*, v. 43, n. 1, p. 55, 2014.

BONUMÁ, N. B. et al. Modeling surface hydrology, soil erosion, nutrient transport, and future scenarios with the ecohydrological swat model in brazilian watersheds and river basins. In: NASCIMENTO, C. W. A. DO et al. (Eds.). . **Tópicos em Ciência do Solo - Volume IX**.

Sociedade ed. [s.l.] Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. p. 290.

BRAZIER, R. E. et al. Equifinality and uncertainty in physically based soil erosion models: Application of the glue methodology to wepp-the water erosion prediction project-for sites in the UK and USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 25, n. 8, p. 825–845, 2000.

BRESSIANI, D. D. A. et al. Review of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) applications in Brazil: Challenges and prospects. **INTERNATIONAL JOURNAL OF AGRICULTURAL AND BIOLOGICAL ENGINEERING**, v. 8, n. 3, p. 1–27, 2015.

BRUCE-OKINE, E.; LAL, R. Soil Erodibility As Determined By Raindrop Technique. **Soil Science**, v. 119, n. 2, p. 149–157, 1975.

CAVIGLIONE, J. H. et al. Espaçamento entre terraços em plantio direto. . 2010.

CHOW, V. TE; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. McGraw-Hill ed. [s.l: s.n.].

CLYMANS, W. et al. Temporal dynamics of bio-available Si fluxes in a temperate forested catchment (Meerdaal forest, Belgium). **Biogeochemistry**, v. 116, n. 1-3, p. 275–291, 2013.

CPTEC. **Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos**. Disponível em: <<http://infoclima.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 2 jan. 2016.

CROKE, J.; NETHERY, M. Modelling runoff and soil erosion in logged forests: Scope and application of some existing models. **Catena**, v. 67, n. 1, p. 35–49, 2006.

CUOMO, S.; DELLA SALA, M.; NOVITÀ, A. Physically based modelling of soil erosion induced by rainfall in small mountain basins. **Geomorphology**, v. 243, n. 0, p. 106–115, 2015.

DALBIANCO, L. et al. Eficiência na estimativa da concentração de sedimentos em suspensão por diferentes estratégias amostrais na calibração de turbidímetros. In: POLETO, C. et al. (Eds.). . **X ENES - Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. Porto Alegre: [s.n.]. p. 247–260.

DALBIANCO, L. **Simulação hidrossedimentológica com o Modelo LISEM em uma pequena bacia hidrográfica rural**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2013.

DE BARROS, C. A. P. et al. Description of hydrological and erosion processes determined by applying the LISEM model in a rural catchment in southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1298–1310, 2014.

DE JONG, S. M.; JETTEN, V. G. Estimating spatial patterns of rainfall interception from remotely sensed vegetation indices and spectral mixture analysis. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 21, n. April 2015, p. 529–545, 2007.

DE ROO, A. P. .; JETTEN, V. . Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. **Catena**, v. 37, n. 3-4, p. 477–493, out. 1999.

DE ROO, A. P. J. The LISEM project: an introduction. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 8, p. 1021–1025, 1996.

DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. Lisem: A Single-Event Physically Based Hydrological and Soil Erosion Model for Drainage Basins. I: Theory, Input and Output. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 8, p. 1107–1117, 1996.

DEFERSHA, M. B.; MELESSE, A. M. Field-scale investigation of the effect of land use on sediment yield and runoff using runoff plot data and models in the Mara River basin, Kenya. **Catena**, v. 89, n. 1, p. 54–64, 2012.

DEWALLE, D. R.; SWISTOCK, B. R.; SHARPE, W. E. Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. **Journal of Hydrology**, v. 104, n. 1-4, p. 301–310, 1988.

DUNNE, T. Fields study of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). . **Hillslope Hydrology**. Wiley ed. Chichester: [s.n.]. p. 227–293.

DUNNE, T. Relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. **J. Hydrol.**, v. 65, p. 25–48, 1983.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. **Water Resources Research**, v. 6, p. 1296–1311, 1970.

EMBRAPA. **Manual de Métodos de Análise de Solo** Rio de Janeiro Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos., , 1997.

EVANS, C.; DAVIES, T. D. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. **Water Resources Research**, v. 34, n. 1, p. 129, 1998.

FENG, X. et al. Modeling soil erosion and its response to land-use change in hilly catchments of the Chinese Loess Plateau. **Geomorphology**, v. 118, n. 3-4, p. 239–248, 2010.

FLANAGAN, D. C.; GILLEY, J. E.; FRANTI, T. G. Water Erosion Prediction Project (WEPP): Development History, Model Capabilities and Future Enhancements. **Asabe**, v. 50, p. 1603–1612, 2007.

FLANAGAN, D.; NEARING, M. USDA water erosion prediction project: Hillslope profile and watershed model documentation, NSERL Rep. 10. **Agric. Res. Serv., West Lafayette, Indiana**, n. July, p. 1995, 1995.

GENEREUX, D. Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 915, 1998.

GODSEY, S. E.; KIRCHNER, J. W.; CLOW, D. W. Concentration-discharge relationships reflect chemostatic characteristics of US catchments. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 13, p. 1844–1864, 2009.

GOMES, N. M. et al. Aplicabilidade do LISEM (Limberg Soil Erosion) para simulação hidrológica tropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 1, p. 2483–2492, 2008.

GOVERS, G. Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. **IAHS Publication**, p. 45–63 ST – Empirical relationships for the transp, 1990.

GOVERS, G. Misapplications and Misconceptions of Erosion Models. In: **Handbook of Erosion Modelling**. [s.l: s.n.]. p. 117–134.

HAIRSINE, P. B.; ROSE, C. W. Rainfall Detachment and Deposition: Sediment Transport in the Absence of Flow-Driven Processes. **Soil Science Society of America Journal**, v. 55, n. 1964, p. 320, 1991.

HAIRSINE, P. B.; ROSE, C. W. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles: 2. Rill flow. **Water Resources Research**, v. 28, n. 1, p. 245–250, 1992.

HENDERSHOT, W. H.; SAVOIE, S.; COURCHESNE, F. Simulation of stream-water chemistry with soil solution and groundwater flow contributions. **Journal of Hydrology**, v. 136, n. 1-4, p. 237–252, 1992.

HERNANI, L. C. et al. A erosão e seu impacto. In: MANZATTO, C. V.; FREITAS JÚNIOR, E.; PERES, J. R. R. (Eds.). . **Uso agrícola dos solos brasileiros**. 1<sup>a</sup>. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. p. 47 – 60.

HESSEL, R. **Modelling soil erosion in a small catchment on the Chinese Loess Plateau**. [s.l: s.n.].

HESSEL, R. et al. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **Catena**, v. 54, n. 1-2, p. 235–254, 2003.

HESSEL, R. Effects of grid cell size and time step length on simulation results of the Limburg soil erosion model (LISEM). **Hydrological Processes**, v. 19, n. 15, p. 3037–3049, 2005.

HESSEL, R.; JETTEN, V. Suitability of transport equations in modelling soil erosion for a small Loess Plateau catchment. **Engineering Geology**, v. 91, n. 1, p. 56–71, 2007.

HESSEL, R.; TENGE, A. A pragmatic approach to modelling soil and water conservation measures with a catchment scale erosion model. **Catena**, v. 74, n. 2, p. 119–126, 2008.

HESSEL, R.; VAN ASCH, T. Modelling gully erosion for a small catchment on the Chinese Loess Plateau. **Catena**, v. 54, n. 1-2, p. 131–146, 2003.

HESSEL, R.; VAN DEN BOSCH, R.; VIGIAK, O. Evaluation of the LISEM soil erosion model in two catchments in the East African Highlands. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, n. 4, p. 469–486, 2006.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: **Forest hydrology**. [s.l: s.n.]. p. 275–290.

HORTON, R. E. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 14, n. 1, p. 446–460, 1933.

IMESON, A. C.; VIS, M. Assessing soil aggregate stability by water-drop impact and



ultrasonic dispersion. **Geoderma**, v. 34, n. 3-4, p. 185–200, 1984.

INMET. Boletim Climático - Setembro - Outubro - Novembro (2014). . 2014.

INMET. Boletim Climático - Dezembro - Janeiro - Fevereiro (2015-2016). . 2015.

JENCISO, K. G. et al. Hydrologic connectivity between landscapes and streams: Transferring reach- and plot-scale understanding to the catchment scale. **Water Resources Research**, v. 45, n. 4, p. n/a–n/a, abr. 2009.

JETTEN, V. **Lisem user manual, version 2.x.Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics**. The Netherlands: [s.n.].

JETTEN, V. G.; DE ROO, A. P. J. Spatial Analysis of Erosion Conservation Measures with LISEM. In: **Landscape Erosion and Evolution Modeling**. Boston, MA: Springer US, 2001. p. 429–445.

JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. Erosion models: Quality of spatial predictions. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 5, p. 887–900, 2003.

KAISER, D. R. **Nitrato na solução do solo e na água de fontes para consumo humano numa microbacia hidrográfica produtora de fumo**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2006.

KAMPHORST, E. C. et al. Predicting Depressional Storage from Soil Surface Roughness. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, n. 1992, p. 1749, 2000.

KENDALL, C.; MCDONNELL, J. J.; GU, W. A look inside “black box” hydrograph separation models: A study at the hydrohill catchment. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 10, p. 1877–1902, 2001.

KOCHEM, M. L. **Características granulométricas, carbono, nitrogênio e frações de fósforo em sedimentos durante eventos chuva-vazão em bacias hidrográficas no Rio Grande do Sul, Brasil**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2014.

KURTZ, A. C.; LUGOLOBI, F.; SALVUCCI, G. Germanium-silicon as a flow path tracer: Application to the Rio Icaços watershed. **Water Resources Research**, v. 47, n. 6, 2011.

KVÆRNØ, S. H.; STOLTE, J. Effects of soil physical data sources on discharge and soil loss simulated by the LISEM model. **Catena**, v. 97, p. 137–149, 2012.

LANGHANS, C. et al. Dependence of effective hydraulic conductivity on rainfall intensity: Loamy agricultural soils. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 16, p. 2257–2268, 2010.

LEANEY, F. W.; SMETTEM, K. R. J.; CHITTLEBOROUGH, D. J. Estimating the contribution of preferential flow to subsurface runoff from a hillslope using deuterium and chloride. **Journal of Hydrology**, v. 147, n. 1-4, p. 83–103, 1993.

LEE, G.; YU, W.; JUNG, K. Catchment-scale soil erosion and sediment yield simulation using a spatially distributed erosion model. **Environmental Earth Sciences**, v. 70, n. 1, p. 33–47, 2012.

LISCHEID, G.; KOLB, A.; ALEWELL, C. Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. **Journal of Hydrology**, v. 265, n. 1-4, p. 195–211, 2002.

LIU, F.; WILLIAMS, M. W.; CAINE, N. Source waters and flow paths in an alpine catchment, Colorado Front Range, United States. **Water Resources Research**, v. 40, n. 9, 2004.

LIU, G.; XU, M.; RITSEMA, C. A study of soil surface characteristics in a small watershed in the hilly, gullied area on the Chinese Loess Plateau. **Catena**, v. 54, n. 1-2, p. 31–44, 2003.

LIU, J.; ZHANG, J.; FENG, J. Green–Ampt Model for Layered Soils with Nonuniform Initial Water Content Under Unsteady Infiltration. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 4, p. 1041, 2008.

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.

LOUCAIDES, S.; CAHOON, L. B.; HENRY, E. J. Effects of watershed impervious cover on dissolved silica loading in storm flow. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 43, n. 4, p. 841–849, 2007.

LYON, S. W.; DESILETS, S. L. E.; TROCH, P. A. A tale of two isotopes: differences in hydrograph separation for a runoff event when using  $\delta D$  versus  $\delta^{18}O$ . **Hydrological Processes**, v. 23, n. 14, p. 2095–2101, 1 jul. 2009.

MAGDOFF, F.; WEIL, R. R. **Soil Organic Matter and Sustainable Agriculture**. [s.l.] CRC Press, 2004.

MAHER, K. The role of fluid residence time and topographic scales in determining chemical fluxes from landscapes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 312, n. 1-2, p. 48–58, dez. 2011.

MCCALLA, T. M. WATER-DROP METHOD OF DETERMINING STABILITY OF SOIL STRUCTURE. **Soil Science**, v. 58, n. 2, p. 117–122, ago. 1944.

MCDONNELL, J. J. et al. Deuterium variations in storm rainfall: Implications for stream hydrograph separation. **Water Resources Research**, v. 26, n. 3, p. 455–458, 1990.

MCGLYNN, B. et al. On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 1, p. 175–181, 2003.

MEROT, P.; DURAND, P.; MORISSON, C. Four-component hydrograph separation using isotopic and chemical determinations in an agricultural catchment in western France. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 20, n. 3-4, p. 415–425, 1995.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, v. 18, n. 8-9, p. 761–799, out. 2003.

MERTEN, G. H. et al. Determinação da concentração de sedimentos em suspensão em

rios com o uso de turbidímetro. . 2014, p. 97.

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. **Utilização de técnicas hidrossedimentométricas combinadas com a identificação de fontes de sedimentos para avaliar o efeito do uso e manejo do solo nos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica rural no Rio Grande do Sul**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2007.

MINELLA, J. P. G. et al. Changing sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. **Catena**, v. 79, n. 3, p. 228–236, 2009.

MINELLA, J. P. G. et al. Efeito da histerese na produção de sedimentos em bacia sob intenso processo erosivo. In: LIMA, J. E. F. W.; LOPES, W. T. A. (Eds.). . **Engenharia de Sedimentos: na busca de soluções para problemas de erosão e assoreamento**. Brasília: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2011. p. 448.

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.

MINELLA, J. P. G.; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of effective sediment management strategies. **Journal of Hydrology**, v. 519, n. PB, p. 2189–2201, 2014.

MOORE, I. D.; FOSTER, G. R. Hydraulics and overland flow. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. (Eds.). . **Process studies in hillslope hydrology**. Wiley ed. [s.l.] Wiley, 1990. p. 215–254.

MORGAN, R. et al. **The European Soil Erosion Model ( EUROSEM ): documentation and user guide**. Bedford, UK: [s.n.].

MORGAN, R. P. C. et al. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n. 6, p. 527–544, jun. 1998b.

MORGAN, R. P. C.; NEARING, M. A. **Handbook of Erosion Modelling**. [s.l.: s.n.].

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.

MORO, M. **Avaliação do modelo LISEM na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2011.

NACHABE, M. H. et al. Infiltration over Heterogenous Watershed: Influence of Rain Excess. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 2, n. 3, p. 140–143, jul. 1997.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.

NEARING, M. A. Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses. **Catena**, v. 32, n. 1, p. 15–22, 1998.

NEARING, M. A. et al. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. **CATENA**, v. 61, n. 2-3, p. 131–154, 2005.

NETO, F. G. **Eventos climáticos extremos na agricultura e tecnologia para redução de danos na olericultura em Santa Catarina**. VIII-EEC Encontro de Economia Catarinense Desenvolvimento Rural. **Anais...**Rio do Sul, SC: 2014

OGUNKOYA, O. O.; JENKINS, A. Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. **Journal of Hydrology**, v. 142, n. 1-4, p. 71–88, 1993.

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.

ONSTAD, C. A. Depressional storage on tilled soil surfaces. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, p. 729–732, 1984.

PEARCE, A. J.; STEWART, M. K.; SKLASH, M. G. Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments: 1. Where Does the Water Come From? **Water Resources Research**, v. 22, n. 8, p. 1263–1272, ago. 1986.

PEDRON, F. DE A. et al. Condutividade e retenção de água em neossolos e saprolitos derivados de arenito. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 4, p. 1253–1262, ago. 2011.

QUINTON, J. N. Reducing predictive uncertainty in model simulations: a comparison of two methods using the European Soil Erosion Model (EUROSEM). **CATENA**, v. 30, n. 2-3, p. 101–117, ago. 1997.

RAHIMY, P. Effects of soil depth spatial variation on runoff simulation, using the Limburg Soil Erosion Model (LISEM), a case study in Faucon Catchment, France. **Soil and Water Research**, v. 7, n. 2, p. 52–63, 2012.

RAMON, R. et al. **Intervalo de tempo ideal entre amostragens pra a estimativa da produção de sedimentos em bacias hidrográficas**. Impactos das mudanças climáticas sobre os processos de erosão. **Anais...**João Pessoa, PB: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2014

RAMON, R. et al. Rainfall kinetic energy in southern Brazil and its usefulness to predict hydrosedimentological variables in a small rural catchment. **Catena**, 2016.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo: protótipos e teste. **Ciência Rural**, v. 36, n. 6, p. 1931–1935, dez. 2006.

RENARD, K. et al. **Predicting soil erosion by water: a guide to conservation**

**planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) Agricultural Handbook No. 703, 1997. Disponível em: <[http://www.ars.usda.gov/SP2UserFiles/Place/64080530/RUSLE/AH\\_703.pdf](http://www.ars.usda.gov/SP2UserFiles/Place/64080530/RUSLE/AH_703.pdf)>**

RENÉE BROOKS, J. et al. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 2, p. 100–104, 20 fev. 2010.

RICE, K. C.; HORNBERGER, G. M. Comparison of hydrochemical tracers to estimate source contributions to peak flow in a small, forested, headwater catchment. **Water Resources Research**, v. 34, n. 7, p. 1755, 1998.

RODRIGUES, M. F. **Monitoramento e modelagem do processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas florestais no sul do Brasil**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2011.

RODRÍGUEZ-CABALLERO, E.; CANTÓN, Y.; JETTEN, V. Biological soil crust effects must be included to accurately model infiltration and erosion in drylands: An example from Tabernas Badlands. **Geomorphology**, v. 241, p. 331–342, jul. 2015.

RONCHI, B. et al. Factors controlling Si export from soils: A soil column approach. **Catena**, v. 133, p. 85–96, 2015.

ROSE, C. W. **An introduction to the environmental physics of soil, water and watersheds**. Cambridge ed. [s.l.] Cambridge University Press, 2004.

SANCHEZ-MORENO, J. F. et al. Rainfall kinetic energy-intensity and rainfall momentum-intensity relationships for Cape Verde. **Journal of Hydrology**, v. 454-455, p. 131–140, 2012.

SANCHEZ-MORENO, J. F. et al. Selecting best mapping strategies for storm runoff modeling in a mountainous semi-arid area. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 8, p. 1030–1048, 2014.

SHANLEY, J. B. et al. Controls on old and new water contributions to stream flow at some nested catchments in Vermont, USA. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 3, p. 589–609, 2002.

SHREVE, E. A.; DOWNS, A. C. **Quality-Assurance Plan for the Analysis of Fluvial Sediment by the U. S. Geological Survey Kentucky Water Science Center Sediment Laboratory**. [s.l.: s.n.].

SILGRAM, M. et al. Hillslope scale surface runoff, sediment and nutrient losses associated with tramline wheelings. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 6, p. 699–706, 2010.

SILVA, C. L. DA; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 32, n. 2, p. 213–220, 1997.

SMIS, A. et al. A trade-off between dissolved and amorphous silica transport during peak flow events (Scheldt river basin, Belgium): Impacts of precipitation intensity on terrestrial Si dynamics in strongly cultivated catchments. **Biogeochemistry**, v. 106, n. 3, p. 475–487,

2011.

STARKLOFF, T.; STOLTE, J. Applied comparison of the erosion risk models EROSION 3D and LISEM for a small catchment in Norway. **Catena**, v. 118, p. 154–167, 2014.

STEWART, M.; CIMINO, J.; ROSS, M. Calibration of base flow separation methods with streamflow conductivity. **Ground Water**, v. 45, n. 1, p. 17–27, 2007.

STOLTE, J. et al. Modelling water flow and sediment processes in a small gully system on the Loess Plateau in China. **Catena**, v. 54, n. 1-2, p. 117–130, 2003.

TAKKEN, I. et al. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). **Catena**, v. 37, n. 3-4, p. 431–447, 1999.

TAKKEN, I. et al. The influence of both process descriptions and runoff patterns on predictions from a spatially distributed soil erosion model. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 2, p. 213–229, 2005.

THEISEN, G.; VERNETTI JR, F.; SILVA, J. J. C. DA. **Cultivo de soja em terras baixas em ano de El-niño**. Disponível em: <[http://www.cpact.embrapa.br/imprensa/artigos/2009/soja\\_giovani.pdf](http://www.cpact.embrapa.br/imprensa/artigos/2009/soja_giovani.pdf)>. Acesso em: 7 mar. 2012.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE - NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE. Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall. In: USDA/NRCS (Ed.). . **Part 630 Hydrology National Engineering Handbook**. Washington: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE - NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE, 2004. p. 10.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE - NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE. Hydrologic Soil Groups. In: USDA/NRSC (Ed.). . **Part 630 Hydrology National Engineering Handbook**. Washington: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE - NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE, 2009.

USDA. **Revised Universal Soil Loss Equation Version 2 (RUSLE 2)**. Washington: [s.n.].

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.

VAN DIJK, P. M.; AUZET, A. V.; LEMMEL, M. Rapid assessment of field erosion and sediment transport pathways in cultivated catchments after heavy rainfall events. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 2, p. 169–182, 2005.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils<sup>1</sup>. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892, 1980.

VAN OOST, K. et al. Spatial evaluation of a multi-class sediment transport and deposition model. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 8, p. 1027–1044, 2004.

VAN OOST, K.; GOVERS, G.; DESMET, P. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. **Landscape Ecology**, v. 15, n. 6, p. 577–589, 2000.

VANDEVENNE, F. I. et al. Landscape cultivation alters delta Si-30 signature in terrestrial ecosystems. **Scientific Reports**, v. 5, n. August, p. 7732, 2015.

VENTE, J. DE et al. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. **Global and Planetary Change**, v. 60, n. 3-4, p. 393–415, 2008.

W. J. RAWLS; D. L. BRAKENSIEK; B. SONI. Agricultural Management Effects on Soil Water Processes Part I: Soil Water Retention and Green and Ampt Infiltration Parameters. **Transactions of the ASAE**, v. 26, n. 6, p. 1747–1752, 1983.

WALLING, D. E. **Using fallout radionuclides to investigate erosion and sediment delivery: some recent advances**. Proceedings of the ICCE symposium held at Warsaw University of Life Sciences - SGGW, Poland, 14–18 June 2010. **Anais...IAHS Publ.** 337, 2010

WEILER, M.; MCDONNELL, J. J. Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. **Water Resources Research**, v. 43, n. 3, 2007.

WELS, C.; CORNETT, R. J.; LAZERTE, B. D. Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers. **Journal of Hydrology**, v. 122, n. 1-4, p. 253–274, 1991.

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. **Predicting rainfall erosion losses—A guide to conservation planning**, p. 537–539, 1978.

WU, L. et al. Impacts of climate and land-use changes on the migration of non-point source nitrogen and phosphorus during rainfall-runoff in the Jialing River Watershed, China. **Journal of Hydrology**, v. 475, p. 26–41, 2012.

ZAPATA, F. **Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides**. Dordrecht, Netherland: [s.n.].

ZHOU, G.; WEI, X.; YAN, J. Impacts of eucalyptus (*Eucalyptus exserta*) plantation on sediment yield in Guangdong Province, Southern China—a kinetic energy approach. **Catena**, v. 49, n. 3, p. 231–251, 2002.

ZULUAGA, J. J. P. **Hidrologia comparativa em bacias hidrográficas com eucalipto e campo**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2014.

## ANEXO A - DADOS DE ENTRADA NO MODELO LISEM CAMADA SUPERFICIAL E SUBSUPERFICIAL PARA OS EVENTOS.

Tabela 1 – Dados de entrada evento 01/10/2011 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\Psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-5000	0,203	0,23	0,6	0,0	0,0	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-5000	0,236	0,16	0,8	0,7	4,1	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,10	0,75	0,7	4,1	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0,0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,20	0,8	0,7	4,1	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-5000	0,266	0,11	1,0	0,5	3,50	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-5000	0,254	0,30	1,0	6	3	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,0	0,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	1,0

Em que: Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado;  $\theta_i$ : umidade do solo inicial;  $\theta_s$ : porosidade total;  $\Psi_m$  = potencial matricial na frente de molhamento; n: coeficiente de rugosidade n'Manning; FV: fração vegetada; AP: altura de plantas; IAF: índice de área foliar; D50: mediana da fração granulométrica; Coh: coesão do solo; Cohad: coesão adicional por raízes; EA: estabilidade de agregados; RR: rugosidade aleatória do solo; FP: fração coberta por pedras, n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 1.1 – Dados de entrada evento 01/10/2011 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\Psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-5000	0,086
Cambissolo	30,0	0,481	-5000	0,262
Argissolo	30,0	0,505	-5000	0,328
Área umida	10,1	0,536	-10	0,509



Tabela 2 – Dados de entrada evento 06/07/2012 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-5000	0,203	0,23	0,6	0,0	0,0	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-5000	0,236	0,16	0,8	0,7	4,1	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,10	0,75	0,7	4,1	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0,0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,20	0,8	0,7	4,1	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-5000	0,266	0,11	1,0	0,5	3,50	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-5000	0,254	0,30	1,0	6	3	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,0	0,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	1,0

Em que: n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 2.1 – Dados de entrada evento 01/10/2011 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-5000	0,086
Cambissolo	30,0	0,481	-5000	0,262
Argissolo	30,0	0,505	-5000	0,328
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 3 – Dados de entrada evento 12/03/2013 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-10	0,455	0,23	0,4	0,0	0,0	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-10	0,462	0,16	0,7	0,0	0,0	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-10	0,470	0,23	1,0	1,1	3,4	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-10	0,470	0,10	1,0	1,1	3,4	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-10	0,470	0,23	0,4	2,23	0,2	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-10	0,470	0,20	0,7	2,2	0,2	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-10	0,469	0,11	1,0	0,5	3,5	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-10	0,499	0,30	1,0	6	3	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,77	0,582	-10	0,550	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-10	0,550	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1

Em que: n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 3.1 – Dados de entrada evento 12/03/2013 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,4	0,319	-10	0,261
Cambissolo	30,0	0,481	-10	0,455
Argissolo	30,0	0,505	-10	0,483
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 4 – Dados de entrada evento 20/09/2013 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-5000	0,203	0,23	0,3	0,2	0,1	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-5000	0,236	0,16	0,5	0,2	0,1	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,10	0,75	0,9	1,02	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0,0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,20	0,8	0,9	1,0	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-5000	0,266	0,11	1,0	0,5	3,50	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-5000	0,254	0,30	1,0	6	3	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,0	0,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1

Em que: n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 4.1 – Dados de entrada evento 20/09/2013 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-5000	0,086
Cambissolo	30,0	0,481	-5000	0,262
Argissolo	30,0	0,505	-5000	0,328
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 5 – Dados de entrada evento 26/08/2012 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-5000	0,203	0,23	0,6	0,0	0,0	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-5000	0,236	0,16	0,8	0,9	1,0	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,10	0,75	0,9	1,02	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0,0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,20	0,8	0,9	1,0	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-5000	0,266	0,11	1,0	0,5	3,50	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-5000	0,254	0,30	1,0	6	3	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-10	0,550	0,13	1,0	0,0	0,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	1,0

Em que: n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 5.1 – Dados de entrada evento 26/08/2012 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-5000	0,086
Cambissolo	30,0	0,481	-5000	0,262
Argissolo	30,0	0,505	-5000	0,328
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 6 – Dados de entrada evento 26/10/2013 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-100	0,360	0,23	0,4	0,4	0,3	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-100	0,409	0,16	0,50	0,4	0,3	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-100	0,400	0,23	0,6	0,0	0,0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-100	0,400	0,10	0,75	0,4	1,02	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-100	0,400	0,23	0,1	0,1	0,4	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-100	0,400	0,20	0,1	0,1	0,4	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-100	0,376	0,11	1,0	0,5	3,5	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-100	0,398	0,30	1,0	6,0	5,0	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,8	0,582	-100	0,490	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-100	0,490	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1

Em que: n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 6.1 – Dados de entrada evento 26/10/2013 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-100	0,199
Cambissolo	30,0	0,481	-100	0,409
Argissolo	30,0	0,505	-100	0,436
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 7 – Dados de entrada evento 23/07/2014 camada superficial.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	361,46	0,523	-5000	0,203	0,23	0,6	0,0	0,0	60,0	21,79	1,0	66,0	7,57	0,3
Tabaco CM	108,91	0,495	-5000	0,236	0,16	0,8	0,7	4,1	40,0	48,06	1,0	66,0	4,86	0,3
Soja SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Soja CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,10	0,75	0,7	4,1	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho SC	167,85	0,523	-5000	0,307	0,23	0,6	0	0,0	60,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Milho CM	167,85	0,523	-5000	0,307	0,20	0,8	0,7	4,1	40,0	31,85	1,0	66,0	4,13	0,3
Pousio	222,35	0,537	-5000	0,266	0,11	1,0	0,5	3,50	40,0	41,18	10,0	200,0	4,17	0,3
Floresta	601,08	0,577	-5000	0,254	0,30	1,0	6	3	40,0	15,08	10,0	200,0	4,55	0,5
Pastagem	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,5	4,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	0,1
Outros (sede)	218,77	0,582	-5000	0,282	0,13	1,0	0,0	0,0	45,0	54,50	6,0	200,0	3,99	1,0

Em que: n'Mannin canal = 0,10.

Tabela 7.1 – Dados de entrada evento 26/10/2013 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-5000	0,086
Cambissolo	30,0	0,481	-5000	0,262
Argissolo	30,0	0,505	-5000	0,328
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

## ANEXO B - DADOS APÓS A CALIBRAÇÃO

Tabela 8 – Dados após a calibração evento 01/10/2011.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$-\Psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	18,07	0,52	880,27	0,26	0,23	0,4	0,4	0,3	4,8	6537	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	13,61	0,50	887,50	0,31	0,16	0,5	0,4	0,3	3,2	14418	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	13,99	0,52	855,93	0,33	0,23	0,6	0	0	4,8	9555	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	13,99	0,52	855,93	0,33	0,10	0,75	0,4	1,02	3,2	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	13,99	0,52	855,93	0,33	0,23	0,1	0,1	0,4	4,8	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	13,99	0,52	855,93	0,33	0,20	0,1	0,1	0,4	3,2	9555	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	12,35	0,54	802,76	0,30	0,11	1,0	0,5	3,50	3,2	12354	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	24,04	0,58	942,48	0,30	0,30	1,0	6	3	3,2	4524	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	15,63	0,58	839,42	0,38	0,13	1,0	0,5	4,0	3,6	16350	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	15,63	0,58	839,42	0,38	0,13	1,0	0,5	4,0	3,6	16350	6,0	1000	3,99	0,1

Em que: n'Manning canal: 0,20.

Tabela 8.1 – Dado após calibração.

Solo	Ksat	Pt	$\Psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-922	0,170
Cambissolo	30,0	0,481	-881	0,350
Argissolo	30,0	0,505	-821	0,370
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 9 – Dados após a calibração evento 06/07/2012.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	N	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	20,08	0,52	-1129,86	0,25	0,02	0,6	0,0	0,0	18,0	8716	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	21,78	0,50	-1049,56	0,30	0,01	0,8	0,7	4,1	12,0	19224	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	20,98	0,52	-1171,07	0,32	0,02	0,6	0	0	18,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	20,98	0,52	-1171,07	0,32	0,01	0,75	0,7	4,1	12,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	20,98	0,52	-1171,07	0,32	0,02	0,6	0	0,0	18,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	20,98	0,52	-1171,07	0,32	0,02	0,8	0,7	4,1	12,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	22,24	0,54	-1076,07	0,29	0,01	1,0	0,5	3,50	12,0	16472	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	24,04	0,58	-942,48	0,30	0,02	1,0	6	3	12,0	6032	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	21,88	0,58	-974,33	0,37	0,01	1,0	0,5	4,0	13,5	21800	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	21,88	0,58	-974,33	0,25	0,01	1,0	0,0	0,0	13,5	21800	6,0	1000	3,99	1,0

Em que: n'Manning canal: 0,06

Tabela 9.1 – Dados após calibração

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-922	0,170
Cambissolo	30,0	0,481	-881	0,350
Argissolo	30,0	0,505	-821	0,370
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509



Tabela 10 – Dados após a calibração evento 26/08/2012.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$-\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	45,18	0,52	50,78	0,40	0,23	0,6	0,0	0,0	9,0	6537	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	54,46	0,50	41,63	0,47	0,16	0,8	0,9	1,0	6,0	14418	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	55,95	0,52	40,36	0,44	0,23	0,6	0	0	9,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	55,95	0,52	40,36	0,44	0,10	0,75	0,9	1,02	6,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	55,95	0,52	40,36	0,44	0,23	0,6	0	0,0	9,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	55,95	0,52	40,36	0,44	0,20	0,8	0,9	1,0	6,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	44,47	0,54	40,60	0,42	0,11	1,0	0,5	3,50	6,0	12354	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	50,09	0,58	47,55	0,44	0,30	1,0	6	3	6,0	4524	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	21,88	0,58	46,62	0,55	0,13	1,0	0,5	4,0	6,8	16350	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	43,75	0,58	50,78	0,40	0,13	1,0	0,5	4,0	6,8	16350	6,0	1000	3,99	0,1

Em que: n'Manning canal: 0,15

Tabela 10.1 – Dados após calibração.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-922	0,170
Cambissolo	30,0	0,481	-881	0,350
Argissolo	30,0	0,505	-821	0,370
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 11 – Dados após a calibração evento 12/03/2013.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$-\Psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	8,61	0,52	6,94	0,49	0,50	0,4	0,0	0,0	9,0	6537	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	9,08	0,50	41,63	0,47	0,4	0,7	0,0	0,0	6,0	14418	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	8,39	0,52	17,16	0,00	0,50	1	1,1	3,4	9,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	8,39	0,52	17,16	0,00	0,40	1	1,1	3,4	6,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	8,39	0,52	17,16	0,00	0,50	0,4	2,23	0,2	9,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	8,39	0,52	17,16	0,00	0,40	0,7	2,2	0,2	6,0	9555	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	8,89	0,54	12,58	0,47	0,25	1,0	0,5	3,50	6,0	12354	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	8,59	0,58	14,88	0,00	0,40	1,0	6	3	6,0	4524	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	7,29	0,58	32,16	0,56	0,2	1,0	0,5	4,0	6,8	16350	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	7,29	0,58	32,16	0,56	0,2	1,0	0,5	4,0	6,8	16350	6,0	1000	3,99	0,1

Em que: n'Manning canal: 0,65.

Tabela 11.1 – Dados de entrada evento 12/03/2013 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\Psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,4	0,319	-10	0,261
Cambissolo	30,0	0,481	-10	0,455
Argissolo	30,0	0,505	-10	0,483
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 12 – Dados após a calibração evento 20/09/2013.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$-\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	14,46	0,52	189,77	0,33	0,60	0,3	0,2	0,1	12,0	8716	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	10,89	0,50	207,67	0,40	0,6	0,5	0,2	0,1	8,0	19224	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	11,19	0,52	200,58	0,38	0,60	0,6	0	0	12,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	11,19	0,52	200,58	0,38	0,60	0,75	0,9	1,02	8,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	11,19	0,52	200,58	0,38	0,60	0,6	0	0,0	12,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	11,19	0,52	200,58	0,38	0,60	0,8	0,9	1,0	8,0	12740	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	14,82	0,54	164,21	0,36	0,40	1,0	0,5	3,50	8,0	16472	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	17,17	0,58	234,19	0,36	0,40	1,0	6	3	8,0	6032	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	10,94	0,58	194,82	0,48	0,35	1,0	0,5	4,0	9,0	21800	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	10,94	0,58	194,82	0,48	0,35	1,0	0,0	0,0	9,0	21800	6,0	1000	3,99	0,1

Em que: n'Manning canal: 0,70.

Tabela 12.1 – Dados após calibração.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-922	0,170
Cambissolo	30,0	0,481	-881	0,350
Argissolo	30,0	0,505	-821	0,370
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 13 – Dados após a calibração evento 26/10/2013.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$-\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	12,91	0,52	155,91	0,34	0,60	0,4	0,4	0,3	9,0	10895	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	21,78	0,50	288,71	0,38	0,50	0,5	0,4	0,3	6,0	24030	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	11,99	0,52	264,64	0,37	0,60	0,6	0	0	9,0	15925	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	11,99	0,52	264,64	0,37	0,50	0,75	0,4	1,02	6,0	15925	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	11,99	0,52	264,64	0,37	0,60	0,1	0,1	0,4	9,0	15925	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	11,99	0,52	264,64	0,37	0,50	0,1	0,1	0,4	6,0	15925	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	11,12	0,54	210,29	0,35	0,30	1,0	0,5	3,50	6,0	20590	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	12,52	0,58	234,19	0,36	0,30	1,0	6	5	6,0	7540	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	12,15	0,58	194,82	0,48	0,3	1,0	0,5	4,0	6,8	27250	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	12,15	0,58	194,82	0,48	0,3	1,0	0,5	4,0	6,8	27250	6,0	1000	3,99	0,1

Em que: n'Manning canal: 0,50.

Tabela 13.1 – Dados de entrada evento 26/10/2013 camada subsuperficial.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-100	0,199
Cambissolo	30,0	0,481	-100	0,409
Argissolo	30,0	0,505	-100	0,436
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509

Tabela 14 – Dados após a calibração evento 23/07/2014.

Uso e manejo do solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$	n	FV	AP	IAF	D50	Coh	Cohad	EA	RR	FP
	mm h <sup>-1</sup>	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	-	-	m	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	-	kPa	kPa	-	cm	
Tabaco SC	12,05	0,52	-88,26	0,37	0,23	0,6	0,0	0,0	4,8	6537	1,0	330	7,57	0,3
Tabaco CM	13,61	0,50	-97,51	0,44	0,16	0,8	0,7	4,1	3,2	14418	1,0	330	4,86	0,3
Soja SC	11,19	0,52	-89,54	0,41	0,23	0,6	0	0	4,8	9555	1,0	330	4,13	0,3
Soja CM	11,19	0,52	-89,54	0,41	0,10	0,75	0,7	4,1	3,2	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho SC	11,19	0,52	-89,54	0,41	0,23	0,6	0	0,0	4,8	9555	1,0	330	4,13	0,3
Milho CM	11,19	0,52	-89,54	0,41	0,20	0,8	0,7	4,1	3,2	9555	1,0	330	4,13	0,3
Pousio	14,82	0,54	128,91	0,37	0,11	1,0	0,5	3,50	3,2	12354	10,0	1000	4,17	0,3
Floresta	15,03	0,58	103,05	0,40	0,30	1,0	6	3	3,2	4524	10,0	1000	4,55	0,5
Pastagem	14,58	0,58	-97,49	0,52	0,13	1,0	0,5	4,0	3,6	16350	6,0	1000	3,99	0,1
Outros (sede)	14,58	0,58	-88,26	0,37	0,13	1,0	0,5	4,0	3,6	16350	6,0	1000	3,99	0,1

Em que: n'Manning canal: 0,10.

Tabela 14.1 – Dados após calibração.

Solo	Ksat	Pt	$\psi_m$	$\theta_i$
Neossolo	6,7	0,319	-922	0,170
Cambissolo	30,0	0,481	-881	0,350
Argissolo	30,0	0,505	-821	0,370
Área úmida	10,1	0,536	-10	0,509