

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

**SIMULAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA COM O  
MODELO LISEM EM UMA PEQUENA BACIA  
HIDROGRÁFICA RURAL**

**TESE DE DOUTORADO**

**Leandro Dalbianco**

**Santa Maria, RS, Brasil**

**2013**

# **SIMULAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA COM O MODELO LISEM EM UMA PEQUENA BACIA HIDROGRÁFICA RURAL**

**Leandro Dalbianco**

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

**Orientador: Prof. PhD. José Miguel Reichert**

**Santa Maria, RS, Brasil**

**2013**

**Universidade Federal de Santa Maria  
Centro de Ciências Rurais  
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,  
aprova a Tese de Doutorado

**SIMULAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA COM O MODELO  
LISEM EM UMA PEQUENA BACIA HIDROGRÁFICA RURAL**

elaborada por  
**Leandro Dalbianco**

como requisito parcial para obtenção do grau de  
**Doutor em Ciência do Solo**

**COMISSÃO EXAMINADORA:**

**José Miguel Reichert, PhD.  
(Presidente/Orientador)**

**Jean Paolo Gomes Minella, Dr.  
(Coorientador)**

**Rutinéia Tassi, Dra. (UFSM)**

**Toshio Nishijima, Dr. (UFSM)**

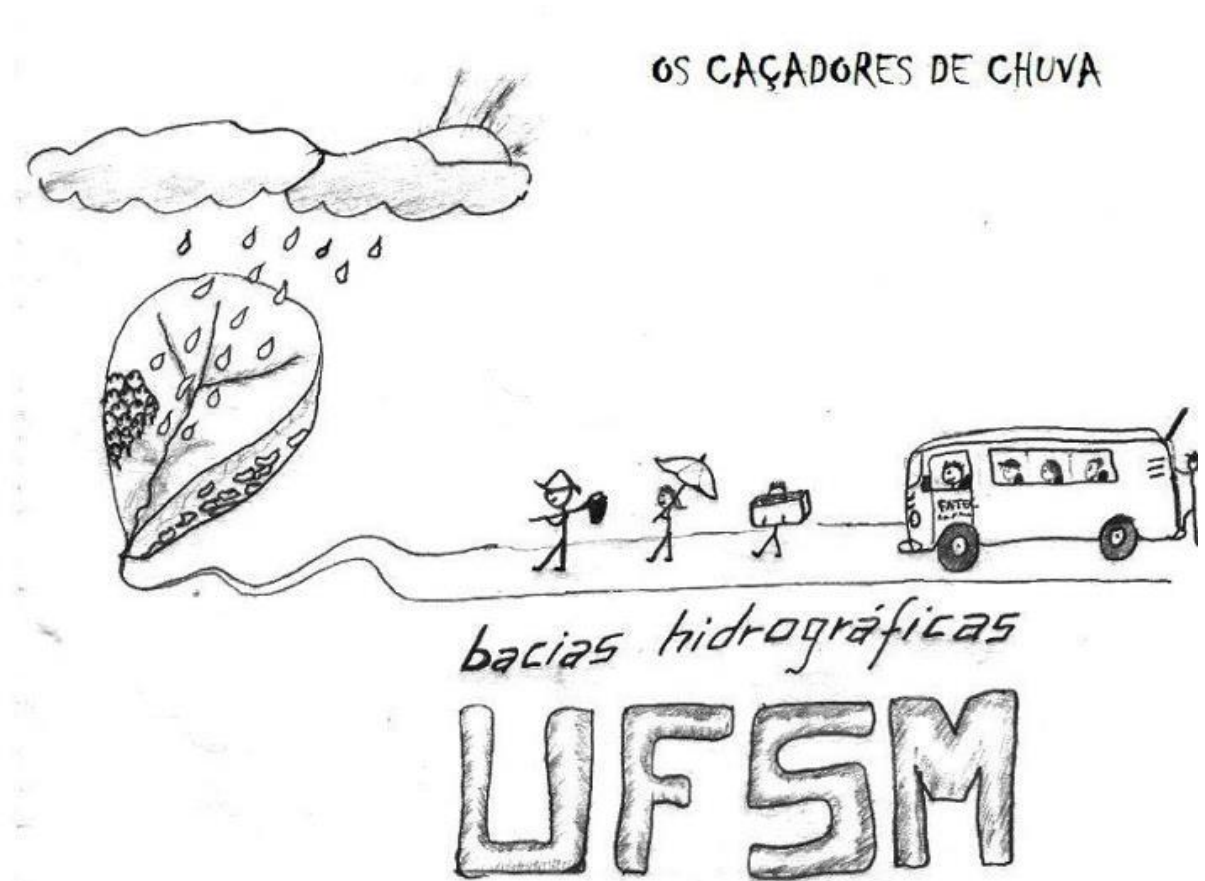
**Luis Eduardo Akiyoshi Sanches Suzuki, Dr. (UFPEL)**

**Nadia Bernardi Bonumá, Dra. (UFSC)**

Santa Maria, 28 de fevereiro de 2013.

## DEDICATÓRIA

Dedico esta tese ao grupo das bacias hidrográficas.



## **AGRADECIMENTOS**

À Universidade Federal de Santa Maria e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade de realização do Curso de Doutorado.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Sindicato Interestadual da Indústria do Tabaco (SindiTabaco) e ao Programa de Apoio a Núcleos de Excelência (PRONEX – FAPERGS/CNPq) pelo auxílio financeiro das atividades de campo.

Aos agricultores da bacia hidrográfica de Arvorezinha, pela hospitalidade.

À minha família, pelo incentivo e auxílio nos estudos e compreensão pelos longos períodos de ausência.

À minha esposa, Carina Rejane Pivetta, pelos belos momentos vivenciados em comunhão.

Ao meu orientador, professor José Miguel Reichert, pela amizade e orientação.

Ao meu coorientador, professor Jean Paolo Gomes Minella, pela amizade, prestatividade e ensinamentos.

A todos os colegas do Laboratório de Física do Solo, pela convivência e amizade, em especial ao ‘grupo das bacias’.

A todos, meu MUITO OBRIGADO!

## RESUMO

Tese de Doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo  
Universidade Federal de Santa Maria

### **SIMULAÇÃO HIDROSSEDIMENTOLÓGICA COM O MODELO LISEM EM UMA PEQUENA BACIA HIDROGRÁFICA RURAL**

**AUTOR: LEANDRO DALBIANCO**

**ORIENTADOR: JOSÉ MIGUEL REICHERT**

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 28 de fevereiro de 2013.

O monitoramento e a modelagem hidrossedimentológica têm sido utilizados como ferramentas importantes para avaliar e simular os processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas rurais, com o intuito de propor, de forma eficaz, práticas conservacionistas em locais ambientalmente frágeis. O objetivo desta pesquisa foi avaliar o desempenho de um modelo hidrológico de base física (LISEM – Limburg Soil Erosion Model) em quantificar o escoamento superficial e o processo erosivo em uma bacia hidrográfica rural com grande variabilidade espacial (no sentido horizontal e vertical) das características físico-hídricas de solo. A bacia hidrográfica possui 1,19 km<sup>2</sup> e está situada na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Os solos são caracterizados pela redução do fluxo de água na direção vertical do perfil de solo – seja pela pequena espessura (Neossolos e Cambissolos) ou pelo gradiente textural entre horizontes (Argissolos) – e estão associados às variações do relevo, que é ondulado na fração superior e montanhoso na fração inferior da bacia. O uso do solo predominante é o cultivo do tabaco (*Nicotiana tabacum* L.), em que a camada superficial do solo é revolvida para a construção de camalhões. Na primeira etapa do estudo, cinco encostas da bacia utilizadas para o cultivo do tabaco foram amostradas para caracterização das propriedades físico-hídricas em diferentes pontos do relevo (topo, meia encosta e várzea) e em quatro camadas de solo (0,00 a 0,04, 0,20 a 0,24, 0,40 a 0,44 e 0,60 a 0,64 m). Também foram realizados ensaios de campo para determinação da taxa de infiltração básica nas encostas e, ainda, foram construídas equações para estimativa da condutividade hidráulica saturada em cada camada de solo amostrada. Na segunda etapa, o modelo LISEM foi calibrado para representar o hidrograma e o sedimentograma de 20 eventos monitorados no exutório da bacia entre no período de 2009 a 2012. Os resultados da primeira etapa comprovam que há variabilidade horizontal e vertical das propriedades físico-hídricas nas encostas, sendo que a meia encosta apresenta maior condutividade hidráulica saturada devido à textura mais grosseira neste local. Tanto a condutividade hidráulica quanto a taxa de infiltração básica foram eficazes em identificar a variabilidade horizontal do fluxo de água nas encostas. A condutividade hidráulica saturada pode ser estimada com boa precisão quando são usadas variáveis das camadas subsuperficiais do solo como, por exemplo, o teor de areia total. Os resultados da segunda etapa do estudo revelaram que o LISEM apresentou bom desempenho na modelagem do hidrograma. No entanto, não foi possível a representação do sedimentograma, sendo que houve superestimativa da produção de sedimentos. As equações do modelo relacionadas com o processo erosivo não representam a dinâmica que ocorre nesta bacia hidrográfica.

**Palavras-chave:** Variabilidade espacial. Condutividade hidráulica saturada. Modelo hidrológico de base física.

## ABSTRACT

Doctorate Course Thesis  
Graduate Program in Soil Science  
Federal University of Santa Maria

### **HIDROSEDIMENTOLOGICAL SIMULATION WITH LISEM MODEL IN A SMALL RURAL CATCHMENT**

**AUTHOR: LEANDRO DALBIANCO**

**ADVISER: JOSÉ MIGUEL REICHERT**

Defense Place and Date: Santa Maria, February 28nd, 2013.

Hydro-sedimentological monitoring and modeling have been used as important tools to evaluate and simulate the hydro-sedimentological processes in rural watersheds, in order to effectively propose conservation practices in environmentally sensitive locations. The objective of this research was to evaluate the performance of a physically based hydrological model (LISEM - Limburg Soil Erosion Model) in quantifying runoff and erosion in a rural catchment with high spatial variability (horizontally and vertically) physical and hydrological characteristics of the soil. The catchment has an area of 1.19 km<sup>2</sup> and is situated in the northeastern region of the Rio Grande do Sul state, Brazil. Soils are characterized by reduction of water flow in the vertical soil profile – either by the small thickness (Entisols and Inceptisols) or textural gradient between horizons (Ultisols) - and are associated with variations of relief, which is composed of soft hills in the top section and mountainous in the bottom section of the catchment. The predominant land use is tobacco farming (*Nicotiana tabacum* L.), where the surface layer of the soil is tilled to form ridges. In the first stage of the study, five slopes of the basin used for tobacco cultivation were sampled to characterize the physical and hydraulic properties at different points in the relief (top, middle slope and lowland) and four soil layers (0.00 to 0.04, from 0.20 to 0.24, from 0.40 to 0.44 and from 0.60 to 0.64 m). Field trials were also conducted to determine the infiltration rate on the slopes, and equations were also established to estimate the saturated hydraulic conductivity in each layer of soil sampled. In the second step, the LISEM model was calibrated to represent the hydrograph and sedimentograph of 20 rainfall events monitored in the river mouth from 2009 to 2012. The results of the first stage show that there is horizontal and vertical variability of physical and hydraulic properties on the slopes, being that the hillsides have a higher saturated hydraulic conductivity due to its coarser texture. Both the hydraulic conductivity and the infiltration rate were effective in identifying the horizontal variability of water flow on the slopes. The hydraulic conductivity can be estimated with good accuracy when variables from subsoil layers, for example, the total sand content, are used. The results of the second stage of the study revealed that the LISEM had a good performance in modeling the hydrograph. However, it was not possible to represent the sedimentograph, and there was an overestimate in sediment production. The model's equations related to erosion do not represent the dynamics that occur in this catchment.

**Key words:** Spatial variability. Saturated hydraulic conductivity. Physically based hydrologic model.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>8</b>
1.1 Hipótese .....	11
1.2 Objetivo geral.....	11
1.3 Objetivos específicos.....	11
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>12</b>
2.1 Métodos para determinação da condutividade hidráulica saturada .....	12
2.2 Estimativa da condutividade hidráulica saturada.....	13
2.3 Ciclo da água e processos hidrológicos .....	14
2.4 Classificação dos modelos .....	16
2.5 Modelos hidrossedimentológicos .....	18
2.6 Descrição do modelo LISEM .....	21
2.7 Processos incorporados ao modelo LISEM.....	24
2.8 Dados de entrada e saída do modelo LISEM .....	33
2.8.1 Dados de entrada .....	33
2.8.2 Dados de saída.....	38
2.9 Estudos realizados na bacia hidrográfica em Arvorezinha .....	40
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>42</b>
3.1 Local de estudo.....	42
3.2 Caracterização físico-hídrica dos solos.....	44
3.2.1 Escolha das encostas.....	44
3.2.2 Ensaios de infiltração de água .....	44
3.2.3 Coleta de amostras de solo e determinação das propriedades físico-hídricas .....	46
3.3 Análise estatística entre camadas e entre pontos amostrados nas encostas .....	47
3.4 Equações para estimativa da condutividade hidráulica saturada .....	47
3.5 Monitoramento hidrossedimentométrico .....	48
3.6 Utilização do modelo LISEM.....	49
3.6.1 Obtenção de dados de entrada do modelo .....	50
3.6.1.1 Edição dos mapas de direção de fluxo e declividade das linhas de drenagem .....	51
3.6.2 Seleção de eventos e calibração do modelo.....	53
3.7 Análise estatística dos resultados do modelo LISEM.....	55
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>56</b>
4.1 Caracterização físico-hídrica das encostas.....	56
4.2 Relação entre condutividade hidráulica saturada e taxa de infiltração básica .....	64
4.3 Estimativa da condutividade hidráulica saturada.....	65
4.4 Modelagem hidrossedimentológica .....	66
4.4.1 Calibração do hidrograma .....	66
4.4.2 Calibração do sedimentograma .....	73
<b>5 CONCLUSÃO</b> .....	<b>78</b>
<b>6 RECOMENDAÇÕES PARA ESTUDOS FUTUROS</b> .....	<b>80</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>81</b>



## 1 INTRODUÇÃO

O uso e a ocupação do solo em áreas hidrologicamente frágeis e a ocorrência de eventos extremos de precipitação pluvial tem provocado a ocorrência de enxurradas e a intensificação do processo erosivo, o que resulta em grandes impactos ambientais e socioeconômicos (GRAAF, 1996; TUCCI, 1998). Dentre os principais impactos estão enchentes, secas e estiagens, deslizamentos de terra, destruição de moradias, estradas e pontes, além da redução de produtividade agrícola, os quais desafiam a comunidade científica a buscar soluções por meio da pesquisa.

Em áreas agrícolas, o processo erosivo gera dois grandes problemas (SILVA et al., 2007): (i) no próprio local, pela remoção da camada fértil do solo; e (ii) fora do local, devido ao transporte e deposição do sedimento na rede de drenagem, o que intensifica o processo de assoreamento de rios e reservatórios, além da eutrofização pelo excesso de nutrientes, principalmente fósforo e nitrogênio, nos corpos hídricos.

A conversão de áreas florestadas em áreas agrícolas acelera a erosão do solo devido à remoção da cobertura original para a implantação das espécies cultivadas. O uso e o manejo do solo em desacordo com a aptidão agrícola, e o uso intensivo de terras marginais são outros fatores que agravam o processo erosivo (GRAAF, 1996). As condições da superfície do solo, além da intensidade da chuva e do tipo de solo, influenciam o processo de infiltração da água no solo (GUERRA, 2005) e, portanto, possuem relação direta com o escoamento superficial e o processo erosivo. A caracterização da dinâmica da água no solo é essencial para identificar locais que apresentam impedimento ao fluxo de água, o que facilita a aplicação de ferramentas corretivas e preventivas do processo erosivo.

Os modelos hidrológicos de base física são ferramentas importantes para identificar os locais onde estão ocorrendo degradação dos recursos naturais. Esses modelos requerem grande quantidade de dados de entrada, em especial as informações relacionadas às propriedades físico-hídricas do solo. Contudo, devido à variabilidade espacial dos solos, as propriedades do solo tornam-se de difícil amostragem e medição, principalmente a obtenção da condutividade hidráulica saturada ( $K_{sat}$ ) em áreas pedregosas. Além disso, a coleta de amostras de solo para caracterização físico-hídrica é realizada com o uso de anéis metálicos e este procedimento, se não for realizado com cuidado, pode causar perturbação na estrutura do solo, rompendo a continuidade de poros.

Para diminuir o efeito de erro nas determinações dos parâmetros de solo, torna-se importante o uso de metodologias que não comprometam a qualidade das amostras e que sejam representativas da condição natural do sistema, sendo este o caso dos ensaios realizados com os anéis concêntricos que avaliam a taxa de infiltração de água no solo (FIORIN, 2008). Nestes ensaios, a taxa de infiltração é alta no início e decresce gradualmente com o aumento do conteúdo de água do solo. Ao final do ensaio, quando o solo está saturado, a taxa de infiltração atinge um valor mínimo e constante, conhecido como taxa de infiltração básica (TIB), tendo forte relação com a condutividade hidráulica saturada medida em laboratório. Deste modo, a TIB representa as taxas reais de infiltração de água no solo e determina a intensidade do escoamento superficial e dos processos erosivos dos solos, o que pode desencadear uma série de danos ambientais e socioeconômicos.

A TIB depende das propriedades do solo, como textura, estrutura, tamanho e disposição do espaço poroso, manejo do solo e mineralogia. Entretanto, a variabilidade espacial da TIB exige amostragem que englobe tais variações das áreas dos sistemas com diferentes comportamentos hidrológicos, ou seja, regiões próximas e distantes da rede de drenagem, devido à presença das áreas de afluência variável.

Por isso, uma análise espacial em áreas de maior representatividade, como as encostas, se faz necessária para a compreensão dos fatores envolvidos no desencadeamento dos processos hidrológicos, desde o topo até a várzea das encostas. Não obstante, para diminuir os esforços operacionais, como o tempo e os custos em relação às determinações de propriedades físico-hídricas, é possível a utilização de funções de pedotransferência para estimativa de variáveis de solo como a condutividade hidráulica saturada.

Entre os diversos modelos hidrológicos, o LISEM (Limburg Soil Erosion Model) tem sido utilizado com frequência em estudos relacionados ao processo erosivo e de formação do escoamento superficial de forma distribuída no espaço, tendo por objetivo simular os impactos das atividades antrópicas sobre os recursos naturais. O LISEM é um modelo de base física que simula a geração do escoamento superficial e o processo erosivo durante e logo após eventos pluviométricos, em bacias hidrográficas de 10 a 300 ha (DE ROO e JETTEN, 1999). O modelo foi desenvolvido na província de Limburg na Holanda e vem sendo aplicado em Países como China, Espanha, França, Alemanha, Bélgica, Noruega, África do Sul, Quênia, Etiópia, Tanzânia, Costa do Marfim, Gana, Burkina Faso, Estados Unidos e na própria Holanda.

No Brasil, poucos estudos foram realizados no intuito de calibrar e validar o modelo para utilização em bacias hidrográficas. Em Minas Gerais, Gomes et al. (2008) tiveram sucesso na calibração do modelo e vários cenários de uso do solo puderam ser simulados. Já no Rio Grande do Sul, o modelo LISEM tem sido usado em bacias hidrográficas rurais e florestais. O estudo de Rodrigues (2011) foi realizado em duas bacias florestais embutidas em Eldorado do Sul, RS. A autora calibrou o modelo LISEM para seis eventos monitorados no ano de 2011 e relatou dificuldades em simular a forma do hidrograma para áreas florestais, enquanto que a vazão máxima e o volume total escoado durante o evento apresentaram resultados satisfatórios.

A bacia hidrográfica rural situada no município de Arvorezinha, a qual é objeto deste estudo, vem sendo monitorada desde 2001 e o modelo LISEM foi utilizado nos trabalhos realizados por Moro (2011) e Barros (2012). Moro (2011) calibrou o modelo para 10 eventos monitorados entre os anos de 2002 e 2007 e verificou que os resultados reproduziram adequadamente os processos hidrológicos, entretanto ocorreu superestimativa da produção de sedimentos. Uma possível limitação na calibração dos eventos pode estar relacionada às características do perfil do solo utilizadas para a calibração, que foi considerado por Moro (2011) como sendo homogêneo desde a superfície até a rocha, o que levou à utilização do modelo de Green-Ampt para a estimativa da infiltração de água para uma camada.

No estudo de Barros (2012), o modelo LISEM teve um bom desempenho na modelagem dos processos de formação do escoamento superficial de 10 eventos ocorridos entre os anos de 2010 e 2011, devido às melhorias efetuadas no conjunto de dados de entrada do modelo. Entre as melhorias, cita-se a elaboração de mapa de solos com maior detalhamento, construção de um mapa com a variabilidade espacial da rugosidade aleatória do solo, e a caracterização da camada subsuperficial do solo, o que possibilitou a utilização do modelo Green-Ampt para duas camadas e melhor representatividade da variabilidade vertical da dinâmica da água no solo. No entanto, o estudo não calibrou o modelo para o sedimentograma.

## **1.1 Hipótese**

A caracterização físico-hídrica ao longo de encostas de uma bacia hidrográfica é capaz de identificar a variabilidade vertical e horizontal das propriedades do solo. A representação dessa dinâmica espacial nos mapas-base de um modelo hidrológico de base física, como o LISEM, permite a obtenção de melhorias no desempenho da simulação do escoamento superficial e da produção de sedimentos da bacia hidrográfica.

## **1.2 Objetivo geral**

Avaliar o desempenho de um modelo de base física e distribuído em representar os processos hidrossedimentológicos em uma bacia hidrográfica rural, com base em um intenso monitoramento hidrossedimentométrico e na caracterização da variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas do solo.

## **1.3 Objetivos específicos**

1. Manter a ampliação do banco de dados com variáveis hidrológicas e sedimentológicas por meio do monitoramento contínuo da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão no exutório da bacia hidrográfica;
2. Caracterizar a variabilidade horizontal e vertical das propriedades físico-hídricas do solo em cinco encostas da bacia hidrográfica para parametrização do modelo LISEM;
3. Estabelecer a relação entre os valores de condutividade hidráulica saturada e taxa de infiltração básica;
4. Propor equações para estimativa da condutividade hidráulica saturada com base em propriedades de solo comumente encontradas em bancos de dados; e
5. Utilizar o banco de dados para calibrar o modelo LISEM para a representação do escoamento superficial e do processo erosivo na bacia hidrográfica.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Métodos para determinação da condutividade hidráulica saturada

A determinação da condutividade hidráulica saturada pode ser realizada a campo ou em laboratório. No laboratório, se tem melhores condições de controle (saturação, nível de tensões efetivas, carga hidráulica e direção de fluxo), menor custo e tempo do ensaio, além de permitir medidas de anisotropia hidráulica, o que não é possível nos ensaios de campo. No entanto, as determinações de laboratório utilizam amostras representativas muito pequenas, o que dificulta a manutenção da estrutura do solo (CARVALHO, 2002). Muitas vezes, existem variações entre as determinações de laboratório e de campo, causadas principalmente por problemas de amostragem (DOURADO, 2003). Ao realizar as determinações a campo, obtém-se uma aproximação das condições reais, pois há pouca alteração da estrutura do solo. Estudos comparando diferentes metodologias de determinação da  $K_{sat}$  mostram diferenças significativas entre os valores obtidos, devido a limitações experimentais ou matemáticas assumidas pelos métodos (CARVALHO, 2002).

De forma geral, os métodos para determinação da condutividade hidráulica estão divididos em métodos de laboratório e métodos de campo. Dentre os métodos de laboratório, pode-se citar: permeâmetros de parede rígida ou de parede flexível, de carga constante ou variável. Com relação aos métodos de campo, destacam-se os métodos de poços e furos de sondagem, testes de bombeamento, perfil instantâneo, infiltrômetro de anel duplo, permeâmetro a disco e permeâmetro de Guelph (MONTENEGRO; MONTENEGRO, 2004). Silva e Libardi (2000) comentam que perturbações na superfície do solo podem afetar os valores da condutividade hidráulica e proporcionar resultados que não condizem com o solo estudado. Desta forma, é claramente desejável que os métodos e as técnicas utilizadas para quantificar essas propriedades não provoquem perturbações adicionais no próprio solo e que forneçam valores representativos e de precisão adequada.

A escolha do método depende de fatores tais como disponibilidade de equipamentos, natureza do solo, tipo de amostra disponível, faixa de tensão a ser estudada e objetivo das determinações (MELO FILHO, 2002).

Segundo Melo Filho (2002), além dos métodos de campo e de laboratório, a condutividade hidráulica pode ser quantificada por métodos indiretos a partir de outras propriedades do meio poroso de mais fácil determinação, como a textura do solo e a curva de retenção de água.

## **2.2 Estimativa da condutividade hidráulica saturada**

Quando o solo está saturado, o valor de condutividade hidráulica é máximo, sendo chamado de condutividade hidráulica saturada ( $K_{sat}$ ) (REICHARDT, 1990). A condutividade hidráulica saturada é uma das propriedades de maior relevância para estudos de movimento de água e solutos no solo (MESQUITA; MORAES, 2004), pois representa a facilidade com que o solo transmite água (LIBARDI, 1995) e determina o volume de água proveniente da precipitação pluviométrica que infiltrará no solo.

A infiltração de água no solo está diretamente relacionada com a condutividade hidráulica por meio da equação de Darcy (DARCY, 1856). Como muitos projetos não possuem tempo e orçamento suficiente para medições em campo e em laboratório da condutividade hidráulica saturada, essa informação é obtida por meio de estimativas a partir de propriedades simples do solo geralmente determinadas nos levantamentos de caracterização das áreas de estudo.

Conforme Klute (1965), a  $K_{sat}$  pode fornecer informações indiretas sobre a estrutura e estabilidade estrutural de agregados do solo, pois é influenciada por atributos físicos que controlam a proporção entre as fases sólida, líquida e gasosa do solo. Segundo Scherpinski (2003), a  $K_{sat}$  está diretamente ligada ao tamanho, volume e distribuição dos poros do solo e varia para os diferentes tipos de solo existentes.

A construção de funções de pedotransferência para a  $K_{sat}$  se embasa naquelas propriedades físico-hídricas do solo que apresentam alguma relação com a  $K_{sat}$ . Dados de levantamentos de solos prontamente disponíveis podem ser usados, tais como distribuição de tamanho de partículas, densidade do solo e conteúdo de matéria orgânica (RAWLS; BRAKENSIEK, 1983a; VEREecken et al., 1989, 1990; VAN GENUCHTEN et al., 1992).

### 2.3 Ciclo da água e processos hidrológicos

Os modelos hidrológicos apresentam estreita relação com o ciclo hidrológico. Dessa forma, é necessário o entendimento dos componentes do ciclo hidrológico para compreender os modelos. Uma descrição mais aprofundada sobre o ciclo hidrológico pode ser encontrada em Tucci (1993). Neste item, os processos hidrológicos serão abordados de forma superficial para dar uma ideia da sequência em que eles ocorrem.

O ciclo hidrológico tem início com a energia solar que, associada à gravidade e à rotação terrestre, impulsiona o movimento da água entre a superfície terrestre e a atmosfera. A evaporação da água da superfície do mar e da superfície terrestre depende da energia do sol. Na atmosfera, por meio da circulação dinâmica e não linear, o vapor d'água se espalha por todos os continentes e precipita – sob o efeito da gravidade – na forma de chuva e neve sobre a superfície terrestre e marítima.

Dessa forma, dois grandes sistemas estão envolvidos: o sistema terrestre e o atmosférico. No sistema terrestre, tem-se a superfície coberta pelos mares, com fluxo negativo no sentido vertical (maior evaporação que precipitação), e a superfície continental, que tem fluxo positivo (precipitação maior que a evaporação), o que origina as vazões dos rios em direção aos oceanos.

O estudo de bacias hidrográficas está relacionado com o sistema terrestre, onde se têm duas direções de fluxo de água, que é a vertical e a longitudinal. A vertical é representada pelos processos de precipitação, evapotranspiração, umidade e fluxo no solo, ao passo que a direção longitudinal compreende o escoamento superficial e subterrâneo.

Os processos verticais inicialmente controlam o balanço de volumes da bacia. O tipo de superfície existente no solo vai determinar quanto da radiação solar chega até o solo e quanto é refletida pelo mesmo na forma de ondas longas (albedo). A vegetação influi também na quantidade da precipitação que chega ao solo. Quando toda a água retida nas folhagens é evaporada, as plantas passam a retirar água do solo por meio das raízes e perder para o ambiente (transpiração).

Toda a precipitação que não é interceptada pelas plantas chega ao solo, podendo ser infiltrada no perfil do solo ou então ser transformada em escoamento superficial. A capacidade da água infiltrar no solo depende da umidade inicial, das características do solo e da sua cobertura. Daquela água que infiltra, parte pode ser perdida por escoamento

subsuperficial e parte por percolação profunda, que tem a função de manutenção do fluxo de base de rios e fontes de abastecimento. A água que é percolada até os aquíferos é responsável por manter a penenização dos rios em períodos de longa estiagem.

Dessa forma, verifica-se que existem duas camadas distintas de solo abaixo da superfície terrestre: uma camada não saturada, onde ocorre infiltração e percolação, e outra camada saturada onde ocorrem armazenamento e escoamento, dependendo de vários fatores físicos. Quanto ao escoamento, tem aquele que é dito Hortoniano, em que o excesso de água gera escoamento superficial; e aquele não Hortoniano, que o comportamento do solo é considerado diferente para áreas próximas e distantes da rede de drenagem (MEDIONDO; TUCCI, 1997). O escoamento não Hortoniano prevê a presença de uma área de afluência variável de umidade, que faz com que o solo mais próximo da rede de drenagem tenha maior umidade.

A evaporação da água ocorre em barragens, lagos e rios. Fora isso, toda a água que chega até a rede de drenagem destina-se ao oceano. Neste local, da mesma forma que no continente, a água sofre o processo de evaporação para a atmosfera, fenômeno que fecha o ciclo hidrológico acima descrito. Os processos hidrológicos acima descritos são representados de forma simplificada na Figura 1.

A produção de sedimentos depende fundamentalmente do ciclo da água na bacia hidrográfica. Desta forma, a vertente – produtora de água – também vai ser produtora de sedimentos, e a rede de drenagem será a transportadora tanto de água como de sedimentos. Para representar os processos envolvidos no ciclo hidrológico são elaborados vários modelos hidrológicos, cada um com suas pressuposições. Segundo Barth et al. (1987), modelo é uma representação do comportamento de um sistema natural possível de ser expresso através de equações matemáticas e que, dada à versatilidade que possui, pode-se facilmente modificar a sua lógica, obtendo-se resultados de diferentes situações de um mesmo sistema ou de diferentes sistemas. Segundo Maidment (1993), na área dos recursos naturais, o modelo hidrológico representa matematicamente o fluxo de água e seus constituintes sobre a superfície ou subsuperfície terrestre.



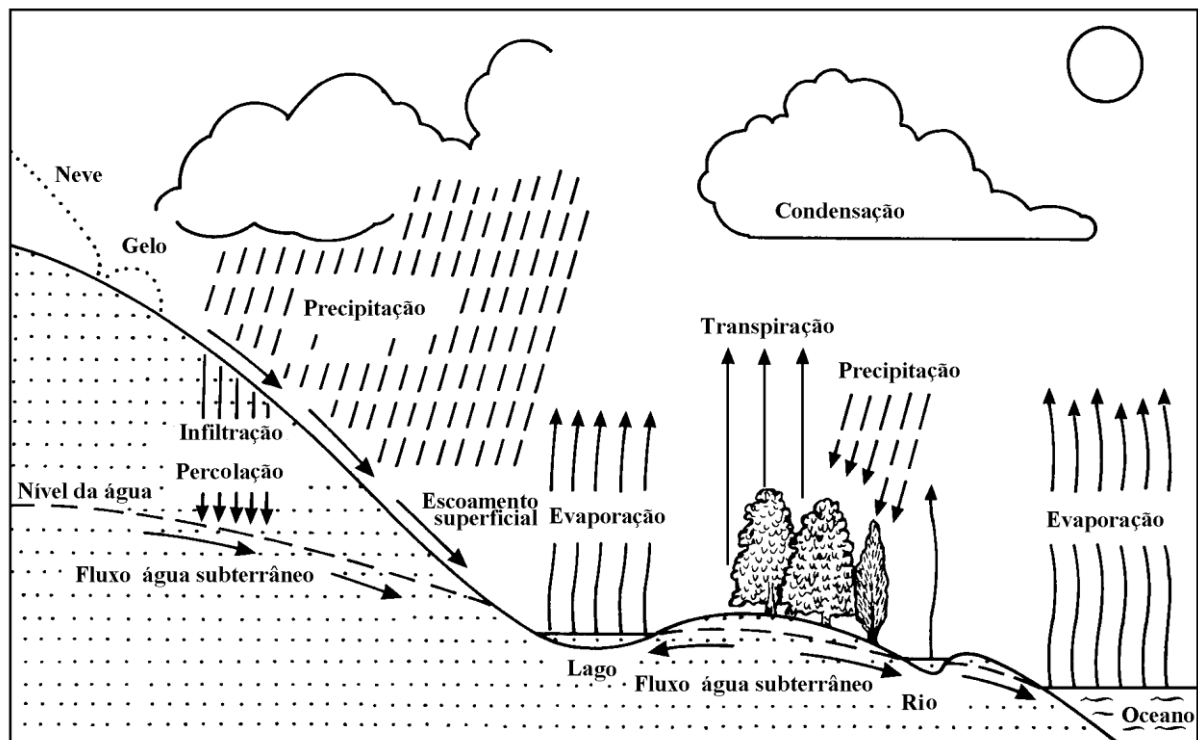


Figura 1 – Representação esquemática dos processos hidrológicos terrestres.

## 2.4 Classificação dos modelos

Existem vários aspectos para a classificação dos modelos matemáticos. De acordo com Tucci (1998), os modelos podem ser classificados como:

- Concentrado ou Distribuído: o modelo é dito concentrado quando não leva em consideração a variabilidade espacial dos processos hidrológicos, enquanto que o modelo distribuído permite a variabilidade espacial e temporal de suas variáveis e parâmetros;
- Estocástico ou Determinístico: para o modelo ser estocástico, pelo menos uma das variáveis envolvidas tem comportamento aleatório, que segue os conceitos de probabilidade. Caso contrário, o modelo é determinístico. Algumas exceções podem existir. O modelo pode ser determinístico mesmo tendo uma variável de entrada aleatória. Isso pode acontecer quando cada valor de entrada gera um único valor de saída.
- Conceitual ou Empírico: os modelos conceituais levam em consideração os conceitos físicos relacionados aos processos hidrológicos. Já os modelos empíricos utilizam funções

que não tenham relação com os processos físicos envolvidos e são baseados em análises estatísticas, como métodos de correlação e análise de regressão.

Os modelos conceituais podem ser subclassificados em semiconceituais e físicos. Os semiconceituais estão relacionados às características do processo, embora mantenham razoável empirismo nos parâmetros das equações envolvidas, enquanto que os modelos físicos utilizam as principais equações diferenciais do sistema físico, para representar os processos, e os seus parâmetros são aqueles que mais se aproximam da física do sistema. Dessa forma, as mudanças das características das bacias podem alterar os valores dos parâmetros, os quais podem ser avaliados através de medidas de campo. Portanto, modelos de base física possuem a vantagem de poderem ser aplicados em bacias hidrográficas que não possuem dados observados.

Os modelos empíricos utilizam funções matemáticas ou advindas de ajustes estatísticos visando à melhor representação da saída com base na entrada. As principais dificuldades encontradas no uso desses modelos têm sido o empirismo dos parâmetros e as incertezas quanto aos prognósticos da faixa de ajuste.

Os modelos distribuídos permitem analisar com melhor embasamento as modificações naturais ou antrópicas nas bacias hidrográficas, o que é praticamente inviável com os modelos concentrados, devido ao excesso de empirismo e da característica concentrada da sua formulação.

As vantagens dos modelos de base física e perante os modelos empíricos e semiconceituais são: a técnica de modelagem é baseada na física dos processos, os parâmetros possuem significado físico, a bacia é considerada um sistema espacialmente variável com entradas variáveis e parâmetros mensuráveis, possibilidade da extrapolação para áreas hidrologicamente homogêneas não observadas, aplicabilidade onde existem variações na topografia, uso de solo, cobertura vegetal e clima, consideração de áreas mais complexas, e melhor precisão na modelagem dos eventos individuais.

As equações básicas para representar os processos hidrológicos são as leis básicas da física tais como o princípio da conservação da massa, energia e quantidade de movimento. No passado, a impossibilidade de representar o comportamento dos processos como eles ocorriam na prática, como também a limitação em termos computacionais de calcular, em três dimensões, a variabilidade do sistema eram alguns dos fatores que limitavam o desenvolvimento dos modelos distribuídos de base física. Porém, com o advento de novas

tecnologias computacionais, as limitações computacionais são quase inexistentes, logo, esses modelos se tornaram cada vez mais utilizados.

Frequentemente têm sido observadas algumas desvantagens dos modelos de base física (BEVEN, 1989), como a restrição na aplicação deste modelo relacionado com o problema de escala, calibração, validação e incertezas inerentes aos valores dos parâmetros e da saída fornecida, além de que a necessidade de calibração dos parâmetros e as suposições utilizadas para resolver o sistema de equações geram alguns erros difíceis de serem eliminados.

Apesar disso, os modelos de base física estão sendo bastante utilizados em função do melhor entendimento dos processos hidrossedimentológicos e por poderem representar com uma maior proximidade o desenvolvimento do ciclo hidrossedimentológico. A consideração da variação espacial da bacia e espaço-temporal da precipitação faz com que os mesmos possam ser utilizados para a análise dos impactos causados pelo uso da terra sobre os processos erosivos. O significado físico dos parâmetros permite analisar a variação do comportamento do sistema devido à variação em algum componente do mesmo.

## **2.5 Modelos hidrossedimentológicos**

São vários os modelos de base física que possuem aplicação na modelagem hidrológica. A seguir serão feitas algumas considerações sobre potencialidades e limitações de alguns deles.

O modelo WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) (NEARING et al., 1989) – distribuído e de base física – é capaz de simular clima, desenvolvimento de plantas e decomposição de resíduos, manejo, infiltração, balanço hídrico, escoamento superficial, perdas de solo, deposição e entrega de sedimentos para diferentes intervalos de tempo (FLANAGAN; NEARING, 1995). Para facilitar o trabalho com os dados no WEPP, uma interface gráfica foi desenvolvida, chamada de GeoWEPP (RENSCHLER, 2003), que tem a vantagem de permitir que o usuário processe o modelo de elevação digital, ortofotos, levantamentos de solo e mapas de uso do solo.

O modelo LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) (DE ROO et al., 1996a) é de base física e simula o transporte de sedimentos e os aspectos hidrológicos durante e imediatamente

após um único evento de chuva em pequenas bacias. O modelo tem sido usado em bacias entre 10 a 300 ha. O LISEM é construído para simular os efeitos do uso do solo e medidas de conservação. Os processos básicos incorporados ao modelo são escoamento superficial, interceptação, depósito em microdepressões, infiltração e movimento vertical da água no solo. Este modelo físico é totalmente integrado com um sistema de informações geográficas. Como desvantagem, Jetten (2002) relata que o LISEM tem sido usado até agora somente em pequenas bacias.

O modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (ARNOLD et al., 1994) é um modelo empírico, de simulação contínua e foi desenvolvido para prever o impacto da gestão da água, sedimento e produtos químicos da agricultura na escala de bacia. Os principais componentes do modelo são clima, hidrologia, temperatura e propriedades do solo, desenvolvimento de plantas, nutrientes, pesticidas, bactérias e patógenos, e o manejo do solo. Uma extensão ArcGIS-ArcView, chamada de ArcSWAT, foi criada para o modelo SWAT.

Segundo Beskow et al. (2009), os três modelos discutidos acima têm as seguintes desvantagens: (a) necessitam extenso banco de dados de entrada e muitos parâmetros de calibração; (b) requerem análises laboratoriais complexas ou difíceis e gastos com coletas de dados no campo, os quais podem ser inviáveis para uso em muitos países em desenvolvimento; e (c) apesar de ter alguns parâmetros de calibração, os modelos (exceto SWAT) não têm um método de otimização embutido no software. Alguns potenciais desses modelos podem ser enfatizados: são modelos de base física, os processos básicos são incorporados; leva em conta a variabilidade espacial das entradas e saídas, assim representam melhor as reais condições.

Além desses modelos, existem outros vários. O ANSWERS (*Area Non-Point Source Watershed Environmental Response Simulation*) (BEASLEY et al., 1980) é um modelo de base física e distribuído, baseado em eventos, que foi desenvolvido para simular a ação da agricultura como uso principal em bacias hidrográficas.

O AGNPS (*Agricultural Non-Point Source Pollution Model*) (YOUNG et al., 1989) é um conjunto de programas e modelos de base empírica que se baseiam em eventos para simular o escoamento superficial e o transporte de sedimentos e nutrientes em bacias hidrográficas agrícolas. Esses modelos foram desenvolvidos para prever o impacto da agricultura na qualidade das águas superficiais e subterrâneas.

O modelo WESP (*Watershed Erosion Simulation Program*) (LOPES, 1987) é um modelo físico, distribuído e simula eventos de chuva. É capaz de prever mudança de topografia, rugosidade da superfície, propriedades do solo e geometria dos canais de fluxo. Os fluxos no solo e nos canais são considerados unidimensionais e descritos por aproximações de ondas cinemáticas. A oscilação e variação espacial dos processos de erosão e deposição na superfície e fluxo nos canais são consideradas dinamicamente como um processo simultâneo e a rede de erosão e deposição são obtidos pelo balanço de massa. O modelo WESP tem três grandes componentes: um componente hidrológico que processa a entrada de histogramas de chuva; o componente de escoamento superficial (erosão); e o componente de depósito.

O KINEROS (*Kinematic Runoff and Erosion Model*) é um modelo físico para eventos e descreve os processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão em pequenas bacias urbanas e rurais. A bacia é representada por uma cascata de planos e canais. Este modelo pode ser usado para determinar os efeitos, no hidrograma e no sedimentograma de uma seção qualquer, de possíveis mudanças nas características da bacia, tais como: urbanização de uma área, construção de reservatórios, desmatamento, dentre outros. O KINEROS2 (SMITH et al., 1995) é uma versão melhorada do modelo KINEROS, e traz como diferencial a redistribuição da umidade do solo durante a chuva e a capacidade de comportar mais de um pluviógrafo.

O modelo EUROSEM (*European Soil Erosion Model*) (MORGAN et al., 1998) possui uma estrutura modular que simula o transporte de sedimentos pela água gerada por uma série de superfícies planas uniformes interligadas. Cada módulo representa um processo físico (interceptação, evaporação, etc.) através de uma série de equações matemáticas. Este modelo simula exclusivamente eventos unitários de chuva durante tempos curtos (1 minuto) e é aplicada a escala de resolução. Um dos problemas associados a modelos baseados na representação física é o elevado número de parâmetros e variáveis exigidas. O EUROSEM requer um número superior a 30 parâmetros para cada elemento espacial a ser modelado. Outro problema é a escala temporal (minutos) adotada, o que exige um número significativo de informações climáticas.

O modelo TOPMODEL (BEVEN; FREER, 2001) é baseado fundamentalmente nas características topográficas da bacia hidrográfica, buscando reproduzir o comportamento hidrológico considerando as variáveis condicionantes de forma distribuída. Seu uso tem sido bastante difundido, principalmente devido à sua habilidade de considerar informação

distribuída na bacia em uma estrutura relativamente simples, além da utilização de poucos parâmetros de calibração.

A utilização de modelos hidrológicos envolve a escolha do modelo, a seleção e análise dos dados necessários, ajuste e verificação dos parâmetros, definição de cenários de aplicação, prognóstico e a estimativa das incertezas dos resultados. A escolha de um modelo deve levar em conta os objetivos do estudo, as características da bacia e do rio, a disponibilidade de dados, e a familiaridade com o modelo (TUCCI, 1998).

## 2.6 Descrição do modelo LISEM

O modelo LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) foi desenvolvido na província de Limburg (Holanda) e tem sido aplicado na própria Holanda e em países como Alemanha, Austrália, África do Sul, China e França, entre outros. São poucos os registros de sua aplicação no Brasil. Como neste estudo, o LISEM foi elaborado considerando várias escalas, como encostas, sub-bacias e a bacia hidrográfica. É apropriado para pequenas bacias (10 a 300 ha), considera os conceitos de física do solo e trabalha com dados na escala espacial e temporal.

O modelo LISEM auxilia no planejamento e avaliação de técnicas de conservação aplicadas em bacias hidrográficas, sendo possível elaborar vários cenários de uso do solo depois que o modelo esteja calibrado e validado. Mapas de erosão e de sedimentação dos diversos cenários podem ser comparados por subtração, sendo possível indicar possíveis locais em que seria melhor aplicar técnicas de controle da erosão. É uma solução mais barata e prática, e está associada com outras estratégias que visam a melhor utilização dos recursos naturais.

Por estar associado a um sistema de informações geográficas, o modelo possibilita que todos os dados de entrada e de saída sejam espacializados na forma de mapas *raster*. As simulações são realizadas para cada evento e o modelo é baseado em processos físicos, o que exige grande quantidade de parâmetros de entrada. Ainda, incorpora processos de interceptação, armazenamento superficial em microdepressões, infiltração, movimento vertical de água no solo, escoamento superficial, fluxo de canais, e erosão e transporte por salpicamento. A influência de rodados de tratores, estradas pavimentadas, rochas e selamento

superficial nos processos hidrológicos e erosivos também são levadas em conta em um nível de subpixel. Vários métodos de infiltração podem ser usados no LISEM, como Green & Ampt, SWATRE e Holtan.

Como todos os outros modelos, o LISEM necessita de calibração e validação para o local em que será usado. Portanto, o pesquisador deve estar ciente das potencialidades e limitações do modelo que está usando. Vários estudos já foram desenvolvidos no intuito de calibrar e validar o modelo para utilização em bacias hidrográficas. Em estudo com bacias hidrográficas tropicais, Gomes et al. (2008) tiveram sucesso na calibração hidrológica do modelo e vários cenários puderam ser simulados. Dessa forma, verificou-se que mata natural, eucalipto e café aos 35 meses após o plantio foram mais eficientes em atenuar as vazões máximas, enquanto que o cenário milho aos 15 dias após o plantio foi o que mais predisps a bacia aos impactos ambientais. Os autores identificaram alta sensibilidade do modelo LISEM à umidade do solo antecedente à precipitação pluvial. Esse fato também já havia sido identificado por De Roo; Jetten (1999), Takken et al. (1999) e Hessel et al. (2003), em que observaram elevadas alterações nas variáveis hidrológicas (vazão de pico, escoamento superficial direto) com pequenas variações no conteúdo de água inicial.

No estudo desenvolvido por Mello et al. (2007) foi simulado o deflúvio e a vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero, vegetada por eucalipto (20%) e pastagem (80%) e mais quatro cenários, com a projeção de diferentes percentuais de ocupação para cada um desses cultivos. Esses autores relataram que, à medida que se aumentou o percentual da área ocupada por eucalipto, registrou-se redução do deflúvio, obtendo-se redução de 29% com ocupação de 80% por eucalipto, o que promoveu a atenuação das cheias. Esse efeito foi atribuído à interceptação pelo dossel, especialmente para eventos de precipitação pluvial de menor intensidade. Com relação à vazão de pico, na simulação da microbacia com 100% de ocupação por pastagem, esta variou de  $10 \text{ L s}^{-1}$  (uso atual) para quase  $30 \text{ L s}^{-1}$ .

A modelagem da erosão em sulcos em uma bacia hidrográfica de  $0,62 \text{ km}^2$  foi realizada por Chaplot et al. (2005). Esses autores utilizaram o LISEM para verificar até que ponto um modelo distribuído, incorporado a um SIG e baseado nos processos, seria útil para prever o início e o desenvolvimento da erosão em sulcos, em paisagens agrícolas. Com a calibração do modelo, registrou-se para o 'uso atual' (culturas anuais, 9,1%; pastagem, 52,7%; pomar, 12,2%; e floresta, 26,0%) velocidades de fluxo nos canais entre  $0,037 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,062 \text{ m s}^{-1}$ , e velocidade máxima de fluxo de  $0,186 \text{ m s}^{-1}$  em superfícies de maior

declividade. Com o aumento da área com cultivos anuais de 9,1 para 65% da superfície da bacia, houve aumento acima de 80% na velocidade de fluxo. Quando o uso do solo foi apenas com floresta, a velocidade de fluxo foi reduzida significativamente.

No estudo desenvolvido por Moro et al. (2009) na bacia hidrográfica em Arvorezinha-RS, evidenciou-se que o LISEM é capaz de representar adequadamente o hidrograma do exutório, mas a eficiência não é a mesma para o sedimentograma. Para os autores, isso se justifica em função de que a geração e o transporte de sedimentos envolvem fatores mais complexos que o escoamento superficial. Mesmo assim, o modelo LISEM se mostrou eficaz na descrição de um evento numa bacia complexa. Os mapas distribuídos de perda de solo e deposição indicaram que os valores mais elevados de perda de solo estão ocorrendo nas áreas mais declivosas e, também, próximo à calha fluvial.

Nesse mesmo trabalho, os autores ressaltam que a geração do mapa de deposição é uma das maiores vantagens deste modelo, já que a grande parte dos modelos não é capaz de simular a deposição distribuída no espaço. Alguns erros foram encontrados, como a geração de valores extremamente elevados de deposição para algumas células pelo modelo, que possivelmente são erros de cálculo que precisam ser investigados pelo modelador. A sugestão dos autores é de que algumas possibilidades podem ser testadas, como erros do modelo numérico de elevação que afeta os mapas de direção de fluxo, declividade e área acumulada, a resolução do modelo numérico e o intervalo temporal de simulação.

Os modelos de base física, como o LISEM, merecem atenção especial para o processo da dinâmica da água no solo. A frequente utilização do modelo Green-Ampt, que exprime a infiltração em função dos parâmetros físicos, se deve à fácil obtenção dos parâmetros exigidos pelo modelo. Porém, na maioria das vezes os solos não são homogêneos e os valores de condutividade hidráulica do solo saturado e o potencial matricial podem variar no espaço e no tempo, e a umidade inicial do solo não ser uniforme ao longo do perfil. Além disso, a equação de Green-Ampt pressupõe uma carga constante acima da superfície do solo ao longo de todo o processo de infiltração, o que não ocorre na maioria das vezes. A equação também não é recomendada para solos com camada de impedimento próximo à superfície, ou mesmo com lençol freático raso. Além de não atender às pressuposições do modelo de infiltração, a determinação das variáveis ainda envolve dificuldades metodológicas e dúvidas quanto à coerência dos dados obtidos.

No estudo desenvolvido por Dalbianco (2009) em Arvorezinha, verificou-se enorme variabilidade espacial nos valores de condutividade hidráulica do solo saturado, além de



dificuldades metodológicas para a determinação das propriedades físicas do solo em função da pedregosidade. A dificuldade de trabalho em bacia com solo pedregoso também foi relatada por Kaiser (2006). A geração de incertezas nas determinações físicas é inevitável nesses casos e interfere nas simulações com modelos matemáticos.

## **2.7 Processos incorporados ao modelo LISEM**

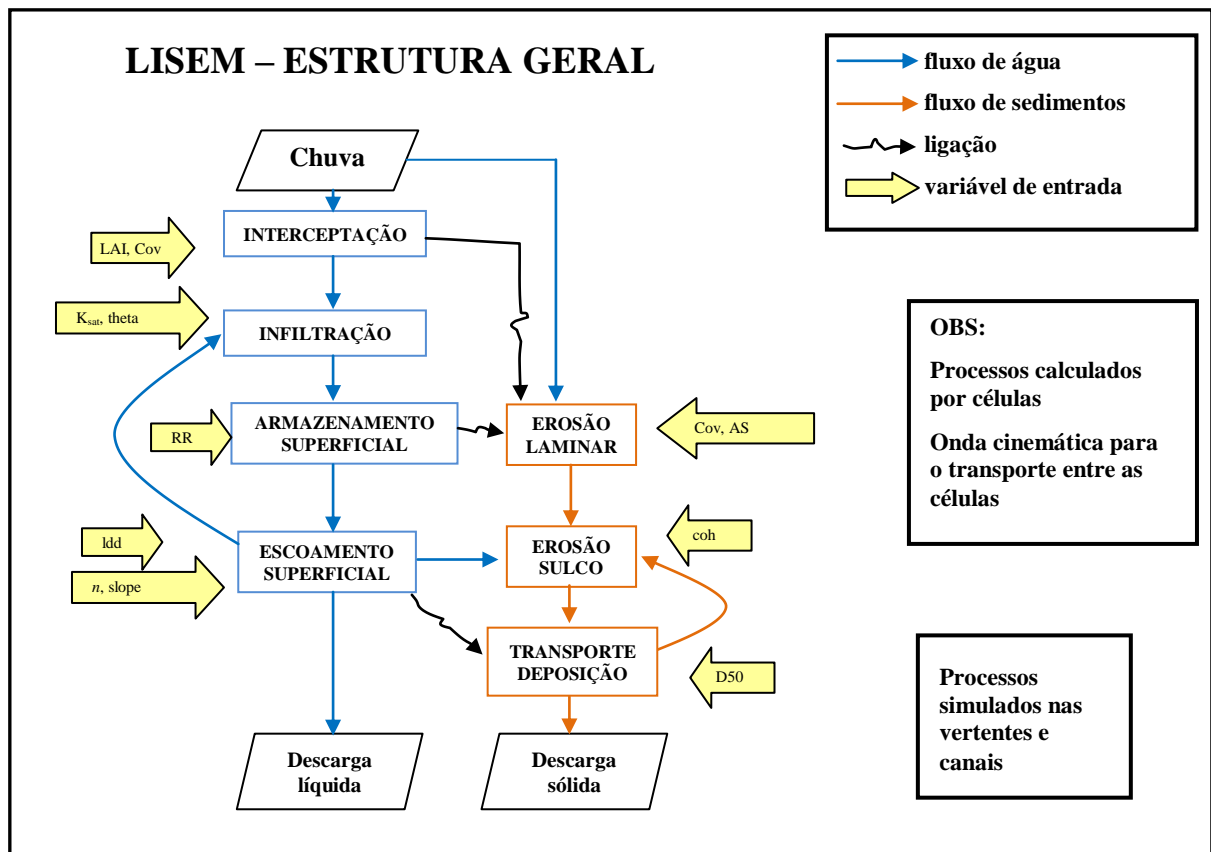
A escolha do modelo LISEM, para este estudo, foi baseada na necessidade de utilizar um modelo de base física e distribuído, adaptado a pequenas e médias bacias hidrográficas rurais, e de alta sensibilidade às mudanças da estrutura do solo provocadas pelo uso e manejo do solo.

A estrutura do modelo contempla conceitos importantes e eficientes na descrição dos processos hidrológicos e erosivos. O processo de simulação, no LISEM, inicia-se pela interceptação vegetal da precipitação, após ocorre o armazenamento em microdepressões, que é determinado pela variável rugosidade aleatória, já a infiltração de água no solo (movimento vertical da água), pode ser simulada por diferentes opções, entre elas o modelo Green e Ampt para uma ou duas camadas de solo. A intensidade da desagregação devido ao impacto da gota da chuva é uma função da energia cinética da chuva, sendo simulada em função da variável estabilidade de agregados do solo. A desagregação do solo pelo escoamento superficial e deposição dos sedimentos é simulada em função da capacidade de transporte. A propagação do escoamento superficial e dos sedimentos ocorre pela propagação da onda cinemática, em direção ao exutório da bacia.

Os processos hidrológicos e erosivos (ou hidrossedimentológicos) simulados pelo LISEM estão representados na forma de fluxograma na figura 2. Após, com base no trabalho de De Roo et al. (1996), são apresentadas as equações e a forma que o LISEM interpreta e calcula os processos físicos na dinâmica da formação do escoamento superficial e erosivo.

## Precipitação

O LISEM permite a inserção de um arquivo no formato ascii com dados de precipitação obtidos de um ou vários pluviógrafos, com a delimitação dos pixels que cada pluviógrafo abrange. Para cada incremento de tempo durante a simulação de um evento, o modelo gera um mapa com a distribuição espacial da intensidade da chuva. Assim, o modelo representa a variabilidade espacial e temporal da chuva.



LAI: índice de área foliar; Cov: fração do solo coberta pela vegetação; K<sub>sat</sub>: condutividade hidráulica saturada; Theta: conteúdo inicial de água no solo; RR: rugosidade aleatória do solo; ldd: direção do escoamento superficial; n: n de Manning; slope: relevo; AS: estabilidade de agregados; coh: coesão do solo; D50: mediana da granulometria.

Figura 2 – Exemplo da estruturação dos processos no modelo LISEM (adaptado de JETTEN, 2002).

## Interceptação

A interceptação das gotas de chuva pelos vegetais é obtida pelo cálculo da capacidade máxima de armazenamento, a qual é atingida durante a chuva, usando uma equação desenvolvida por Von Hoyningen-Huene (1981), com o índice de área foliar como variável independente:

$$S_{MAX} = 0,935 + 0,498 \cdot LAI - 0,00575 \cdot LAI^2 \quad (1)$$

onde  $S_{MAX}$  é a capacidade máxima de armazenamento (mm) e  $LAI$  é o índice de área foliar.

A interceptação cumulativa durante a chuva é simulada usando uma equação desenvolvida por Aston (1979), a qual é uma modificação da equação proposta por Merriam (1960):

$$C_{INT} = S_{MAX} \cdot \left[ 1 - e^{-(1-p) \cdot PCUM / S_{MAX}} \right] \quad (2)$$

onde  $C_{INT}$  é a interceptação cumulativa (mm),  $PCUM$  é a precipitação cumulativa (mm) e  $p$  é o fator de correção, igual a  $(1 - 0,046 \cdot LAI)$ .

Esta equação simula a precipitação não interceptada antes da  $S_{MAX}$  ser atingida. O fator  $k$ , igual a  $(1-p)$ , foi apresentado por Aston (1979) para incluir os efeitos da interceptação mais lenta quando a vegetação é densa. Simultaneamente, este fator incorpora o fato de que apenas parte da precipitação cumulativa que cai na vegetação ( $PCUM \times PER$ , onde  $PER$  é a cobertura do solo pela vegetação) pode contribuir para o armazenamento da interceptação. A partir da equação de interceptação cumulativa, a taxa de interceptação é calculada subtraindo-se o  $C_{INT}$  no momento  $(t-1)$  de  $C_{INT}$  no tempo  $t$ .

## Infiltração de água no solo

Existem três opções de modelos para calcular a taxa de infiltração de água no LISEM, que são escolhidas pelo usuário conforme a disponibilidade de dados:

- a) Modelo Green-Ampt, que é baseado na equação de Darcy;
- b) Modelo SWATRE, que usa a equação de Richards e a equação da continuidade; e
- c) Modelo de Holtan.

O modelo Green-Ampt, utilizado neste estudo, requer valores de condutividade hidráulica saturada, espessura do solo, porosidade total e conteúdo inicial de água no solo. A equação é:

$$Q = K_{\text{sat}} \left( \frac{M \partial h}{F} + 1 \right) \quad (3)$$

sendo

$$M = \theta_s - \theta_i \quad (4)$$

onde  $Q$  é o fluxo vertical ( $\text{mm h}^{-1}$ ),  $K_{\text{sat}}$  é a condutividade hidráulica saturada ( $\text{mm h}^{-1}$ ),  $M$  representa o espaço poroso disponível,  $\theta_s$  é a porosidade total,  $\theta_i$  é o conteúdo inicial de água no solo,  $F$  é a infiltração cumulativa de água (mm) e  $\partial h$  é a tensão da água no solo.

O armazenamento superficial de água é calculado pelo armazenamento máximo em depressões (MDS – *maximum depression storage*). Esse valor determina o limite máximo da lâmina de água nas microdepressões do relevo para início do escoamento superficial. A equação usada é:

$$\text{MDS} = (0,243 \cdot \text{RR}) + (0,010 \cdot \text{RR})^2 + (0,012 \cdot \text{RR} \cdot \text{S}) \quad (5)$$

onde  $\text{RR}$  é o desvio padrão das microdepressões do solo (cm) e  $\text{S}$  é a declividade do relevo (%).

### Armazenamento em microdepressões

Esse processo é simulado por um conjunto de equações desenvolvidas por Onstad (1984) e Linden et al. (1988). A variável rugosidade aleatória do solo é usada como uma medida de microrrelevo. O armazenamento superficial em depressões é simulado usando uma equação desenvolvida por Onstad (1984):

$$RET_{MAX} = 0,112.RR+0,031.RR^2-0,012.RR.S \quad (6)$$

onde  $RET_{MAX}$  é o armazenamento máximo em microdepressões (cm),  $RR$  é a rugosidade aleatória (cm) e  $S$  é a declividade (%).

O excesso de chuva (chuva + escoamento superficial – interceptação – infiltração) requerido para preencher todas as depressões é calculado usando outra equação desenvolvida por Onstad (1984):

$$RET_{RAIN} = 0,329.RR+0,073.RR^2-0,018.RR.S \quad (7)$$

onde  $RET_{RAIN}$  é o excesso de chuva necessário para preencher as depressões (cm).

Três possíveis estágios durante um evento chuvoso foram identificados por Moore; Larson (1979): (i) armazenamento em microrrelevos, sem escoamento; (ii) armazenamento em microrrelevos adicionais acompanhado de escoamento; e (iii) escoamento somente com o preenchimento das microdepressões.

Para determinar o estágio de transição entre (i) e (ii), os dados de Onstad (1984) foram analisados, o que originou a equação 9 para simular o ponto de início do escoamento:

$$DET_{START} = RET_{RAIN} \cdot [0,0527.RR-0,0049.S] \quad (8)$$

onde  $DET_{START}$  é o excesso de chuva necessário para iniciar o escoamento (cm).

Também, usando os mesmos dados de entrada, a fração máxima de superfície coberta por água é calculada usando uma equação desenvolvida por Onstad (1984):

$$FWA_{MAX} = 0,152.RR - 0,008.RR^2 - 0,008.RR.S \quad (9)$$

onde  $FWA_{MAX}$  é a fração máxima da superfície coberta com água.

A fração atual da superfície coberta com água é calculada usando uma relação baseada no trabalho de Moore; Larson (1979) e Onstad (1984):

$$FWA = FWA_{MAX} \cdot \left[ \frac{RET}{RET_{MAX}} \right]^{0,6} \quad (10)$$

onde  $FWA$  é a fração atual da superfície coberta com água.

Algumas depressões são (temporariamente) isoladas e não contribuem com o escoamento superficial (LINDEN et al., 1988). A partir desses dados foi determinado que se o armazenamento for menor que 75% da quantidade máxima de retenção, 20% das depressões são isoladas. Se a retenção for entre 75 e 100% da quantidade máxima, a percentagem de depressões isoladas decresce próximo à zero, representada pela equação 12:

$$FWA_{ISO} = 0,20.FWA \cdot \left[ 1 - \frac{\left( \frac{RET}{RET_{MAX}} \right)^{-0,75}}{0,25} \right] \quad (11)$$

onde  $FWA_{ISO}$  é a fração das depressões isoladas.

### Escoamento superficial e fluxo de canal

Para o cálculo do escoamento superficial, uma altura média de lâmina de água é calculada, resultando em um raio hidráulico médio e a velocidade então é calculada pela equação de Manning:

$$V = \frac{R^{2/3} \cdot N^{1/3}}{n} \quad (12)$$

onde  $V$  representa a velocidade ( $m\ s^{-1}$ ),  $R$  é o raio hidráulico da seção transversal (m),  $N$  é a declividade (adimensional) e  $n$  é o coeficiente de Manning.

Algumas células da grade podem ter um canal, desta forma é realizado um cálculo com a equação da onda cinemática em separado. Estas células recebem parte do escoamento superficial, que depende da velocidade do escoamento, o qual é considerado a média das velocidades da célula, isto é, da velocidade do canal e da superfície. O canal é considerado no centro da célula de modo que a distância da borda do canal é de  $0,5 \cdot (L_{célula} - L_{canal})$ . A parte que flui para dentro do canal é, portanto:

$$f = V / 0,5 \cdot (L_{célula} - L_{canal}) \quad (13)$$

onde  $f$  é o fluxo que entra no canal ( $m^3\ s^{-1}$ ),  $V$  é a velocidade média da célula ( $m\ s^{-1}$ ),  $L_{célula}$  é a largura da célula (m) e  $L_{canal}$  é a largura do canal (m).

Por fim, a descarga líquida é calculada de acordo com a equação de Manning:

$$Q = A/n \cdot R^{2/3} \cdot N^{1/2} \quad (14)$$

onde  $Q$  representa a descarga líquida ( $m^3\ s^{-1}$ ),  $A$  representa a área da seção transversal úmida ( $m^2$ ),  $n$  é o coeficiente de Manning (adimensional),  $R$  é o raio hidráulico da seção transversal (m),  $N$  é a declividade do fundo do canal (adimensional).

## Erosão do solo pelo impacto da gota de chuva

A erosão por salpicamento é simulada como uma função da estabilidade de agregados do solo, energia cinética da chuva e profundidade da camada de água na superfície. Esse submodelo é calibrado por meio de experimentos de campo. A energia cinética pode surgir tanto a partir da precipitação direta como da drenagem das folhas. A seguinte equação é usada:

$$DETR = \left[ \frac{2,82}{AGGRSTAB} \cdot KE \cdot \exp^{-1,48 \cdot DEPTH + 2,96} \right] \cdot (P-I) \cdot \frac{(dx)^2}{dt} \quad (15)$$

onde: DETR = erosão por salpicos ( $\text{g s}^{-1}$ ); AGGRSTAB = estabilidade de agregados (média do número de gotas); KE = energia cinética da gota de chuva ( $\text{J m}^{-2}$ ), DEPTH = profundidade da camada de água superficial (mm); P = precipitação (mm); I = interceptação (mm); dx = tamanho de um elemento (m); e dt = incremento de tempo (s).

## Capacidade de transporte

A capacidade de transporte do escoamento superficial é modelada como uma função da potência unitária de fluxo (GOVERS, 1990):

$$TC = C1 \cdot [S \cdot V - 0,4]^{D1} \quad (16)$$

onde TC é a capacidade volumétrica de transporte ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ), S é a declividade ( $\text{m m}^{-1}$ ), V é a velocidade de fluxo média ( $\text{cm s}^{-1}$ ) e C1, D1 são coeficientes derivados empiricamente. A equação usa diferentes parâmetros como função da mediana da granulometria (D50) (GOVERS, 1990) da camada superficial de solo.



## Erosão em sulcos e em entressulcos

A erosão pelo fluxo em sulcos, em entressulcos e a deposição são simulados por meio de equações no modelo European Soil Erosion Model (EUROSEM) (MORGAN et al., 1992; MORGAN, 1994), as quais usam a coesão do solo na saturação como variável mais importante. Sempre que a capacidade de transporte for menor que a disponibilidade de sedimento a partir do salpicamento – que vem de áreas a montante e de tempos anteriores – ocorre deposição na seguinte taxa:

$$DEP = w \cdot v_s \cdot [TC - C] \quad (17)$$

onde DEP é a taxa de deposição ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $w$  é a largura do fluxo (m),  $v_s$  é a velocidade de sedimentação das partículas ( $\text{m s}^{-1}$ ), TC é a capacidade de transporte ( $\text{kg m}^{-3}$ ) e C é a concentração de sedimentos ( $\text{kg m}^{-3}$ ).

Se a capacidade de transporte excede a concentração de sedimentos, ocorre erosão pelo escoamento superficial, representada pela seguinte equação:

$$DF = y \cdot w \cdot v_s \cdot [TC - C] \quad (18)$$

onde DF é a taxa de erosão pelo fluxo ( $\text{kg m}^{-3}$ ) e  $y$  é um coeficiente de eficiência que utiliza valores da coesão do solo.

## Estradas, linha de tráfego de rodados e canais

Estradas e linhas de tráfego de rodados menores que o tamanho do pixel são simulados com informações sobre sua largura. De acordo com sua largura, a interceptação de uma porcentagem do pixel é zero para estradas e linhas de tráfego. A infiltração e a erosão pelo impacto das gotas de chuva também é zero nas estradas. O movimento de água no solo abaixo das linhas de tráfego de rodados é simulado separadamente usando uma tabela de parâmetros

físico-hídricos do solo especial para as linhas de tráfego, a qual é diferente devido à compactação do solo. O fluxo de água e sedimento nos canais é simulado separadamente pelo uso do  $n$  de Manning para o leito do canal, a largura, o gradiente do canal, a forma e largura do canal e a coesão do leito.

## 2.8 Dados de entrada e saída do modelo LISEM

### 2.8.1 Dados de entrada

As informações básicas para rodar o modelo LISEM são:

- Modelo numérico de elevação;
- Delimitação da área de drenagem da bacia hidrográfica;
- Localização do exutório e pluviógrafos;
- Localização das estradas;
- Localização da rede de drenagem;
- Mapas do uso e manejo do solo para cada evento a ser calibrado;
- Mapa do tipo de solo; e
- Tabela com o levantamento dos parâmetros do solo, superfície e vegetação (pontos de coleta georreferenciados).

A partir dos mapas básicos, os demais mapas são criados por meio de um *script* (arquivo de programação) desenvolvido no *software* PCRaster, que usa a tabela com propriedades de solo, vegetação e superfície.

Além dos mapas, o LISEM requer um arquivo com a variabilidade temporal da intensidade de precipitação do evento.

Diferentes características de superfície de solo podem ser simuladas com o modelo LISEM, as quais representam a estrutura do solo, sendo elas, solo normal (lavrado), solo com crosta, solo compactado, estrada (impermeável) e faixa de vegetação. Entretanto, para poder calcular a lâmina de água, quando são inseridas diferentes superfícies, são necessários mapas

com parâmetros físico-hídricos específicos para a superfície de solo escolhida. O modelo disponibiliza também mais de um modelo de infiltração de água para o usuário escolher.

Na tabela 1 estão descritos todos os parâmetros utilizados para rodar o programa LISEM, bem como a forma como podem ser obtidos. Na tabela 2 estão descritos os parâmetros que são medidos diretamente, os equipamentos para medição e a frequência ideal com que deveriam ser medidos.

Tabela 1 – Conjunto completo dos dados de entrada para o LISEM.

Descrição	Unidade	Fonte
Modelo numérico de elevação	m	Mapa topográfico/levantamento com GPS /fotografias aéreas
Mapa de solo	-	Mapa de solo
Mapa de uso e manejo do solo	-	Mapeamento em campo/sensoriamento remoto
Área da bacia	-	Mapeamento topográfico
Declividade	-	Modelo numérico de elevação
Direção da drenagem	-	Modelo numérico de elevação
Local do exutório da bacia	-	Modelo numérico de elevação
Intensidade da chuva	mm h <sup>-1</sup>	Estação pluviométrica
Cobertura vegetal	-	Medições em campo/sensoriamento remoto
Altura da vegetação	m	Medições em campo
Índice de área foliar	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>	Medições em campo/ sensoriamento remoto
Largura das estradas	m	Mapas topográficos/medições em campo
Estabilidade de agregados	n° médio de gotas	Medições em campo/laboratório
Coesão pelas raízes	kPa	Literatura
D50	10 <sup>-6</sup> m	Medições em campo/ laboratório
Taxa de entrega de sedimento	-	Calibrado
Rugosidade aleatória do solo	desvio padrão (cm)	Medições em campo
<i>n</i> de Manning	-	Medições em campo/literatura
Cobertura por rochas	-	Medições em campo
Cobertura por crostas	-	Medições em campo
Cobertura por áreas compactadas	-	Medições em campo/mapeamento em campo
Condutividade hidráulica saturada	mm h <sup>-1</sup>	Medições em campo/laboratório
Potencial matricial da frente de molhamento	cm	Campo/laboratório/literatura

Tabela 1 – continuação.

Descrição	Unidade	Fonte
Porosidade total	$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Medições em campo/laboratório
Conteúdo inicial de água no solo	$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Medições em campo
Profundidade do solo	mm	Medições em campo
$K_{\text{sat}}$	$\text{mm h}^{-1}$	Medições em campo/laboratório
Largura do canal	m	Medições em campo
$n$ de Manning do leito do canal	-	Medições em campo/literatura
Coesão do leito do canal	kPa	Medições em campo/calibração
Direção de drenagem do canal	-	Mapeamento topográfico/ mapeamento em campo/modelo numérico de elevação
Inclinação das laterais do canal	-	Medições em campo
Declividade dos canais	$\text{m m}^{-1}$	Modelo numérico de elevação
Frações granulométricas do solo	-	Medições no laboratório
Coesão	kpa	Medições em campo
<b><i>Calibração adicional</i></b>	<b><i>Unidade</i></b>	<b><i>Pesquisa</i></b>
Vazão no exutório	$\text{L s}^{-1}$	Medições em campo
Concentração de sedimentos em suspensão	$\text{g L}^{-1}$	Medições em campo

Tabela 2 – Equipamentos e frequência ideal de medição dos parâmetros necessários para rodar o LISEM.

<b>Descrição</b>	<b>Equipamento necessário</b>	<b>Frequência de medição</b>
Volume precipitado/ intensidade da chuva	Pluviógrafo/pluviômetro	Contínuo (5 ou 10 min)/ diário
Cobertura vegetal	Câmera digital/software	Mensalmente
Altura da vegetação	Trena	Mensalmente
Índice de área foliar	Digitalização/software	Mensalmente
Largura das estradas	Trena	Uma vez
Estabilidade de agregados	Método da gota	Uma vez
D50	Granulômetro ou pipetagem	Uma vez
Coesão do solo	Torvane	Uma vez
Rugosidade aleatória do solo	Perfilômetro/câmera digital	Mensalmente
<i>n</i> de Manning	Configuração da encosta	Uma vez
Cobertura com rochas	Estimação	Uma vez
Potencial matricial inicial de água	TDR/curva de retenção	Diário
Relação K- $\theta$ -h	Determinação no laboratório	Uma vez
$K_{sat}$	Determinação no laboratório	Uma vez
Porosidade total do solo	Determinação no laboratório	Uma vez
Conteúdo inicial de água no solo	TDR/tensiômetros	Contínuo
Profundidade do solo	Trena	Uma vez
Largura do canal	Trena	Uma vez
Coesão do leito do canal	Torvane	Uma vez
Inclinação das laterais dos canais	Trena /calculadora	Uma vez
Frações granulométricas do solo	Determinação no laboratório	Uma vez
Vazão	Calha parshall/vertedouro	Contínuo
Concentração de sedimentos em suspensão	Amostrador (automático/manual)	Contínuo

## 2.8.2 Dados de saída

As tabelas e mapas de saída gerados pelo LISEM consistem de:

- (a) um arquivo sumário com totais, como exemplo:

LISEM run with: C:/40 Evento 20110720/20110720.run

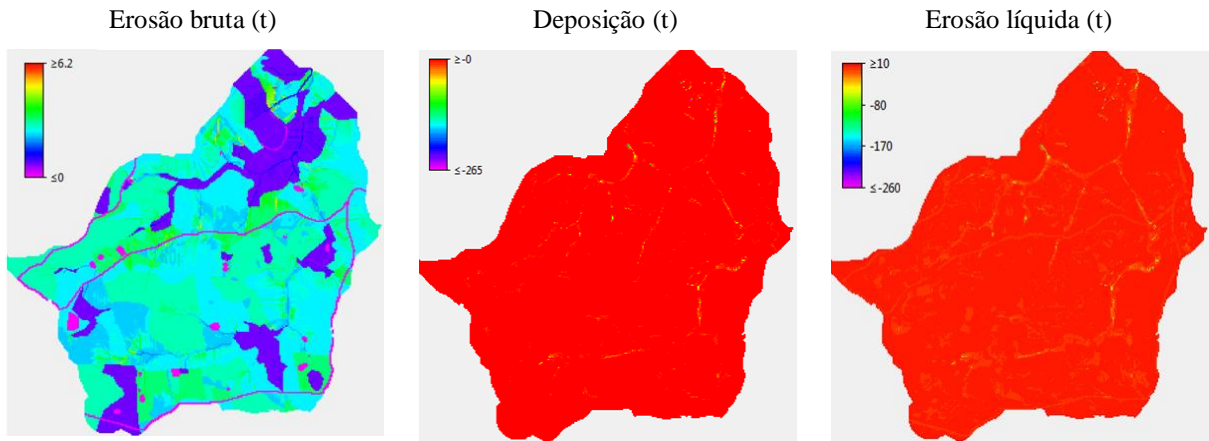
LISEM results at time (min):		1.299,167
-----		
Catchment area	(ha):	124,072
Total rainfall	(mm):	122,416
Total discharge	(mm):	61,844
Total interception	(mm):	1,900
Total House interception	(mm):	0,000
Total infiltration	(mm):	56,292
Water in runoff + channel	(mm):	0,377
Total discharge	(m3):	75.143,155
Peak discharge	(l/s):	3.073,699
Peak time rainfall	(min):	690,833
Peak time discharge	(min):	615,000
Discharge/Rainfall	(%):	50,519
Splash detachment (land)	(ton):	242,837
Flow detachment (land)	(ton):	25,415
Deposition (land)	(ton):	-238,482
Flow detachment (channels)	(ton):	0,759
Deposition (channels)	(ton):	-0,873
Susp. Sediment (channels)	(ton):	0,016
Susp. Sediment (buffers)	(ton):	-0,358
Total soil loss	(ton):	29,242
Average soil loss	(kg/ha):	235,687

- (b) um arquivo de séries temporais o qual pode ser usado para elaborar gráficos hidrogramas e sedimentogramas, como exemplo:

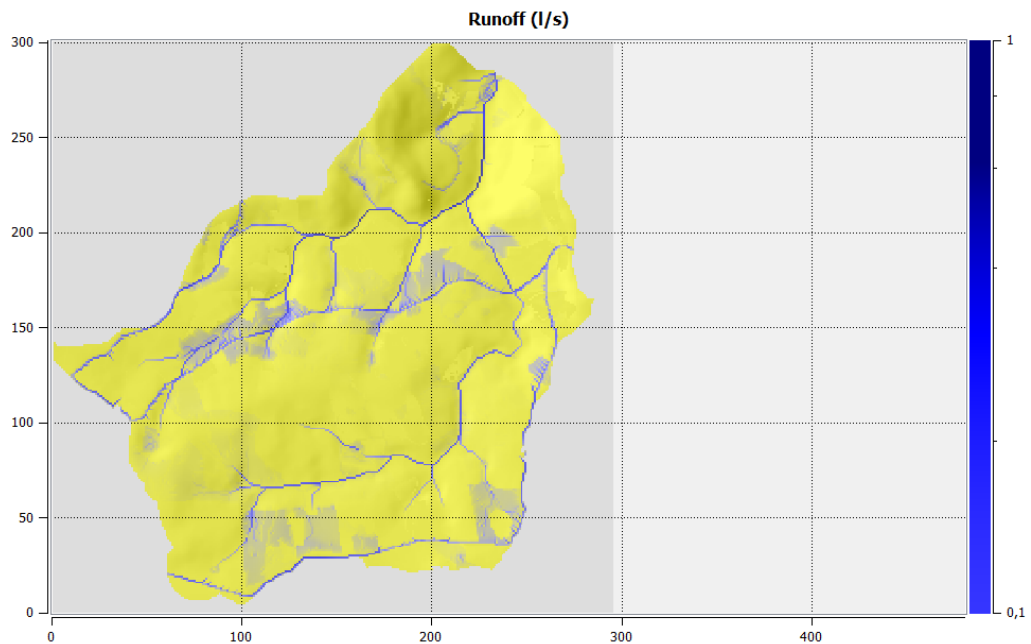
LISEM total flow and sed output file for point 1

Time	Pavg	Q	chanWH	Qs	C
min	mm/h	l/s	m	kg/s	g/l
0	23,35	0,017	0,001	0	0
0,833	11,67	0,032	0,002	0	0
1,667	11,67	0,047	0,002	0	0
2,500	11,67	0,065	0,003	0	0
3,333	11,67	0,087	0,003	0	0
4,167	11,67	0,116	0,004	0	0
...	...	...	...	...	...

(c) mapas de erosão do solo e deposição de sedimentos (visíveis com o software PCRaster);



(d) mapas de escoamento superficial em intervalos de tempo desejados durante o evento (visíveis com o software PCRaster).





## 2.9 Estudos realizados na bacia hidrográfica em Arvorezinha

Este trabalho de tese representa parte do esforço que tem sido feito para a calibração de um modelo hidrológico de base física que represente os efeitos do uso e manejo do solo e as mudanças climáticas na geração do escoamento superficial e erosão hídrica do solo na bacia hidrográfica em Arvorezinha, RS.

O local onde o estudo foi realizado é monitorado a mais de uma década e serviu como base de várias dissertações de mestrado (MINELLA, 2003; LOPES, 2006; DALBIANCO, 2009; UZEIKA, 2009; BARROS, 2012), teses de doutorado (MINELLA, 2007; OLIVEIRA, 2010; MORO, 2011), trabalhos científicos (MERTEN; MINELLA, 2002; MERTEN; MINELLA, 2006; MINELLA et al., 2007; LOPES et al., 2007; MINELLA et al., 2008; LOPES et al., 2008; MINELLA et al., 2009b; MINELLA et al., 2009a; MINELLA et al., 2010; MINELLA et al., 2011; MINELLA; MERTEN, 2011; MINELLA; MERTEN, 2012; OLIVEIRA et al., 2012; UZEIKA et al., 2012) e capítulos de livro (MINELLA et al., 2004; MINELLA et al., 2006; MINELLA et al., 2010; MERTEN et al., 2011).

Em função disto, optou-se por dar sequência na tentativa de calibração de um modelo de base física – o openLISEM – o qual requer grande quantidade de dados de entrada. Desta forma, a tese é baseada em dois estudos, onde o primeiro teve por objetivo caracterizar a área de estudo e compor um banco de dados e, o segundo, utilizou os dados obtidos previamente para calibrar o modelo LISEM.

A motivação para o primeiro artigo surgiu de recomendações de trabalhos anteriores realizados em Arvorezinha, como aqueles realizados por Oliveira (2010), Moro (2011), Barros (2012). Estes estudos utilizaram a modelagem matemática para entender o processo de formação do escoamento superficial e, conseqüentemente, do processo erosivo. A grande dificuldade foi em simular a infiltração da água no solo, já que os dados disponíveis no banco de dados não favoreciam o entendimento do processo de infiltração.

O estudo mais amplo nesta bacia hidrográfica para coleta de informações de propriedades de solo foi realizado por Dalbianco (2009), os quais foram usados pelos demais trabalhos para a modelagem. Este estudo representou grande avanço na caracterização dos solos tendo em vista que foi utilizada uma densa malha de amostragem – foram amostrados 69 pontos nos 119 ha de área – abrangendo todos os usos e manejos, tipos de solo e declividades.

Apesar da grande quantidade de informações, o estudo se mostrou incompleto, pois foi caracterizada apenas a camada superficial do solo (0,00-0,04 m), entendida naquele momento como sendo a de maior importância na representação do processo de infiltração de água no solo. Os estudos subsequentes de modelagem verificaram que os valores de condutividade hidráulica saturada obtidos nessa camada estavam bem acima daqueles calibrados com os modelos matemáticos. Por exemplo, o valor médio da condutividade hidráulica obtido por Dalbianco (2009) foi de  $289,4 \text{ mm h}^{-1}$ , enquanto que os estudos de modelagem (OLIVEIRA, 2010; MORO, 2011) indicavam que os valores deveriam ser próximos a  $10 \text{ mm h}^{-1}$  para conseguir representar a dinâmica da água no solo.

O trabalho realizado por Barros (2012) representou um grande avanço nesse aspecto, pois caracterizou duas camadas de solo, sendo a superficial e a camada subsuperficial de maior impedimento ao fluxo da água. Desta forma, foi possível usar a equação de Green-Ampt duas camadas para representar a infiltração da água no solo e os resultados melhoraram significativamente.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Local de estudo

O estudo foi conduzido em uma bacia hidrográfica rural de cabeceira com área de drenagem de 1,19 km<sup>2</sup>, localizada na encosta do planalto rio-grandense, região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, município de Arvorezinha, Brasil (latitude 28° 49' 31" S, longitude 52° 12' 30" O). A altitude varia de 560 a 740 metros, onde a porção superior da bacia possui relevo suave, e a porção inferior é montanhosa (Figura 3). A erosividade anual da chuva em Arvorezinha é de 6540 MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup> – classificada como moderada a forte – e os meses onde ocorrem chuvas com maior erosividade são setembro e outubro (ARGENTA et al., 2001).

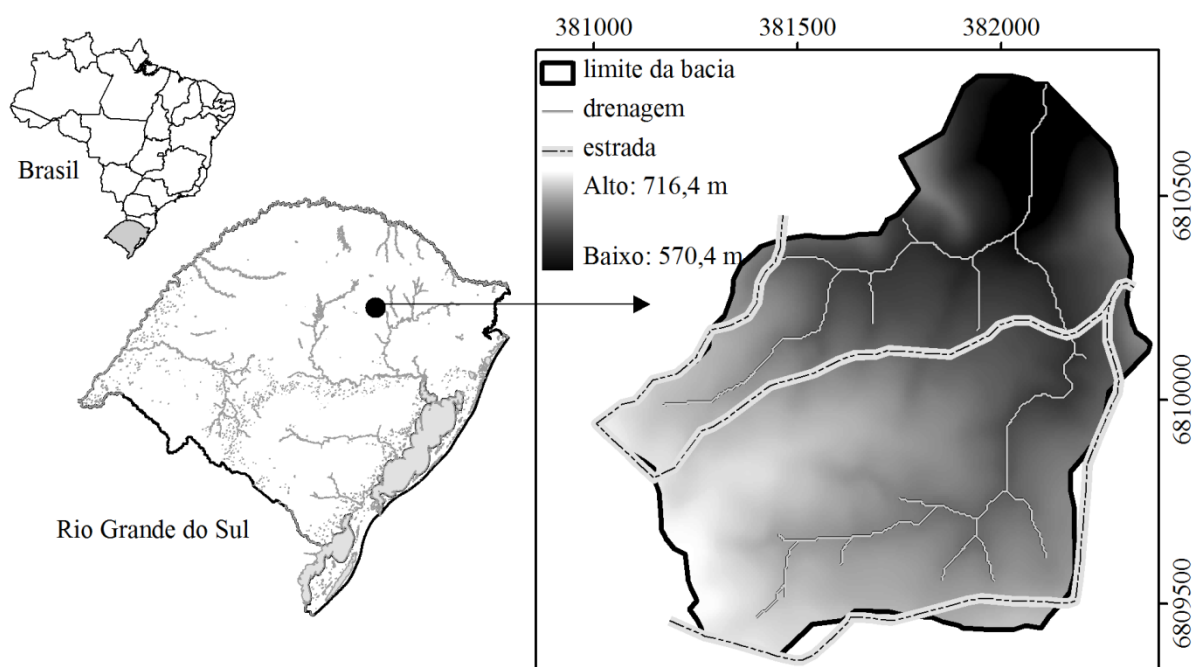


Figura 3 – Localização da bacia hidrográfica de Arvorezinha.

A geologia é caracterizada por derramamentos vulcânicos da formação Serra Geral (basalto) e as classes de solo são Argissolos, Cambissolos e Neossolos, que ocorrem de forma

associada, com porcentagens que variam conforme a posição no relevo. No terço superior da bacia, o relevo ondulado (declividade média de 7%) condicionou a formação de solos mais desenvolvidos, com presença de horizonte B textural (Argissolos), associados a solos menos desenvolvidos (Cambissolos e Neossolos). No terço médio, o relevo um pouco mais acentuado que no terço superior proporciona grande variabilidade espacial de solos e ocorrem associações entre Argissolos, Cambissolos e Neossolos. No terço inferior, o relevo montanhoso, com vertentes curtas e vales encaixados, é formado por solos menos desenvolvidos, compostos de associações entre Cambissolos e Neossolos. Em geral os solos são caracterizados pela presença de horizonte A com textura grosseira, e com a presença de cascalhos na camada superficial e impedimentos ao fluxo de água em camadas subsuperficiais (0,20 a 0,40 m), devido à presença de horizonte B textural, saprólito ou rocha.

O canal principal possui declividade média de 8,2% com densidade de drenagem de 2395 km km<sup>-2</sup> aproximadamente (MINELLA, 2003). De acordo com Rosgen (1994), o canal é enquadrado como A3, considerado íngreme (declividade entre 4 e 10%) com cascatas, e ao longo do seu trecho é possui material pedregulhoso (fundo e margens).

O clima na região, de acordo com a classificação climática de Köppen, é do tipo Cfb, subtropical úmido com verões quentes, inverno com geadas frequentes e precipitação média anual de 1600 mm, bem distribuída no ano (MORENO, 1961).

O uso e manejo do solo são caracterizados pela cultura do tabaco (*Nicotiana tabacum* L.) no sistema cultivo mínimo (23,3%), cultura do tabaco no sistema convencional (17,4%), mata nativa (19,8%), reflorestamento com eucalipto (*Eucalyptus spp.*) (22,8%), pastagens (6,6%), sede (2,9%), açudes (0,9%) e capoeiras (6,3%).

Informações mais detalhadas da fisiografia da bacia, dos solos e dos sistemas de uso e manejo podem ser consultadas em Mello (2006) e Minella (2007).

## 3.2 Caracterização físico-hídrica dos solos

### 3.2.1 Escolha das encostas

Para a caracterização físico-hídrica dos solos foram selecionadas cinco encostas na bacia hidrográfica procurando-se abranger áreas com solos mais desenvolvidos e menos desenvolvidos e que fossem utilizadas para o cultivo do tabaco. Como a caracterização físico-hídrica foi realizada em três etapas entre os meses de julho e agosto de 2010, os solos estavam com cobertura de inverno, tendo a aveia (*Avena spp.*) recém-emergida. A encosta 1 foi caracterizada no dia 11/07/2010, as encostas 4 e 5 no dia 30/07/2010 e as encostas 2 e 3 no dia 16/08/2010.

Para representar a variabilidade espacial das propriedades dos solos, foram caracterizados de três pontos na encosta com o objetivo de contemplar várias posições no relevo, como topo, meia encosta e várzea. Desta forma, o número total de pontos amostrados foi 15 (Figura 4), sendo que em cada ponto foram realizados ensaios de infiltração de água acompanhado de caracterização físico-hídrica em quatro camadas de solo (Figura 5).

### 3.2.2 Ensaio de infiltração de água

A metodologia utilizada para os ensaios de infiltração de água foi a dos duplos anéis concêntricos (BERTRAND, 1965), com cinco centímetros de carga hidráulica, e leituras a cada cinco minutos. Os ensaios eram encerrados quando o volume infiltrado no tempo de cinco minutos tornava-se constante por cinco leituras consecutivas. O valor de TIB foi considerado como sendo a média das últimas cinco leituras. Foram realizadas três repetições com distância de no máximo cinco metros em cada ponto amostrado.

Os valores de TIB podem ser classificados em função da sua magnitude (SALASSIER et al., 2008). As classes são: muito alta ( $>30 \text{ mm h}^{-1}$ ), alta (15 a  $30 \text{ mm h}^{-1}$ ), média (5 a  $15 \text{ mm h}^{-1}$ ) e baixa ( $<5 \text{ mm h}^{-1}$ ).

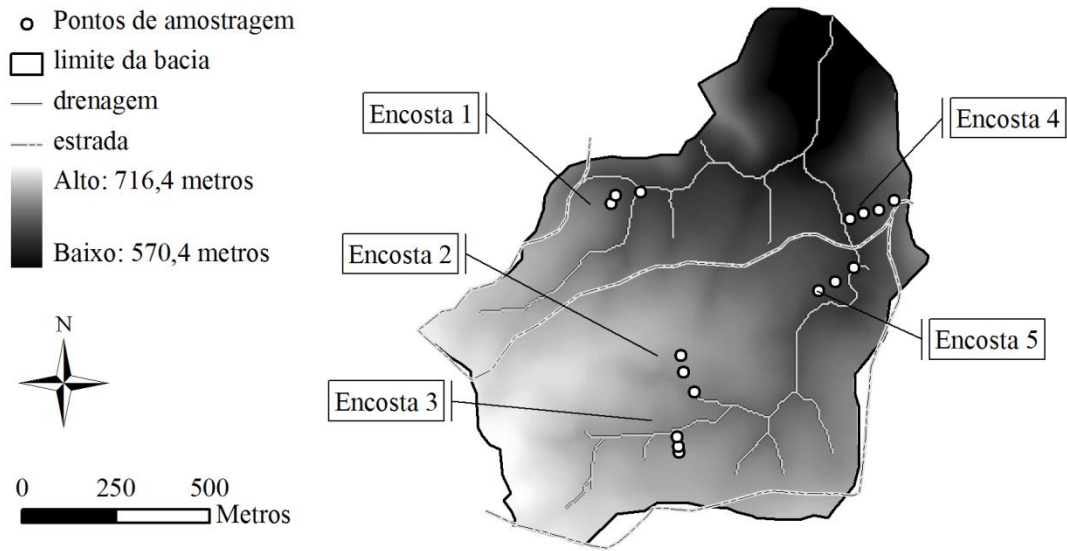


Figura 4 – Malha amostral dos ensaios de infiltração de água e caracterização físico-hídrica dos solos na bacia hidrográfica.

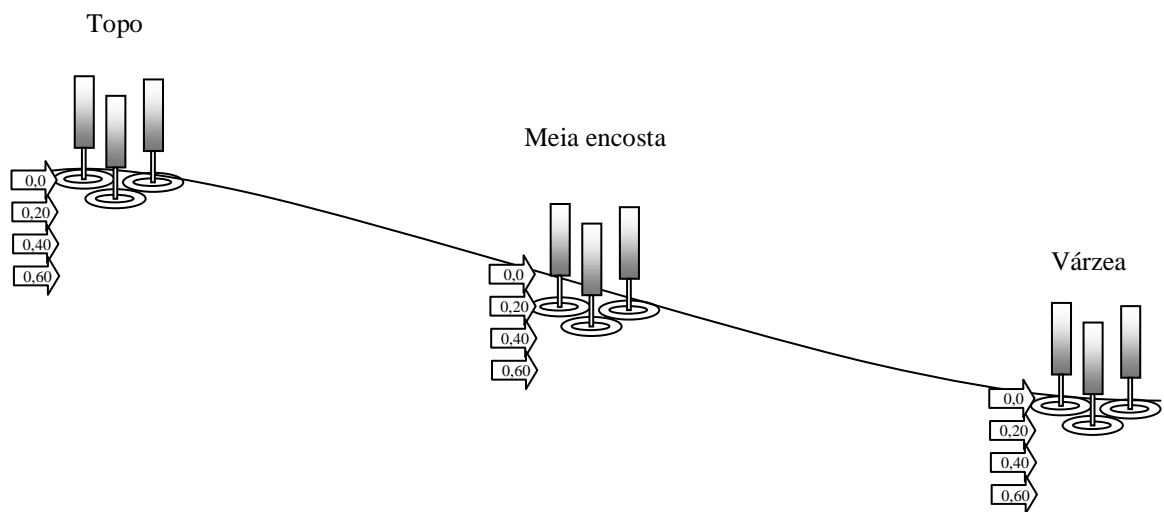


Figura 5 – Ilustração dos locais na encosta onde foram realizados os ensaios de infiltração e as profundidades (m) onde o solo foi caracterizado para obtenção das propriedades físico-hídricas.

### 3.2.3 Coleta de amostras de solo e determinação das propriedades físico-hídricas

Em todos os pontos onde foram realizados os ensaios de infiltração de água, quatro repetições de amostras de solo com estrutura preservada foram coletadas com anéis metálicos de 0,04 m de altura e 0,057 m de diâmetro. As coletas foram realizadas em quatro profundidades (Figura 5), sendo:

- 0,00 m: amostragem na camada de 0,00 a 0,04 m;
- 0,20 m: amostragem na camada de 0,20 a 0,24 m;
- 0,40 m: amostragem na camada de 0,40 a 0,44 m;
- 0,60 m: amostragem na camada de 0,60 a 0,64 m.

Estas amostras foram destinadas à determinação de densidade do solo, condutividade hidráulica saturada (carga constante), microporosidade, macroporosidade do solo, porosidade total e capacidade de campo (EMBRAPA, 1997). Para a determinação da condutividade hidráulica saturada, foram realizadas três determinações do volume de água percolada nas amostras em intervalos de cinco minutos após o início da percolação, visto que as amostras haviam sido previamente saturadas.

Amostras com estrutura alterada também foram coletadas (0,5 kg), nas mesmas camadas descritas anteriormente, para a determinação da granulometria pelo método da pipeta (EMBRAPA, 1997), da densidade de partículas (GUBIANI et al., 2006) e do ponto de murcha permanente, em psicrômetro (KLEIN et al., 2006). Para determinação da granulometria, a agitação das amostras foi realizada conforme metodologia proposta por Suzuki et al. (2004a,b) sem oxidação da matéria orgânica.

As amostras com estrutura preservada foram preparadas em laboratório, saturadas por capilaridade (0 kPa, correspondente à porosidade total do solo) e submetidas, em coluna de areia (REINERT e REICHERT, 2006), às tensões de 6 kPa (para determinar a macroporosidade e a microporosidade) e 10 kPa (para determinar a água retida na capacidade de campo). Posteriormente, as amostras foram mantidas em estufa a 105 °C até atingirem peso constante.

O conteúdo gravimétrico de água na tensão de 1500 kPa (considerada como o ponto de murcha permanente) foi determinado com psicrômetro (WP4 – Dewpoint Potential Meter), utilizando-se amostras com estrutura deformada (KLEIN et al., 2006). O conteúdo gravimétrico de água no solo foi multiplicado pela densidade do solo correspondente à

camada amostrada, para obtenção do conteúdo volumétrico de água no solo.

### **3.3 Análise estatística entre camadas e entre pontos amostrados nas encostas**

Foi utilizado o teste de Tukey para avaliação estatística entre médias de diferentes camadas do solo e pontos amostrados nas mesmas camadas das encostas.

### **3.4 Equações para estimativa da condutividade hidráulica saturada**

Os parâmetros físico-hídricos que foram utilizados como variáveis independentes para estimativa da condutividade hidráulica foram: densidade do solo, densidade de partículas, cascalho, areia total, areia grossa, areia fina, silte, argila e retenção de água em condições saturadas e nas tensões de 6, 10 e 1500 kPa.

Como a análise estatística pressupõe que os dados tenham distribuição normal, os parâmetros físicos foram submetidos à análise de normalidade pelo teste de Shapiro-Wilk para inclusão no modelo. As variáveis que não atenderam à suposição de normalidade foram transformadas para normalização.

O conjunto de dados foi submetido à análise de correlação simples para identificar as variáveis que possuíam maior efeito na condutividade hidráulica do solo saturado. Após a observação e seleção dos parâmetros mais significativos, realizou-se análise de regressão múltipla com o procedimento *Stepwise* do programa Statistical Analysis System (SAS Institute, 1997), o qual parte da variável independente que mais se correlaciona com a variável dependente, para no passo seguinte, adicionar outra variável de maior correlação parcial com o modelo pré-selecionado e, posteriormente, testar pelo teste F. Quando o valor do F calculado ultrapassar 0,5, o procedimento de inserção de variáveis é encerrado.

O estratégia foi determinar uma equação para estimativa da  $K_{sat}$  para cada camada de solo amostrada. Portanto, as análises de regressão linear múltiplas foram elaboradas a partir de quatro conjuntos de variáveis independentes que representam cada camada de solo.



O poder preditivo das equações foi analisado primeiramente pelo coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e, posteriormente, pelo erro padrão da estimativa ( $S_{yx}$ , %). Um ótimo modelo é aquele que, para um dado número de variáveis, produz a mínima soma de quadrados do erro (SSE), ou, equivalentemente, o máximo coeficiente de determinação múltipla ( $R^2$ ). Esse coeficiente é obtido do quociente  $SSR/SST$ , em que  $SSR$  é a soma de quadrados da regressão, que mede a variabilidade em resposta a uma variável atribuída ao modelo, e  $SST$ , a soma de quadrados total corrigida para a média da variável resposta. A diferença entre  $SSR$  e  $SST$  é a soma de quadrados do erro. Para melhor visualização, a qualidade da estimativa das equações foi representada em gráficos de relação 1:1.

### 3.5 Monitoramento hidrossedimentométrico

O monitoramento da precipitação, da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão foi realizado de julho de 2009 a dezembro de 2012. A precipitação foi monitorada com o uso de dois pluviógrafos e cinco pluviômetros. Ambos os equipamentos estão distribuídos na bacia (Figura 6), sendo que os dados dos pluviógrafos, obtidos a cada 5 minutos, são corrigidos com base nos valores obtidos em intervalos diários nos pluviômetros.

A vazão foi determinada por meio da medição do nível no exutório da bacia, monitorado com um linígrafo (sensor) de boia instalado junto a uma calha *Parshall*, com intervalos de tempo de cada leitura de 10 minutos. Aliado a isso, observações em uma régua linimétrica foram realizadas três vezes ao dia (9, 12 e 16 h) por um hidrotécnico. Os valores de nível da água foram convertidos em vazão por meio da curva-chave da calha *Parshall*.

A concentração de sedimentos em suspensão (CSS) foi estimada por meio da medição da turbidez da água em intervalos de 10 minutos. Os valores de turbidez foram convertidos em CSS com o uso da equação construída a partir das campanhas de medição da CSS com calendário fixo (diário) e de acompanhamento de eventos pluviométricos, onde foram construídas equações que relacionam turbidez com CSS.

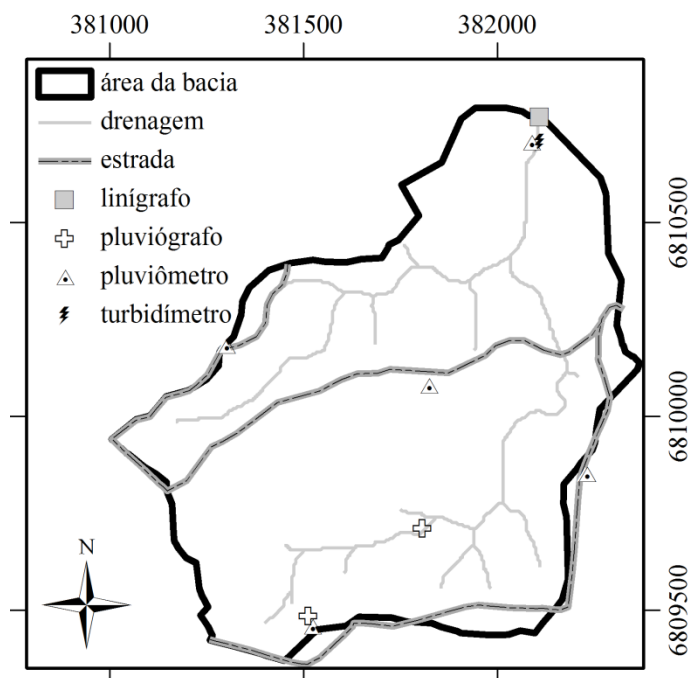


Figura 6 – Equipamentos instalados na bacia hidrográfica.

### 3.6 Utilização do modelo LISEM

A modelagem hidrossedimentológica foi efetuada utilizando-se a versão de código aberto do LISEM (openLISEM, versão 1.56, <http://sourceforge.net/projects/lisem/>). De forma geral, para a simulação dos processos hidrossedimentológicos são incorporados no LISEM a precipitação, a interceptação, o armazenamento superficial em microdepressões, o movimento vertical da água no solo, o escoamento superficial, a desagregação do solo pelas gotas da chuva e por gotas interceptadas pela vegetação, a desagregação do solo pelo escoamento superficial e a deposição das partículas desagregadas. O modelo incorpora também a influência de rodados de tratores e pequenas estradas pavimentadas. A base de cálculo do LISEM, para representar os processos descritos acima, foi detalhada anteriormente na revisão bibliográfica e pode também ser consultada nos trabalhos de De Roo et al. (1996a) e De Roo et al. (1996b).

O modelo de infiltração escolhido foi o de Green-Ampt para duas camadas, em função da existência de duas camadas distintas quanto à dinâmica da água no solo na bacia em estudo. Considerou-se que o uso e o manejo do solo exercem grande influência na

variabilidade espacial dos processos que ocorrem na primeira camada do solo (ou camada superficial), enquanto que na segunda camada (ou camada subsuperficial) os processos são controlados pela variabilidade dos tipos de solo. Portanto, a parametrização da camada superficial está associada ao uso e manejo do solo e da camada subsuperficial ao tipo de solo.

O modelo LISEM é integrado a um Sistema de Informação Geográfica (PCRaster – VAN DEURSEN; WESSELING, 1992), o qual possibilita a entrada e saída de dados espacializados. A área da bacia é dividida em uma grade de células regulares onde, para cada célula, o modelo simula os processos hidrossedimentológicos, sendo que os cálculos realizados em uma célula se propagam para a célula vizinha conforme a direção de fluxo. O critério de Courant-Friedrichs-Lewy foi usado para definir os valores do intervalo de tempo das simulações ( $\Delta t=50$  s) e o tamanho de cada célula ( $\Delta x=5$  m), sendo utilizado para fornecer maior estabilidade nos cálculos das diferenças finitas na modelagem matemática realizada pelo LISEM.

### 3.6.1 Obtenção de dados de entrada do modelo

As informações necessárias para a solução numérica das equações do LISEM são inseridas na forma de mapas, exceto para a intensidade da precipitação pluvial, que é um arquivo de texto. O LISEM requer mapas fisiográficos básicos – como modelo numérico de elevação, solos, uso do solo, canal de drenagem e estradas – que são associados a tabelas, que permitem gerar novos mapas com as informações requeridas pelo modelo. Essas informações podem ser obtidas a partir de medições em campo ou em consultas na literatura especializada.

Foram medidas em campo a  $K_{sat}$  e a porosidade total. Para isso foram coletadas amostras de solo em 16 pontos localizados em cinco encostas representativas da bacia hidrográfica, com amostragens em quatro camadas de solo (0,0-0,04, 0,20-0,24, 0,40-0,44 e 0,60-0,64 m) e determinação conforme metodologia proposta por EMBRAPA (1997). Para a  $K_{sat}$ , as três determinações do volume de água percolada nas amostras foram feitas em intervalos de cinco minutos após o início da percolação, visto que as amostras haviam sido previamente saturadas. Além disso, foi realizado um levantamento para identificação da porção do solo coberta por cascalho.

Trabalhos anteriores realizados nesta mesma área de estudo contribuíram com informações como: coesão do solo (DALBIANCO, 2009); índice de área foliar da pastagem, altura da vegetação e fração vegetada (MELLO, 2006); rugosidade aleatória do solo (BARROS, 2012); e estabilidade de agregados, D50 (mediana da granulometria do solo) e  $n$  de Manning do canal (MORO, 2011).

Também foram obtidas na literatura informações de tensão na frente de umedecimento (RAWLS et al., 1983);  $n$  de Manning na bacia vertente (HAAN et al., 1993); índice de área foliar do fumo (PELLEGRINI, 2006) e do eucalipto (RODRIGUES, 2011); e coesão do solo pelas raízes (MORGAN et al., 1998).

Com base em medições de campo, a profundidade do solo foi considerada de 1,0 m para toda a área da bacia hidrográfica e o perfil do solo foi dividido em duas camadas, de acordo com o comportamento hidrológico distinto, sendo a camada superficial até 0,20 m e a camada subsuperficial de 0,20 a 1,00 m de profundidade. Desta maneira, entende-se que a segunda camada de solo não depende do uso ou manejo aplicado nas áreas, mas sim, das propriedades físico-hídricas de cada tipo de solo. Ao ser considerada uma segunda camada, quatro novos mapas são necessários, os quais representam a condutividade hidráulica saturada, a porosidade total, a tensão na frente de molhamento e o conteúdo inicial de água no solo.

O conteúdo de água no solo antecedente aos eventos não foi medida e seu valor foi ajustado manualmente para cada evento. O mapa de direção de fluxo, que é derivado do modelo numérico de elevação, foi editado com o objetivo de alterar as linhas de fluxo, conforme metodologia proposta por Takken et al. (2001c).

#### 3.6.1.1 Edição dos mapas de direção de fluxo e declividade das linhas de drenagem

A metodologia proposta por Takken et al. (2001a) foi usada para criar um padrão de escoamento através do qual o efeito do manejo do solo, como por exemplo a construção de camalhões, é levada em conta. A descrição completa da metodologia pode ser consultada em Takken et al. (2001b,c).

Resumidamente, a metodologia para criar o padrão de escoamento superficial consiste de quatro etapas. 1) Criação de um padrão de escoamento que é controlado pela topografia. 2)

Criação de um padrão de escoamento controlado pela direção de construção dos camalhões, ou seja, controlado pelo manejo do solo (modelo TCRP, Takken et al., 2001c). 3) Aplicação de regras de decisão para determinar, para cada célula, se a água irá fluir conforme a topografia ou conforme o manejo do solo (Takken et al., 2001b). 4) Construção dos mapas de direção e declividade das linhas de drenagem a partir da combinação do padrão de escoamento determinado pela topografia e pelo manejo do solo (Takken et al., 2001b).

Para criar um padrão de escoamento baseado no manejo do solo necessita-se de um modelo de elevação numérica do terreno, um mapa de uso do solo e um mapa com a direção de manejo em cada gleba com a presença de camalhões. A direção de construção dos camalhões foi determinada com base em imagem de satélite. No modelo, as linhas de fluxo que dependem do manejo do solo são definidas primeiro. Depois, a direção de fluxo dentro dessas linhas é definida pela escolha da direção com base na declividade das linhas. Quando ocorre a convergência do fluxo, este segue a direção topográfica. A direção de fluxo na borda das glebas é definida separadamente, com base no mapa de uso do solo. Na figura 7 está representado o padrão de escoamento após a edição do mapa com a direção das linhas de drenagem.

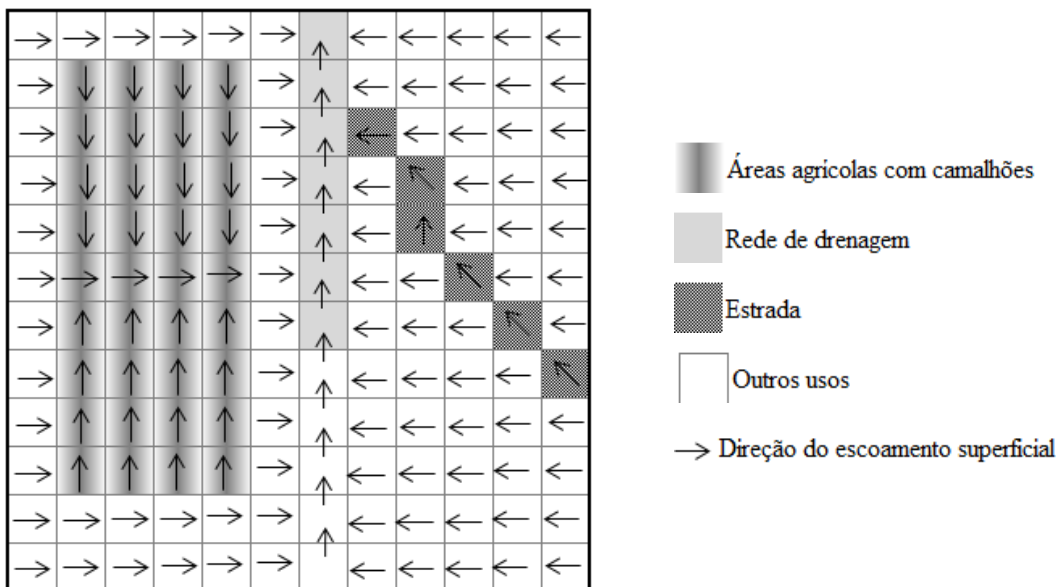


Figura 7 – Ilustração da direção do escoamento superficial conforme as estratégias adotadas: a) padrão de escoamento sem efeito de camalhão e com efeito de estrada; b) sem efeito de camalhão e sem efeito de estrada; c) com efeito de camalhão e com efeito de estrada; d) com efeito de camalhão e sem efeito de estrada.

### 3.6.2 Seleção de eventos e calibração do modelo

Para a calibração do modelo LISEM, foram selecionados 20 eventos pluviométricos (Tabela 3). Esses eventos foram escolhidos de forma a abranger todas as épocas do ano (cinco eventos para cada estação do ano) para representar as variações ocorridas no uso e manejo do solo e contemplar as variações climáticas anuais.

Levando-se em consideração que o LISEM simula somente o escoamento superficial ou seja, desconsidera o escoamento de base, os eventos chuva-vazão-sedimento foram analisados para determinação dos parâmetros utilizados na calibração, como a intensidade da chuva ( $I$ ), o escoamento superficial ( $Q_s$ ), a vazão máxima ( $Q_{max}$ ), a concentração de sedimentos em suspensão (CSS) e a produção de sedimentos (PS). A estimativa da variável  $Q_s$  procedeu-se a partir da análise gráfica dos hidrogramas, baseada no método da declividade constante (CHOW, 1964).

A calibração do modelo foi efetuada alterando-se os parâmetros manualmente com o intuito de ajustar os componentes do hidrograma. Após a calibração dos hidrogramas, efetuou-se a calibração dos sedimentogramas para os mesmos eventos.

A calibração do hidrograma consistiu no ajuste dos valores de conteúdo inicial de água no solo, de condutividade hidráulica saturada e do coeficiente  $n$  de Manning (canal e bacia vertente). Nesta etapa, os parâmetros de calibração foram alterados buscando-se obter o resultado mais próximo ao valor observado da vazão máxima, do tempo de pico, do escoamento superficial e a forma do hidrograma.

Posteriormente, efetuou-se o ajuste nos parâmetros de solo, como coesão do solo (canal e bacia vertente), mediana da granulometria e estabilidade de agregados, para a calibração do sedimentograma. Buscou-se aproximar os valores simulados aos valores medidos de CSS no pico, tempo do pico da CSS e produção total de sedimentos durante o evento.

Tabela 3 – Eventos selecionados para a modelagem hidrossedimentológica.

Evento	Estação do ano	ppt mm	Q <sub>s</sub> m <sup>3</sup>	Q <sub>max</sub> L s <sup>-1</sup>	C %	PS ton	CSS <sub>max</sub> ----- mg/L -----	CSS <sub>med</sub>
12/09/09	Inverno	49,4	14833,8	1193,7	25,25	nd	nd	nd
27/09/09	Primavera	57,4	19830,9	2091,2	29,04	nd	nd	nd
07/11/09	Primavera	34,3	3357,7	681,6	8,23	nd	nd	nd
30/11/09	Primavera	55,6	6288,4	466,4	9,51	nd	nd	nd
21/12/09	Verão	27,9	397,3	104,6	1,20	nd	nd	nd
05/01/10	Verão	112,4	36174,2	3667,6	26,94	55,6	3060	767
16/01/10	Verão	27,9	910,1	204,3	2,74	0,8	1809	615
22/03/10	Outono	36,7	1337,5	168,2	3,13	1,1	2394	485
25/04/10	Outono	30,4	4294,1	517,6	11,87	4,4	2368	674
15/11/10	Primavera	32,4	721,7	289,9	1,87	nd	nd	nd
21/11/10	Primavera	36,7	3378,9	1061,2	7,73	11,8	4398	1971
08/01/11	Verão	62,0	5996,1	1921,3	8,13	nd	nd	nd
26/03/11	Outono	126,0	61132,6	4182,8	40,78	24,1	1049	275
23/04/11	Outono	39,9	11159,0	1564,2	23,51	5,2	1155	300
17/06/11	Outono	29,4	858,9	86,5	2,45	0,2	228	146
20/07/11	Inverno	128,2	77027,8	2994,3	50,51	19,3	610	211
09/08/11	Inverno	43,0	23216,5	2704,5	45,32	6,5	729	201
25/02/12	Verão	46,2	1410,1	146,9	2,56	0,4	659	236
10/09/12	Inverno	50,1	2788,8	159,5	4,68	0,6	873	224
19/09/12	Inverno	92,7	28213,6	1261,0	25,59	15,6	5269	320

ppt: precipitação pluvial; Q<sub>s</sub>: escoamento superficial do evento; Q<sub>max</sub>: vazão máxima; C: coeficiente de escoamento superficial; PS: produção de sedimentos; CSS<sub>max</sub>: concentração máxima de sedimentos; CSS<sub>med</sub>: concentração média de sedimentos em suspensão. nd: informação não disponível.

### 3.7 Análise estatística dos resultados do modelo LISEM

A qualidade das simulações para o hidrograma e para o sedimentograma foram avaliadas estatisticamente com o uso do Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe (COE) (NASH e SUTCLIFFE, 1970) e a tendência percentual (PBIAS). As equações 19 e 20 representam o COE e Pbias, respectivamente.

$$\text{COE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\text{Eobs} - \text{Esim})^2}{\sum_{i=1}^n (\text{Eobs} - \bar{E})^2} \quad (19)$$

onde Eobs representa o valor da variável observada em um dado intervalo de tempo, Esim é o valor da variável simulada ou calculada pelo modelo em um dado intervalo de tempo, E representa a média dos valores observados no período da simulação, n é o número de variáveis.

$$\text{PBIAS}(\%) = \frac{\text{Esim} - \text{Eobs}}{\text{Eobs}} * 100 \quad (20)$$

onde Esim é o valor da variável simulada pelo modelo em um dado intervalo de tempo, Eobs representa o valor da variável observada em um dado intervalo de tempo, e PBIAS é o valor do desvio dos valores simulados em relação aos valores observados em porcentagem (%).

O COE avalia a eficiência da calibração quanto ao formato do hidrograma e do sedimentograma, e pode variar de  $-\infty$  a 1, sendo o valor 1 indicativo de um perfeito ajuste entre os dados simulados e observados. Os valores de COE maiores que 0,50 podem ser considerados satisfatórios (MORIASI et al., 2007).

A PBIAS avalia se os dados simulados superestimam ou subestimam os dados observados. Quanto mais próximo de zero, melhor é a estimativa dos dados. Portanto, para o escoamento superficial os coeficientes devem ser  $<\pm 25\%$  para serem considerados como satisfatórios, e para sedimentos devem ser  $<\pm 55\%$  (MORIASI et al., 2007).



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Caracterização físico-hídrica das encostas

Os resultados provenientes dos ensaios de infiltração de água no solo e da caracterização físico-hídrica estão apresentados nas tabelas 4, 5 e 6. Primeiramente, o enfoque da discussão será para cada encosta estudada e, posteriormente, será feita uma análise conjunta de todas as encostas.

Resultados obtidos em cada encosta:

*Encosta 1.* Tem 80 metros de comprimento e possui associação de Cambissolos e Neossolos, com profundidade máxima de 1 m. A variação textural no perfil de solo não é evidente. A TIB é de alta a muito alta, sendo maior na meia encosta que no topo e na várzea (Tabela 4). A meia encosta também apresenta maiores valores de cascalho e areia total (Tabela 5), e porosidade total e condutividade hidráulica saturada nas camadas analisadas (Tabela 6), e menores valores de densidade do solo (Tabela 6). O teor de argila é maior no topo que nas demais posições da encosta. No topo e na várzea da encosta, a  $K_{sat}$  é próxima a zero na camada subsuperficial do solo, enquanto que na camada superficial os valores são superiores a  $100 \text{ mm h}^{-1}$ .

*Encosta 2.* Com 125 m de comprimento, possui Argissolos com profundidade máxima de 1 m nas cotas mais elevadas do relevo, e Cambissolo na várzea. A TIB é de baixa a alta (Tabela 4) e todas as posições na encosta possuem camada subsuperficial mais argilosa e camada superficial cascalhenta (Tabela 5). A condutividade hidráulica saturada, da mesma forma que a areia total, teve maiores valores na camada superficial que na camada subsuperficial (Tabela 6).

*Encosta 3.* Essa encosta possuiu menor comprimento do que as demais (45 m), mas mesmo assim é possível identificar variabilidade pedogenética associada à declividade do relevo. Na meia encosta, com maior declividade, estão presentes Cambissolos, enquanto que no topo e na várzea o gradiente textural do perfil de solo indica a presença de Argissolos. A TIB é menor na várzea – sendo classificada como média – e a argila é maior no topo, quando comparados às demais posições do relevo.

*Encosta 4.* Com 135 m de comprimento, esta encosta possui associação entre Cambissolos e Neossolos, e possui profundidade de aproximadamente 0,6 m. O perfil do solo é cascalhento em todas as camadas, exceto na várzea que, até a profundidade estudada não apresentou cascalho, pois é área de deposição de sedimentos. A TIB é muito alta no topo e na meia encosta. A várzea da encosta possui menor declividade em relação aos demais pontos amostrados e, por consequência, ocorre deposição de material erodido. Isso é comprovado pelo maior teor de silte em todas as camadas avaliadas e pela redução no valor de TIB (ainda considerado como alto), além de não ter cascalho, o que indica que toda esta camada tenha sido depositada no local. Novamente, os maiores valores de  $K_{sat}$  foram verificados na camada superficial do solo (Tabela 5).

*Encosta 5.* Esta encosta tem 125 m de comprimento e possui associação entre solos mais desenvolvidos (Argissolos), situados no topo e com gradiente textural, e solos menos desenvolvidos (Neossolos e Cambissolos), com menor profundidade e cascalhentos. A meia encosta tem perfil raso com valor elevado de  $K_{sat}$  em todas as camadas. Todos os pontos amostrados nesta encosta apresentaram TIB classificada como muito alta, no entanto, na várzea observou-se deposição de sedimentos, o que proporciona menor TIB em relação aos outros pontos na encosta.

Ao analisar os dados das tabelas 4, 5 e 6 de forma conjunta, verificou-se que os valores de TIB geralmente são muito altos, variando de 4 a 402  $\text{mm h}^{-1}$  e possuem grande dispersão para um mesmo ponto da encosta. A tendência foi de ocorrer valores mais elevados de TIB nos ensaios realizados na meia encosta, embora essa diferença nem sempre seja identificada estatisticamente por causa da grande dispersão de valores nas repetições. Verificou-se que os Argissolos apresentam tendência de redução dos valores de TIB quando comparado aos Neossolos e Cambissolos.

A  $K_{sat}$  variou de 0 a 1114  $\text{mm h}^{-1}$ , sendo que os valores mais elevados foram observados na camada superficial do solo, nem sempre havendo diferença estatística. Quanto à posição na encosta, houve diferença nos valores de  $K_{sat}$  somente na encosta 1.

Como o solo é intensamente revolvido para o cultivo do tabaco, esperava-se que a densidade do solo fosse menor na camada superficial quando comparada com as camadas subsuperficiais em todas as encostas, porém, este comportamento nem sempre foi observado. Os solos apresentam grande quantidade de cascalho, especialmente na camada superficial.

O conjunto de informações obtidas nos ensaios de infiltração e na caracterização físico-hídrica em profundidade são de grande valia para compor um amplo banco de dados da

bacia em estudo, que pode ser utilizado para a compreensão da dinâmica hidrológica, bem como, para a parametrização de modelos de base física utilizados na simulação de processos hidrológicos. Para os locais não amostrados neste estudo, como aqueles que contemplam outros usos do solo, como mata e pastagem, podem ser utilizados resultados obtidos em outros trabalhos realizados na mesma bacia hidrográfica (DALBIANCO, 2009; MORO, 2011; BARROS, 2012). Para as camadas subsuperficiais, pode-se fazer uma relação com o presente estudo, já que essas camadas apresentam pouca variação por influência do uso e manejo do solo. Outros resultados de propriedades físico-hídricas do solo podem ser obtidos em Oliveira (2010), que mediu a  $K_{sat}$  com o uso de chuva simulada, conforme metodologia descrita em Norton e Brown (1992). O valor médio de  $K_{sat}$  encontrada por este autor foi de  $22 \text{ mm h}^{-1}$ , valor atingido após 120 min de chuva simulada, quando estabilizou a infiltração de água.

Os solos cultivados com tabaco apresentam comportamento hidrológico distinto entre a camada superficial e subsuperficial. Esse efeito pode ser explicado pelo uso e manejo do solo que, nesta bacia, tem a particularidade da construção dos camalhões para o cultivo do tabaco, os quais afetam a rugosidade do solo e, conseqüentemente, a taxa de infiltração de água.

Além do manejo do solo, a variabilidade vertical das propriedades físico-hídricas também é dependente da pedogênese, que imprime características granulométricas específicas para cada camada do solo como, por exemplo, o acúmulo de argila iluvial em camadas subsuperficiais dos solos mais desenvolvidos (Argissolos), e frações granulométricas mais grosseiras na camada superficial do solo. O gradiente textural gera comportamento hidrológico diferenciado dentro de um mesmo perfil de solo, principalmente em relação à  $K_{sat}$ , evidenciado pelos dados obtidos no presente estudo.

Em função desses aspectos, ao se trabalhar com modelagem hidrológica nessa bacia hidrográfica deve-se utilizar modelos de infiltração que considerem o perfil de solo com no mínimo duas camadas distintas, como é o caso da equação de Green-Ampt (GREEN e AMPT, 1911). A contribuição desse trabalho é que a camada superficial tenha 0,20 m de profundidade e a camada subsuperficial 0,80 m, totalizando 1,0 m de perfil de solo. Além disso, para a parametrização dos modelos hidrológicos, os valores de  $K_{sat}$  podem ser tomados a  $100 \text{ mm h}^{-1}$  na camada superficial. Já nas camadas subsuperficiais, ocorre variação entre os valores de  $K_{sat}$ , de acordo com a classe de solo, variando de 1 a  $20 \text{ mm h}^{-1}$ , sendo os menores valores característicos de locais com Argissolos e os maiores valores em locais de solos menos desenvolvidos, isto é, Cambissolos e Neossolos.

Tabela 4 – Taxa de infiltração básica (TIB, mm h<sup>-1</sup>) em pontos amostrados em diferentes posições do relevo de cinco encostas da bacia hidrográfica.

Encosta	Posição na encosta	Tipo de solo	TIB mm h <sup>-1</sup>	CV %	Classificação <sup>I</sup>
1	Topo	Neossolo/Cambissolo	129,0b <sup>nsII</sup>	62,1	Muito alta
	Meia encosta	Neossolo/Cambissolo	402,0a A	20,8	Muito alta
	várzea	Neossolo/Cambissolo	25,8b <sup>ns</sup>	106,9	Alta
2	Topo	Argissolo	5,7a	150,4	Média
	Meia encosta	Argissolo	4,0a B	173,2	Baixa
	Várzea	Cambissolo	16,3a	173,2	Alta
3	Topo	Argissolo	47,2ab	53,6	Muito alta
	Meia encosta	Cambissolo	71,4a B	57,3	Muito alta
	Várzea	Argissolo	6,8b	36,7	Média
4	topo	Neossolo/Cambissolo	72,4a	77,7	Muito alta
	Meia encosta	Neossolo/Cambissolo	90,3a B	45,5	Muito alta
	várzea	Neossolo/Cambissolo	21,4a	48,6	Alta
5	Topo	Argissolo	121,5ab	17,2	Muito alta
	Meia encosta	Neossolo/Cambissolo	349,8a A	146,7	Muito alta
	Várzea	Neossolo/Cambissolo	48,3b	40,5	Muito alta

<sup>I</sup>Classificação sugerida por Salassier et al. (2008) para a TIB, baseada no valor médio.

<sup>II</sup>Letras minúsculas se referem às comparações estatísticas entre posições na mesma encosta; letras maiúsculas se referem às comparações estatísticas entre a mesma posição para encostas diferentes.

Tabela 5 – Classificação granulométrica dos pontos amostrados em diferentes posições do relevo de cinco encostas da bacia hidrográfica.

Encosta	Posição	Prof. m	Cascalho g g <sup>-1</sup>	Areia grossa %	Areia fina %	Areia Total %	Silte %	Argila %
1	Topo	0,00	0,06	5,48	17,75	23,23	48,42	28,35
		0,20	0,05	3,43	15,08	18,50	50,55	30,95
		0,40	0,03	0,97	24,28	25,25	38,80	35,95
		0,60	0,01	1,00	30,15	31,15	36,80	32,05
	Meia encosta	0,00	0,30	20,15	22,28	42,43	42,27	15,30
		0,20	0,18	13,15	32,00	45,15	42,40	12,45
		0,40	0,29	14,68	25,95	40,63	43,67	15,70
		0,60	0,31	15,13	24,58	39,70	38,25	22,90
	Várzea	0,00	0,21	29,68	23,35	53,03	33,92	13,05
		0,20	0,06	9,08	16,83	25,90	52,70	21,40
		0,40	0,03	5,15	15,78	20,93	58,92	20,15
		0,60	0,01	1,18	7,35	8,53	64,12	27,35
2	Topo	0,00	0,10	10,45	10,18	20,63	43,92	35,45
		0,20	0,01	1,00	1,98	2,98	30,67	66,35
		0,40	0,01	0,83	4,18	5,00	36,90	58,10
		0,60	0,01	0,95	5,63	6,58	43,32	50,10
	Meia encosta	0,00	0,05	7,72	9,05	16,78	51,92	31,30
		0,20	0,04	2,93	5,77	8,70	31,45	59,85
		0,40	0,02	3,38	6,38	9,75	35,75	54,50
		0,60	0,05	3,62	10,15	13,78	42,03	44,20
	Várzea	0,00	0,11	14,95	11,15	26,10	44,60	29,30
		0,20	0,06	7,43	8,63	16,05	47,60	36,35
		0,40	-	-	-	-	-	-
		0,60	-	-	-	-	-	-
3	Topo	0,00	0,14	11,15	12,08	23,23	43,17	33,60
		0,20	0,06	5,85	6,93	12,78	32,82	54,40
		0,40	0,07	5,60	8,33	13,93	40,02	46,05
		0,60	0,06	4,00	14,10	18,10	40,30	41,60
	Meia encosta	0,00	0,16	12,40	11,78	24,18	45,67	30,15
		0,20	0,28	3,30	14,75	18,05	63,65	18,30
		0,40	0,02	1,40	15,98	17,38	61,02	21,60
		0,60	0,06	3,45	20,25	23,70	50,90	25,40
	Várzea	0,00	0,14	15,68	16,53	32,20	48,85	18,95
		0,20	0,08	8,43	10,23	18,65	61,60	19,75
		0,40	0,00	2,20	7,65	9,85	66,35	23,80
		0,60	0,00	1,43	3,95	5,38	43,72	50,90

Tabela 5 – Continuação...

Encosta	Posição	Prof. m	Cascalho g g <sup>-1</sup>	Areia grossa %	Areia fina %	Areia total %	Silte %	Argila %	
4	Topo	0,00	0,24	1,38	23,33	24,70	48,15	27,15	
		0,20	0,20	1,48	18,60	20,08	56,87	23,05	
		0,40	-	-	-	-	-	-	
		0,60	-	-	-	-	-	-	
	Meia encosta	0,00	0,07	6,63	14,93	21,55	57,95	20,50	
		0,20	0,07	5,40	13,48	18,88	58,73	22,40	
		0,40	0,02	1,68	13,18	14,85	53,45	31,90	
		0,60	0,06	0,30	20,58	20,88	48,37	30,75	
	Várzea	0,00	0,00	3,50	8,60	12,10	65,45	22,45	
		0,20	0,00	3,17	8,08	11,25	66,05	22,70	
		0,40	0,00	2,18	8,83	11,00	62,75	26,25	
		0,60	0,00	3,63	20,50	24,13	56,93	18,95	
	5	Topo	0,00	0,04	12,13	12,93	25,05	53,60	21,35
			0,20	0,05	11,40	11,70	23,10	51,55	25,35
			0,40	0,01	4,35	7,03	11,38	35,32	53,30
			0,60	0,01	8,45	4,85	13,30	40,10	46,60
Meia encosta		0,00	0,12	9,78	21,43	31,20	52,75	16,05	
		0,20	0,20	11,38	33,83	45,20	40,50	14,30	
		0,40	0,00	24,00	32,70	56,70	28,10	15,20	
		0,60	-	-	-	-	-	-	
Várzea		0,00	0,03	9,15	14,80	23,95	59,70	16,35	
		0,20	0,02	7,15	17,20	24,35	58,75	16,90	
		0,40	0,10	14,93	27,53	42,45	44,55	13,00	
		0,60	0,02	9,68	18,53	28,20	54,80	17,00	

Tabela 6 – Propriedades físico-hídricas do solo nos pontos amostrados em diferentes posições do relevo de cinco encostas da bacia hidrográfica.

Encosta	Posição	Prof. m	K <sub>sat</sub> <sup>I</sup> mm h <sup>-1</sup>	CV %	Ds g cm <sup>-3</sup>	Retenção de água no solo						
						0 kPa	6 kPa	10 kPa	1500 kPa			
						----- % -----						
1	Topo	0,00	111,6a	87,5	1,15 <sup>ns</sup>	0,56 <sup>ns</sup>	0,44b	0,42b	0,16			
		0,20	5,5b	B	193,6	1,14	B	0,56	0,44b	0,43b	0,22	
		0,40	0,1b		200,0	1,16		0,57	0,49a	A	0,48a	A
		0,60	7,6b		163,2	1,18		0,57	0,49a		0,48a	0,35
	Meia encosta	0,00	171,5 <sup>ns</sup>		81,4	0,96 <sup>ns</sup>	0,62 <sup>ns</sup>	0,34b	0,32 <sup>ns</sup>	0,11		
		0,20	176,6	A	67,4	0,86	C	0,69	0,46a	B	0,44	B
		0,40	387,2		59,8	0,92		0,62	A	0,39ab	B	0,37
		0,60	266,3		77,6	0,97		0,62		0,39ab		0,38
	Várzea	0,00	165,7a		88,0	1,23b	0,53a	0,41b	0,39 <sup>ns</sup>	0,16		
		0,20	0,0b	B	0,0	1,19b	A	0,54a	0,45a	B	0,43	B
		0,40	21,2ab		138,6	1,26ab		0,51ab	C	0,41ab	B	0,40
		0,60	0,0b		0,0	1,35a		0,50b		0,42ab		0,42
2	Topo	0,00	47,6 <sup>ns</sup>		160,1	1,18 <sup>ns</sup>	0,56 <sup>ns</sup>	0,44 <sup>ns</sup>	0,43 <sup>ns</sup>	0,22		
		0,20	5,9	A	193,6	1,09	B	0,60	0,53	A	0,53	A
		0,40	3,8		187,4	1,10		0,59	A	0,53	A	0,53
		0,60	1,3		152,2	1,15		0,56		0,52		0,52
	Meia encosta	0,00	244,5a		49,8	1,11 <sup>ns</sup>	0,54b	0,41b	0,40b	0,20		
		0,20	0,2b	A	200,0	1,14	B	0,58a	0,53a	A	0,52a	A
		0,40	0,3b		164,7	1,11		0,60a	A	0,54a	A	0,54a
		0,60	0,2b		81,2	1,14		0,57ab		0,53a		0,52a
	Várzea	0,00	115,9 <sup>ns</sup>		141,1	1,22b	0,51 <sup>ns</sup>	0,37b	0,36b	0,21		
		0,20	3,2	A	100,4	1,28a	A	0,52	B	0,46a	B	0,45a
		0,40	-		-	-		-	B	-	B	-
		0,60	-		-	-		-		-		-
3	Topo	0,00	96,4 <sup>ns</sup>		151,7	1,25b	0,51b	0,39c	0,38c	0,26		
		0,20	0,1	A	126,6	1,31a	A	0,51b	A	0,47b	A	0,46b
		0,40	2,4		157,2	1,27ab		0,50b	A	0,45b	A	0,44b
		0,60	0,4		115,5	1,09c		0,58a		0,53a		0,53a
	Meia encosta	0,00	249,3a		82,7	1,26a	0,51b	0,34c	0,32c	0,23		
		0,20	41,8ab	A	121,5	1,13b	AB	0,54ab	A	0,43b	A	0,42b
		0,40	0,6b		118,3	1,08b		0,55ab	A	0,48a	A	0,47a
		0,60	0,3b		164,5	1,12b		0,58a		0,52a		0,51a
	Várzea	0,00	25,0a		152,0	1,19a	0,51b	0,42b	0,40b	0,17		
		0,20	7,8a	A	177,0	1,16a	B	0,52b	A	0,42b	A	0,41b
		0,40	58,7a		127,6	0,95b		0,61a	A	0,51a	A	0,50a
		0,60	26,1a		198,6	1,10a		0,60a		0,54a		0,53a

Tabela 6 – Continuação...

Enc.	Posição	Prof. m	K <sub>sat</sub> mm h <sup>-1</sup>	CV %	Ds g cm <sup>3</sup>	Retenção de água no solo										
						0 kPa	6 kPa	10 kPa	1500 kPa							
						----- % -----										
4	Topo	0,00	23,8 <sup>ns</sup>	77,2	1,10a	0,61b	0,45 <sup>ns</sup>	0,44 <sup>ns</sup>	0,21							
		0,20	86,2	A	109,0	0,90b	B	0,66a	A	0,46	A	0,45	A	0,18	A	
		0,40	-		131,9	-		-	-	-	-	-	-	-		
		0,60	-		119,7	-		-	-	-	-	-	-	-		
	Meia encosta	0,00	37,6a		129,3	1,15ab	0,57a	0,41b	0,40b	0,17						
		0,20	2,4a	A	198,1	1,26a	A	0,51b	B	0,43b	A	0,42b	A	0,19	A	
		0,40	0,1a		82,2	1,12b		0,57a		0,49a		0,49a		0,21		
		0,60	49,4a		59,7	1,06b	0,59a	0,50a	0,48a	0,21						
	Várzea	0,00	1114,9a		200,0	0,99b	0,61a	0,39b	0,38b	0,17						
		0,20	10,9b	A	196,8	1,23a	A	0,54b	B	0,44a	A	0,43a	A	0,16	A	
		0,40	25,8b		0,0	1,21a		0,52b		0,45a		0,44a		0,16		
		0,60	7,0b		95,0	1,18a	0,53b	0,46a	0,45a	0,16						
	5	Topo	0,00	211,8a		47,0	0,97c	0,63a	0,36d	0,35d	0,16					
			0,20	14,6b	A	133,3	1,19a	AB	0,51b	A	0,41c	A	0,39c	A	0,16	A
			0,40	0,1b		200,0	1,08b		0,60a		0,51b		0,51b		0,32	
			0,60	0,1b		200,0	1,16ab	0,60a	0,55a	0,55a	0,24					
Meia encosta		0,00	33,8 <sup>ns</sup>		41,2	1,00b	0,60a	0,44a	0,43a	0,22						
		0,20	48,8	A	29,1	0,96b	B	0,61a	A	0,43a	A	0,41a	A	0,15	A	
		0,40	137,2		5,6	1,16a		0,53b		0,35b		0,34b		0,20		
		0,60	-		107,5	-		-	-	-	-	-	-			
Várzea		0,00	90,8 <sup>ns</sup>		62,3	1,02c	0,60a	0,43a	0,42a	0,21						
		0,20	9,4	A	12,5	1,09bc	A	0,54b	A	0,43a	A	0,42a	A	0,20	A	
		0,40	22,6		115,8	1,17b		0,51c		0,37a		0,36b		0,11		
		0,60	3,6		47,0	1,32a	0,51c	0,41b	0,40a	0,16						

K<sub>sat</sub>: condutividade hidráulica saturada.



## 4.2 Relação entre condutividade hidráulica saturada e taxa de infiltração básica

Os valores de TIB e de  $K_{sat}$  apresentaram grande coeficiente de variação. Apesar de as repetições serem próximas, no máximo cinco metros entre os pontos, há grande variação entre os valores medidos de TIB. Stürmer et al. (2009) estudaram Neossolos Regolíticos do rebordo do planalto do Rio Grande do Sul e verificaram grandes diferenças na taxa de infiltração de água, inclusive para repetições próximas umas das outras. Os autores relacionaram estes resultados com as frações granulométricas do solo, à quantidade, espessura, ângulo e preenchimento das fraturas da camada saprolítica e às condições de relevo e uso atual do solo. Quando consideradas isoladamente essas propriedades apresentaram limitações na indicação da infiltração de água em alguns perfis estudados.

Os resultados deste estudo mostraram, também, que os locais com maior declividade apresentam solos mais rasos e com maior quantidade de cascalho. Além disso, o fluxo de água com solo saturado nestes locais é maior. Os valores elevados de TIB na meia encosta, que equivale aos locais com maior declividade, permitem inferir que esteja ocorrendo fluxo lateral nos anéis. No entanto, ao observar os valores de condutividade hidráulica saturada, verifica-se que esta propriedade também é maior neste ponto da encosta, o que confirma a tendência observada nos valores de TIB de ocorrer maior infiltração na meia encosta. Portanto, esses resultados comprovam que as diferentes metodologias adotadas para a determinação do fluxo de água em solo saturado, com medição em campo da TIB e em laboratório da  $K_{sat}$ , possuem habilidade em identificar a variabilidade horizontal desse processo.

A relação entre os valores de TIB e  $K_{sat}$  possui  $R^2$  de 0,78 (Figura 8). Verifica-se que os valores de TIB são mais bem distribuídos ao longo do eixo x, o que indica que apresentam maior variação, representando melhor as diferenças entre os pontos analisados. Desta forma, quando não houver heterogeneidade do solo, ou seja, quando não é necessária a caracterização em profundidade, o ensaio de infiltração pode ser usado para a identificação da variabilidade horizontal do fluxo de água.

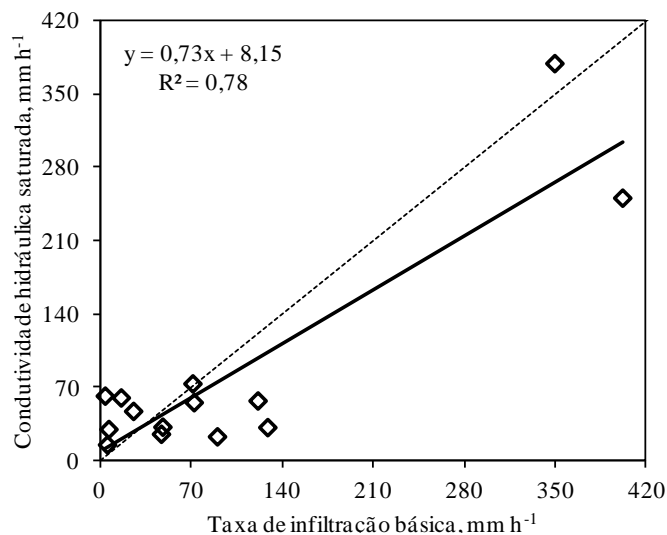


Figura 8 – Relação linear entre a taxa de infiltração básica e a condutividade hidráulica saturada.

#### 4.3 Estimativa da condutividade hidráulica saturada

Por meio do método *Stepwise* do pacote estatístico SAS foram elaboradas equações de regressão linear para estimativa da  $K_{sat}$  para cada camada de solo (Tabela 7). O conjunto de variáveis independentes foi composto por densidade do solo ( $Mg\ m^{-3}$ ), macroporosidade ( $m^3\ m^{-3}$ ), microporosidade ( $m^3\ m^{-3}$ ), porosidade total ( $m^3\ m^{-3}$ ), areia total ( $g\ g^{-1}$ ), silte ( $g\ g^{-1}$ ) e argila ( $g\ g^{-1}$ ).

O conjunto de variáveis independentes para elaboração das equações foi selecionado com base no coeficiente de correlação com a  $K_{sat}$ , mantendo-se no conjunto aquelas variáveis com relação de até 20% de significância. Verificou-se que as propriedades físico-hídricas do solo determinadas nas camadas subsuperficiais compuseram equações que representaram satisfatoriamente a  $K_{sat}$  (verificar  $R^2$  das equações), contendo como variáveis independentes parâmetros de granulometria (areia total) e da estrutura do solo (macroporosidade e porosidade total). Verificou-se que o teor de areia total nas camadas subsuperficiais do solo possui alto poder de predição da condutividade hidráulica saturada.

Tabela 7 – Equações para estimativa da condutividade hidráulica saturada ( $K_{sat}$ ,  $\text{mm h}^{-1}$ ) para cada camada de solo amostrada.

Camada (m)	Equação	$R^2$
0,00-0,04	$K_{sat}=423,70+18,15*silt-2836,84*mic$	0,37
0,20-0,24	$K_{sat}=-55,24+762,18*mac$	0,77
0,40-0,44	$K_{sat}=-125,91-5,07*at+2797,60*mac$	0,82
0,60-0,64	$K_{sat}=-379,80-1,13*at+562,93*pt+1443,78*mac$	0,96

*silt*: silte (%); *mic*: microporosidade ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ); *mac*: macroporosidade ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ); *at*: areia total (%); *pt*: porosidade total ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ).

Os resultados indicam que as camadas subsuperficiais do solo controlam o fluxo de água no solo. Ao desenvolver as equações para estimativa da  $K_{sat}$ , a areia, a macroporosidade e a porosidade total fizeram parte das variáveis independentes que entraram nas equações. As duas últimas propriedades já eram esperadas, pois a estrutura do solo está diretamente ligada à dinâmica da água no solo. Todavia, o teor de areia fez parte de quase todas as equações, mostrando sua forte relação indireta com a dinâmica da água no solo, especialmente na segunda camada amostrada. Então, fica evidenciado que a  $K_{sat}$  é influenciada pelo manejo do solo e também pela pedogênese, que imprime o gradiente textural.

#### 4.4 Modelagem hidrossedimentológica

##### 4.4.1 Calibração do hidrograma

O desempenho do modelo LISEM em simular a forma do hidrograma, avaliada pelo COE, foi satisfatória para a maioria dos 20 eventos (Tabela 8). Apenas um evento teve  $\text{COE} < 0,50$  (Tabela 5), que é considerado insatisfatório conforme a classificação elaborada por Moriasi et al. (2007). Para as variáveis calibradas, o escoamento superficial e o tempo de pico da vazão tiveram bons ajustes, onde apenas um evento teve valor de tendência percentual fora da faixa ideal ( $\text{PBIAS} < \pm 25\%$ ). A vazão máxima teve dois eventos fora da faixa ideal.

Tabela 8 – Valores observados (obs) e simulados (sim) e desempenho estatístico do modelo LISEM para a simulação do escoamento superficial em eventos pluviométricos.

Evento	ppt mm	Q <sub>s</sub>		Q <sub>max</sub>		Tpico		Análise estatística			
		m <sup>3</sup>		L s <sup>-1</sup>		min		COE	PBIAS		
		obs	sim	obs	sim	obs	sim		Q <sub>s</sub>	Q <sub>max</sub>	Tpico
12/09/09	49,4	14833,8	12970,9	1193,7	1587,7	545,0	561,7	0,52	12,6	-33,0	-3,1
27/09/09	57,4	19830,9	15148,8	2091,2	1953,0	200,0	215,0	0,33	23,6	6,6	-7,5
07/11/09	34,3	3357,7	3127,4	681,6	678,9	151,3	148,3	0,96	6,9	0,4	2,0
30/11/09	55,6	6288,4	4743,4	466,4	454,0	105,1	113,3	0,62	24,6	2,7	-7,9
21/12/09	27,9	397,3	487,2	104,6	110,5	30,1	35,0	0,65	-22,6	-5,6	-16,2
05/01/10	112,4	36174,2	97322,9	3667,6	5876,4	701,0	1095,8	0,66	-169,0	-60,2	-56,3
16/01/10	27,9	910,1	853,2	204,3	202,9	53,4	58,3	0,89	6,3	0,7	-9,1
22/03/10	36,7	1337,5	1006,1	168,2	152,2	83,0	80,8	0,77	24,8	9,5	2,7
25/04/10	30,4	4294,1	3616,9	517,6	539,8	181,7	200,0	0,81	15,8	-4,3	-10,1
15/11/10	32,4	721,7	798,9	289,9	284,7	48,6	46,7	0,97	-10,7	1,8	4,0
21/11/10	36,7	3378,9	3210,4	1061,2	1178,3	142,7	136,7	0,83	5,0	-11,0	4,2
08/01/11	62,0	5996,1	5218,8	1921,3	2163,6	67,1	69,2	0,90	13,0	-12,6	-3,1
26/03/11	126,0	61132,6	66226,3	4182,8	3167,3	795,0	800,0	0,73	-8,3	24,3	-0,6
23/04/11	39,9	11159,0	10747,6	1564,2	1551,0	64,4	58,3	0,86	3,7	0,8	9,4
17/06/11	29,4	858,9	866,3	86,5	94,3	330,8	309,2	0,95	-0,9	-9,0	6,5
20/07/11	128,2	77027,8	75241,2	2994,3	3075,2	705,0	615,0	0,89	2,3	-2,7	12,8
09/08/11	43,0	23216,5	22586,6	2704,5	2642,6	265,0	271,7	0,94	2,7	2,3	-2,5
25/02/12	46,2	1410,1	1404,4	146,9	145,4	329,6	370,8	0,82	0,4	1,0	-12,5
10/09/12	50,1	2788,8	2967,2	159,5	173,4	430,4	414,2	0,80	-6,4	-8,7	3,8
19/09/12	92,7	28213,6	24544,8	1261,0	1470,5	700,4	683,3	0,93	13,0	-16,6	2,4

ppt: precipitação pluvial. Q<sub>s</sub>: escoamento superficial do evento. Q<sub>max</sub>: vazão máxima. Tpico: tempo de pico da vazão. COE: coeficiente de Nash e Sutcliffe. PBIAS: tendência percentual.

Os parâmetros  $K_{sat}$  e  $n$  de Manning tiveram grande amplitude na calibração dos hidrogramas (Tabela 9 e 10). Os valores finais da  $K_{sat}$  para a camada superficial variaram de 2,2 a 99,0  $\text{mm h}^{-1}$ , e a média desta camada, levando-se em consideração todos os eventos, foi de 32,2  $\text{mm h}^{-1}$ , valor bem menor que o médio medido, que era em torno de 100  $\text{mm h}^{-1}$ . Já para camada subsuperficial, os valores de  $K_{sat}$  variaram de 2,8 a 48,0  $\text{mm h}^{-1}$ , com média de 9,8  $\text{mm h}^{-1}$ , valor próximo à faixa de valores medida a campo (0 a 20  $\text{mm h}^{-1}$ ) para os três tipos de solo.

O  $n$  de Manning também sofreu alteração em relação aos valores iniciais porque a edição do mapa de direção de fluxo – que passou a considerar o efeito dos camalhões – trouxe pouca contribuição nos resultados, diferente do que era esperado. Então, o  $n$  de Manning teve que ser aumentado de valores próximos a 0,10 para aproximadamente 0,34, com o objetivo de reduzir ainda mais a velocidade do escoamento superficial e atrasar o pico do hidrograma. Para as áreas sem a presença de camalhões, os valores ficaram próximos aos valores iniciais (0,20 para mata nativa e reflorestamento; e 0,15 para pastagem, pousio, açude e sedes das propriedades). O valor de 0,20 para o  $n$  de Manning do canal de drenagem que havia sido estimado por Moro (2011), na maioria das vezes teve que ser reduzido para 0,15.

Os valores de umidade inicial do solo foram calculados como porcentagem da porosidade total ocupada por água. Desta forma, os valores calibrados de conteúdo inicial de água no solo variaram de 60 a 98% da porosidade total ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ), tendo média de 85% (dados não apresentados em tabela).

Tabela 9 – Diferença de magnitude entre valores medidos e calibrados para os parâmetros que controlam a formação do escoamento superficial.

Evento	K <sub>sat</sub> da 1ª camada de solo								K <sub>sat</sub> da 2ª camada		
	pc	reflor	cm	mata	past	capo	açu	sede	camb	neo	arg
Medido	100 mm h <sup>-1</sup> aproximadamente								0 a 20 mm h <sup>-1</sup>		
12/09/09	3,6	6,0	3,6	7,2	3,6	3,6	3,6	3,6	5,5	5,5	5,5
27/09/09	40,0	48,0	40,0	57,6	32,0	40,0	16,0	32,0	7,0	7,0	8,4
07/11/09	22,0	26,0	22,0	30,0	22,0	22,0	22,0	22,0	12,0	12,0	13,2
30/11/09	22,0	35,0	22,0	40,0	20,0	20,0	10,0	20,0	4,6	4,6	5,5
21/12/09	34,0	42,5	34,0	51,0	28,9	34,0	17,0	28,9	10,0	10,0	12,0
05/01/10	80,0	96,0	80,0	98,0	68,0	80,0	40,0	68,0	3,1	3,1	4,8
16/01/10	46,2	72,6	46,2	79,2	21,1	46,2	66,0	21,1	16,0	8,0	16,0
22/03/10	35,4	40,3	35,4	43,5	25,8	35,4	16,1	25,8	2,8	2,8	4,4
25/04/10	35,0	55,0	35,0	60,0	16,0	35,0	50,0	16,0	6,1	4,0	6,1
15/11/10	35,0	45,0	35,0	45,0	30,0	35,0	35,0	30,0	20,0	13,0	20,0
21/11/10	44,0	50,0	44,0	50,0	25,0	44,0	60,0	25,0	22,0	22,0	22,0
08/01/11	60,0	99,0	60,0	99,0	40,0	60,0	40,0	40,0	48,0	48,0	48,0
26/03/11	40,0	42,0	40,0	42,0	30,0	40,0	50,0	30,0	5,6	5,6	5,6
23/04/11	17,0	20,0	17,0	20,0	14,0	17,0	20,0	14,0	3,6	3,6	3,6
17/06/11	6,8	10,4	6,8	15,6	5,2	6,8	6,8	5,2	4,1	4,1	4,1
20/07/11	3,0	3,6	3,0	4,8	2,2	3,0	2,2	2,2	9,9	9,9	9,9
09/08/11	6,0	6,0	6,0	6,0	5,0	6,0	6,0	6,0	3,3	3,3	3,3
25/02/12	7,3	7,3	7,3	7,3	6,8	7,3	7,3	7,3	9,0	9,0	9,0
10/09/12	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	3,8	3,8	3,8
19/09/12	80,0	80,0	80,0	80,0	80,0	80,0	80,0	80,0	3,2	3,2	3,2

K<sub>sat</sub>, condutividade hidráulica saturada; pc, preparo convencional; refluor, reflorestamento; cm, cultivo mínimo; mata, mata nativa; past, pastagem; capo, capoeira; açu, açude; sede, sede das propriedades; camb, Cambissolo; neo, Neossolo; arg, Argissolo.

Tabela 10 – Diferença de magnitude entre valores medidos e calibrados para os parâmetros que controlam a formação do escoamento superficial.

Evento	n de Manning da bacia vertente								n de Manning do canal
	pc	reflor	cm	mata	past	capo	açu	sede	
Medido	0,10	0,20	0,10	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20
12/09/09	0,30	0,40	0,30	0,50	0,10	0,10	0,10	0,10	0,14
27/09/09	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,10
07/11/09	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20
30/11/09	0,30	0,30	0,30	0,30	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
21/12/09	0,51	0,51	0,51	0,51	0,26	0,26	0,26	0,26	0,12
05/01/10	0,81	0,81	0,81	0,81	0,41	0,41	0,41	0,41	0,15
16/01/10	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14
22/03/10	0,24	0,16	0,24	0,16	0,12	0,12	0,12	0,12	0,20
25/04/10	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
15/11/10	0,40	0,10	0,40	0,10	0,08	0,10	0,00	0,08	0,15
21/11/10	0,40	0,20	0,40	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14
08/01/11	0,20	0,10	0,20	0,10	0,08	0,08	0,08	0,08	0,12
26/03/11	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20
23/04/11	0,40	0,20	0,40	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20
17/06/11	0,32	0,16	0,32	0,16	0,12	0,12	0,12	0,12	0,20
20/07/11	0,18	0,40	0,24	0,40	0,30	0,30	0,30	0,30	0,20
09/08/11	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20
25/02/12	0,24	0,12	0,24	0,12	0,09	0,09	0,09	0,09	0,15
10/09/12	0,40	0,20	0,40	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20
19/09/12	0,30	0,20	0,30	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20

pc, preparo convencional; refluor, reflorestamento; cm, cultivo mínimo; mata, mata nativa; past, pastagem; capo, capoeira; açu, açude; sede, sede das propriedades.

Os resultados obtidos na calibração dos hidrogramas permitem inferir que a qualidade do banco de dados refletiu no bom desempenho do modelo LISEM na simulação dos componentes do hidrograma e também para a forma do hidrograma. A demonstração gráfica do bom ajuste dos hidrogramas observados e simulados pode ser conferido na figura 9, onde são apresentados os resultados para um evento de baixa magnitude e outro de alta magnitude. Entretanto, não foi possível obter um padrão de resultados satisfatórios com apenas um conjunto de dados de calibração, ou seja, cada evento teve que ser calibrado separadamente, (novos valores de parâmetros) da mesma forma que os estudos realizados por Hessel et al. (2003), Hessel et al. (2007), Baartman et al. (2012). Isso se deve à dependência (ou relação) entre a taxa de infiltração e a intensidade da chuva, como demonstrado em outros estudos (KARSSENBERG, 2006; LÉONARD et al., 2006, STONE et al., 2008).

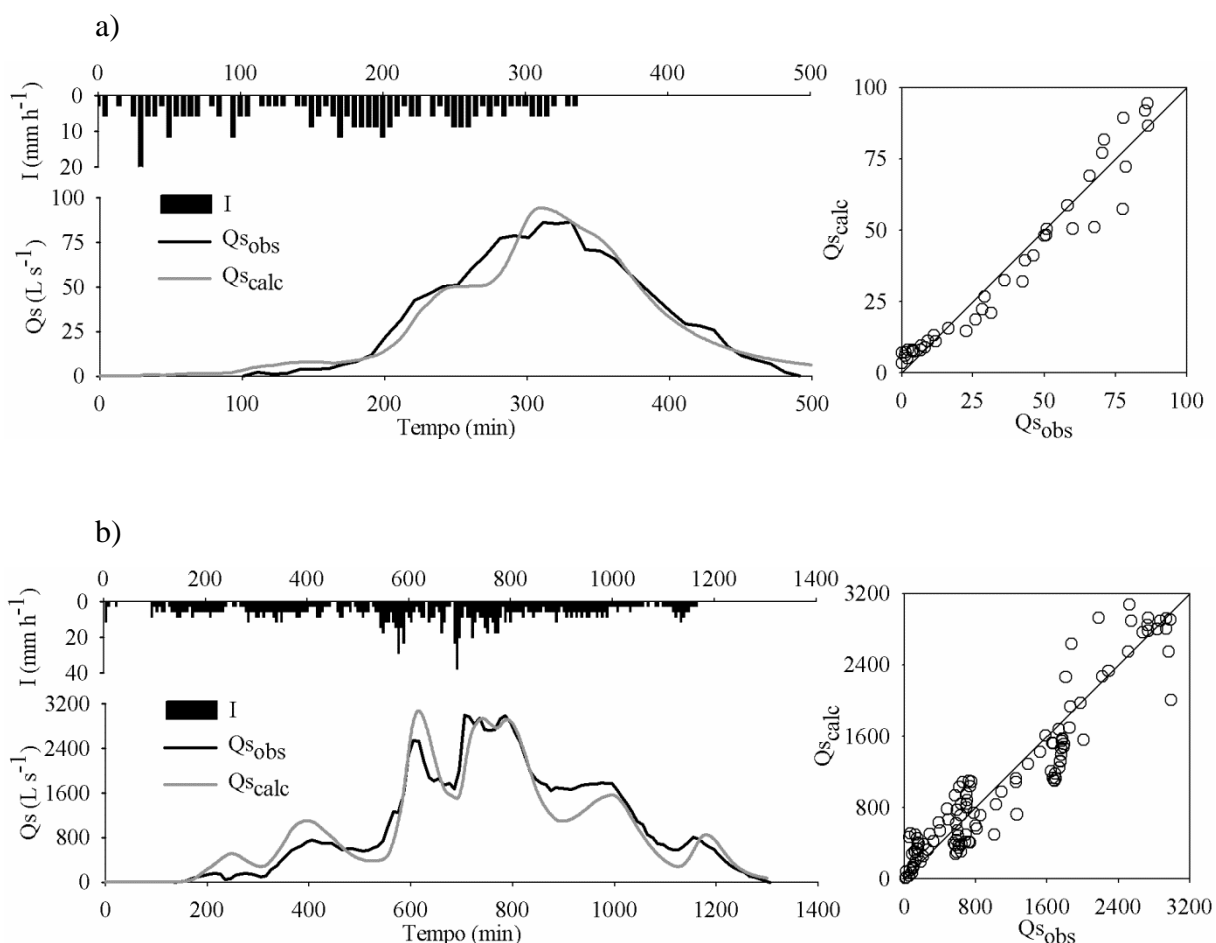


Figura 9 – Resultados da calibração do hidrograma para um evento de: a) baixa magnitude (17/06/2011); b) alta magnitude (20/07/2011).



Para os eventos de grande magnitude, com alto volume precipitado e longa duração, o valor de  $K_{sat}$  calibrado teve que ser aumentado, similarmente ao observado por Baartman et al. (2012). Além disso, quanto maior a intensidade da chuva, maiores foram os valores calibrados de  $K_{sat}$ . Este efeito pode estar relacionado aos eventos de alta intensidade, onde o grande tamanho das gotas provoca a perturbação da camada superficial do solo e evita a formação de uma crosta com as partículas desprendidas durante o evento. Além disso, a maior lâmina de água em altas intensidades leva a uma maior área para infiltração (BURT, 1998) e maior quantidade de poros é incluída no processo de infiltração, de modo que a condutividade hidráulica saturada aparenta ser maior.

Os valores calibrados de  $K_{sat}$  na camada subsuperficial foram próximos àqueles medidos em campo. Por outro lado, na camada superficial esses valores tiveram que ser reduzidos na ordem de 70%, o que sugere que os valores medidos de  $K_{sat}$  não foram eficazes em representar toda esta camada de solo. Essa redução tão alta indica que a espessura do solo na camada superficial, considerada como sendo de 0,20 m, deve ser reduzida para que os valores mais elevados de  $K_{sat}$  consigam representá-la.

Os camalhões existentes nas áreas de tabaco, e até mesmo em áreas em pousio e reflorestadas, imprimem percurso mais longo ao escoamento superficial, além de reduzir a declividade dos sulcos. A inserção desse efeito no mapa de direcionamento de fluxo pouco contribuiu para a representação da velocidade do escoamento superficial e suavização do pico do hidrograma, o que levou a ajustes nos valores de  $n$  de Manning em áreas com camalhões.

No trabalho de De Roo e Jetten (1999), os autores também elevaram os valores de  $n$  de Manning até próximo de 0,6 para conseguir representar o hidrograma. Os mesmos autores discutem as diferenças nos resultados calibrados e validados. Segundo eles, como o LISEM é sensível à alteração na  $K_{sat}$  e no conteúdo inicial de água no solo, as incertezas associadas a essas duas variáveis originam erros na calibração e na validação do modelo.

Para melhor avaliação dos efeitos dos camalhões na forma do hidrograma, sugere-se um estudo em escala de encosta para monitoramento da vazão em intervalos sub-horários.

#### 4.4.2 Calibração do sedimentograma

De todos os eventos utilizados para a calibração do hidrograma com o modelo LISEM, foram utilizados para a calibração do sedimentograma somente aqueles que tinham informações de CSS. Portanto, dos 20 eventos selecionados, 13 continham medições de CSS (Tabela 11). Para estes eventos, o COE não foi satisfatório. A título de exemplo da magnitude dos valores de COE, cita-se que o evento 05/01/10, que teve COE de -492, e o evento 16/01/10, que teve COE de -2339. Isso evidencia a dificuldade em modelar o processo erosivo.

Quanto à tendência percentual (PBIAS), verificou-se que o tempo de pico do sedimentograma foi o parâmetro que obteve os melhores valores simulados, com apenas três eventos classificados como insatisfatórios (Tabela 11). A concentração média e máxima de sedimentos em suspensão e a produção total de sedimentos não tiveram resultados simulados satisfatórios para todos os eventos. A tendência geral para os 13 eventos foi de superestimativa da produção de sedimentos, da concentração máxima de sedimentos em suspensão e da concentração média de sedimentos em suspensão.

A dificuldade em obter bons resultados na calibração do processo erosivo, nesse caso, na quantificação da produção de sedimentos, está na magnitude dos valores simulados, que superestimam a produção de sedimentos. Foi realizada uma tentativa de calibração dos parâmetros relacionados com a produção de sedimentos, porém para a obtenção de resultados razoáveis, estes parâmetros atingem valores muito elevados, inexistentes fisicamente. Optou-se por manter os valores medidos (Tabela 12) e não calibrar os parâmetros do sedimentograma.

Tabela 11 – Valores observados (obs) e simulados (sim) e desempenho estatístico do modelo LISEM para a simulação do sedimentograma em eventos pluviométricos.

Evento	PS		CSS <sub>max</sub>		CSS <sub>med</sub>		Tpico		Análise estatística			
	ton		----- mg/L -----				min		PBIAS			
	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	PS	CSS <sub>max</sub>	CSS <sub>med</sub>	Tpico
12/09/09	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
27/09/09	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
07/11/09	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
30/11/09	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
21/12/09	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
05/01/10	55,6	1990,8	3060	35403	767	13988	710	1072	-3480	-1057	-1725	-51
16/01/10	0,8	22,8	1809	39742	615	18989	63	63	-2674	-2097	-2987	0
22/03/10	1,1	23,0	2394	44534	485	11785	62	93	-2010	-1760	-2331	-49
25/04/10	4,4	105,4	2368	49173	674	14524	182	338	-2305	-1977	-2056	-86
15/11/10	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
21/11/10	11,8	153,0	4398	65940	1971	18942	153	138	-1198	-1399	-861	9
08/01/11	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
26/03/11	24,1	3392,9	1049	90969	275	33024	107	1009	-13984	-8568	-11897	-843
23/04/11	5,2	390,5	1155	160290	300	38492	54	50	-7476	-13782	-12724	8
17/06/11	0,2	4,4	228	13527	146	2372	304	238	-2658	-5845	-1528	22
20/07/11	19,3	2237,8	610	46811	211	17989	606	612	-11475	-7580	-8423	-1
09/08/11	6,5	1628,0	729	115602	201	38171	85	66	-25075	-15752	-18854	23
25/02/12	0,4	7,3	659	9042	236	1627	100	373	-1895	-1271	-589	-274
10/09/12	0,6	21,6	873	22369	224	3553	291	388	-3313	-2463	-1485	-34
19/09/12	15,6	805,9	5269	96315	320	12308	660	671	-5050	-1728	-3747	-2

PS: produção de sedimentos; CSS<sub>max</sub>: concentração máxima de sedimentos em suspensão; CSS<sub>med</sub>: concentração média de sedimentos em suspensão; Tpico: tempo de pico do sedimentograma.

Tabela 12 – Diferença de magnitude entre valores medidos e observados para as variáveis que controlam a produção de sedimentos.

Evento	Fonte	chancoh <sup>a</sup>	cohsoil <sup>b</sup>	cohplant <sup>c</sup>	D50 <sup>d</sup>	aggrstab <sup>e</sup>
		----- kPa -----			μm	-
-	Medido	35	3 a 35	1 a 10	40 a 60	66 a 200

<sup>a</sup>Coesão do solo no canal de drenagem. <sup>b</sup>Coesão do solo na bacia vertente. <sup>c</sup>Coesão adicional pelas raízes.

<sup>d</sup>Mediana da granulometria do solo. <sup>e</sup>Estabilidade de agregados.

Observou-se também que a erosão provocada pelo impacto da gota da chuva no solo (*splash detachment*) é elevada nas simulações realizadas com o modelo LISEM. A equação do modelo que representa este processo é:

$$Ds \text{ (g s}^{-1}\text{)} = \left( 2,82 / A_s \text{ KE exp}(-1,48 \text{ h}) + 2,96 \right) \cdot P_{\text{net}} \cdot dx^2 / dt \quad (21)$$

sendo KE expressa por:

$$KE_t = 15,8 \cdot \text{sqrt}(h) - 5,87 \quad (22)$$

onde  $A_s$  é a estabilidade dos agregados, KE é a energia cinética da chuva ( $\text{J m}^{-2}$ ), e  $h$  é a altura da lâmina de água na superfície,  $P_{\text{net}}$  é a precipitação líquida (mm),  $dx^2$  é a superfície da célula (m),  $dt$  é o incremento de tempo (s), e  $\text{sqrt}$  é a raiz quadrada.

Na tentativa de diminuir a erosão causada pelas gotas da chuva, os valores de estabilidade de agregados foram aumentados e a energia cinética foi diminuída. Mesmo assim, os resultados não foram satisfatórios. Então foi testada a alteração na resolução temporal das simulações, sendo usados, também, intervalos de 10 e de 5 segundos. Esses intervalos possibilitaram a diminuição na CSS comparado ao intervalo de 50 segundos, mas ainda com valores bem acima daqueles observados (Figura 10).

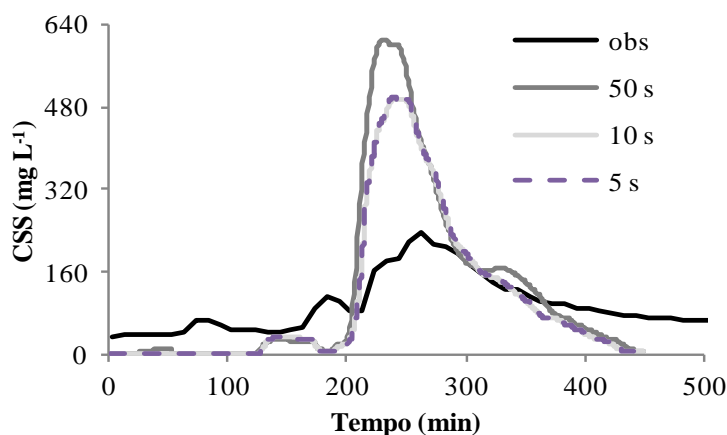


Figura 10 – Alternativas testadas para melhorar a simulação da erosão: a) mudança na resolução temporal das simulações para reduzir o desprendimento de partículas pelo impacto direto das gotas de chuva no solo.

A produção de sedimentos derivada do escoamento superficial (*flow detachment*) também apresentou valores elevados nos resultados da simulação de alguns pixels. Verificou-se que as estradas direcionaram o fluxo de água para dentro das áreas agrícolas, o que provocou alta produção de sedimentos. Como alternativa para solucionar este problema, extraiu-se o efeito das estradas no mapa de direcionamento do escoamento superficial, o que possibilitou melhorias nos resultados simulados (Figura 11), mas ainda com elevada superestimativa da CSS quando comparado aos valores observados.

Com base nos resultados apresentados para a calibração dos sedimentogramas, é possível afirmar que é bastante complexa a calibração das variáveis envolvidas no processo erosivo. Os valores simulados superestimam os valores observados da produção de sedimentos, e para melhorar a estimativa os parâmetros de solo que exercem influência sobre os processos de erosão do solo são elevados a uma magnitude física irreal para as condições de campo. Por esse motivo, optou-se por não calibrar os parâmetros de sedimentos.

Observou-se que a limitação na simulação do processo erosivo deve-se ao efeito do impacto da gota de chuva no solo, devido aos valores elevados simulados. Além disso, as simulações indicaram que a equação que representa este processo é pouco sensível à alteração de suas variáveis independentes, como a estabilidade de agregados e a energia cinética da chuva, tendo em vista que os valores simulados pouco respondem às alterações no valor das variáveis. Isso indica que as equações do LISEM que representam o processo erosivo não são adequadas para utilização nesta área de estudo.

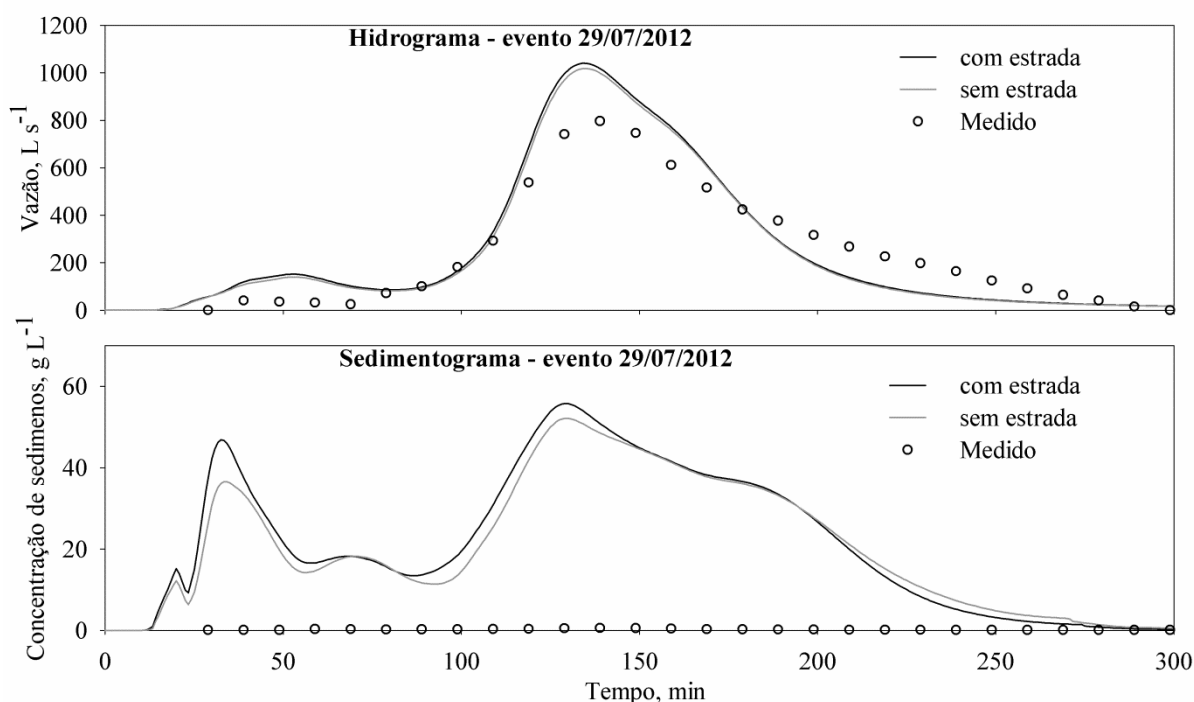


Figura 11 – Alternativas testadas para melhorar a simulação da erosão: a) mudança na resolução temporal das simulações para reduzir o desprendimento de partículas pelo impacto direto das gotas de chuva no solo; b) alteração no caminho percorrido pelo escoamento superficial para reduzir a erosão causada pelo fluxo da água sobre o solo (obs, valores observados).

A inserção das estradas no modelo numérico de elevação também originou valores elevados de produção de sedimentos em alguns locais da bacia. Esse fato está associado ao grande volume de escoamento superficial gerado nas estradas (que são consideradas como impermeáveis), o qual é direcionado para dentro das áreas agrícolas em locais de menor cota da estrada. Isso faz com que grande quantidade de solo seja desprendida pelo fluxo da água. A retirada do traçado das estradas no modelo numérico de elevação possibilitou a redução das perdas de solo, mas que ainda são consideradas elevadas.

Outra limitação encontrada na calibração é que o LISEM não considera os sedimentos prontamente disponíveis para o canal de drenagem e nem a exaustão de sedimentos. Isso faz com que a histerese entre o pico de sedimento e o pico da vazão não seja simulada, ou seja, o modelo faz os dois picos coincidirem. Em Arvorezinha, RS, Barros (2012) verificou na maior parte dos eventos o pico de sedimentos ocorre antes da vazão máxima, o que indica que as fontes de sedimentos estão próximas do canal de drenagem, que geralmente são aqueles sedimentos originados de eventos anteriores. Quando as fontes estão distantes do canal de drenagem, o pico de sedimentos ocorre após a vazão máxima.

## 5 CONCLUSÃO

Foram realizados dois estudos complementares, onde o primeiro buscou solucionar as incertezas associadas à variabilidade horizontal e vertical das propriedades físico-hídricas do solo, e o segundo se valeu da ampliação do banco de dados para calibrar um modelo hidrológico de base física e distribuído.

No primeiro estudo chegou-se às seguintes conclusões:

1. As encostas estudadas apresentaram variabilidade horizontal e vertical das propriedades físico-hídricas do solo. Levantamentos tradicionais de solo não captam essa variabilidade, que é muito importante para descrever os processos hidrológicos de subsuperfície.
2. As encostas apresentam variabilidade horizontal condicionada pelo relevo, de tal modo que na meia encosta (relevo mais declivoso) a condutividade hidráulica saturada e a taxa de infiltração básica são maiores que no topo e na várzea da encosta, devido à maior proporção de frações granulométricas grosseiras.
3. A variabilidade vertical das propriedades físico-hídricas está relacionada com o manejo do solo e com a pedogênese. As camadas subsuperficiais reduzem o fluxo de água em solo saturado devido ao gradiente textural, à presença de saprólito e/ou presença de contato lítico.
4. A condutividade hidráulica saturada e a taxa de infiltração básica apresentaram comportamento semelhante e são eficientes em identificar a variabilidade horizontal do fluxo de água no solo.
5. As equações com variáveis da camada superficial do solo não são eficientes em estimar a  $K_{sat}$  e a TIB. Entretanto, propriedades físico-hídricas de camadas subsuperficiais do solo, que são de fácil medição como o teor de areia total, a macroporosidade e a porosidade total, foram usadas para estimar com elevada precisão a condutividade hidráulica saturada e a taxa de infiltração básica do solo.

No estudo posterior, conclui-se:

1. O modelo LISEM apresentou bom desempenho para simulação do escoamento superficial em eventos pluviométricos, muito em função da ampliação e melhoria da qualidade do banco de informações de solo, relevo e vegetação.
2. A simulação do sedimentograma não foi satisfatória, havendo superestimativa da produção de sedimentos. Além disso, na tentativa para a obtenção de melhores ajustes, a calibração dos parâmetros de solo atingiu magnitude irreal, não representativa da realidade observada em campo. Sendo assim, optou-se por não calibrar os parâmetros relacionados com a erosão do solo, mantendo-se os valores medidos a campo.
3. As equações que representam o processo erosivo são pouco sensíveis à alteração dos seus parâmetros.
4. A mudança no incremento de tempo e retirada do traçado das estradas do modelo numérico de elevação não foi suficiente para melhoria dos resultados dos sedimentogramas simulados.



## **6 RECOMENDAÇÕES PARA ESTUDOS FUTUROS**

Implantar um sistema para monitoramento do conteúdo inicial de água no solo. Esse parâmetro é muito sensível no LISEM e a sua magnitude antes do evento deve ser conhecida para facilitar a calibração dos demais parâmetros.

Medir o valor do  $n$  de Manning em glebas que contenham camalhões.

Determinar o volume de água retido nos camalhões após os eventos pluviométricos.

Estabelecer equações que simulam o processo erosivo pelo impacto das gotas de chuva e pelo escoamento superficial nesta área de estudo. A versão atual do LISEM (openLISEM) é de código aberto, sendo possível alterar as equações controladoras desse processo.

## REFERÊNCIAS

ARGENTA, D. P. B.; PANTE, A. R.; MERTEN, G. H.; FLORIANO, R. F. c. In: SALÃO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 13., 2001, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: UFRGS, 2001.

ARNOLD, J. G. ; WILLIAMS, J. R.; SRINIVASAN, R.; KING, K. W.; GRIGGS, R. H. **SWAT - Soil Water Assessment Tool**. Grassland: USDA, 1994.

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

BAARTMAN, J. E. M.; JETTEN, V. G.; RITSEMA, C. J.; VENTE, J. 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, Mar. 2012.

BARROS, C. A. P. **Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem**. 2012. 179 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

BARTH, F. T. et al. **Modelo para Gerenciamento de Recursos Hídricos. Coleção ABRH de Recursos Hídricos**. São Paulo: Nobel/ABRH, v. 21, 1987.

BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J. ANSWERS: a model for watershed planning. **Transactions American Society Agricultural and Biological Engineers**, v. 23, n. 4, p. 938-944, 1980.

BERTRAND, A. R. Rate of water intake in the field. In: BLACK, C. A. (ed). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 197-208.

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

BEVEN, K. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. **Journal of Hydrology**, v. 105, n. 1-2, p. 157-172, Jan. 1989.

BEVEN, K.; FREER, J. A dynamic TOPMODEL. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 10, p. 1993-2011, July 2001.

BURT, T. P. Infiltration for soil erosion models some temporal and spatial complications. In: BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (eds.). **Modelling soil erosion by water**. Berlin: Springer-Verlag, 1998. p. 213-224.

CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. 2002. 86 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2002.

CHAPLOT, V. et al. Dynamic modeling for linear erosion initiation and development under climate and land-use changes in Northern Laos. **Catena**, v. 63, n. 2-3, p. 318-328, Oct. 2005.

CHOW, V. T. **Handbook of applied hydrology**: a compendium of water-resources technology. New York: McGraw-Hill, 1964.

DALBIANCO, L. **Variabilidade espacial e estimativa da condutividade hidráulica e caracterização físico-hídrica de uma microbacia hidrográfica rural**. 2009. 116 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2009.

DARCY, H. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris: Dalmont, 1856.

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

DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E.; CREMERS, N. H. D. T. LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: sensitivity analysis, validation and application. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 8, p. 1119-1126, Aug. 1996b.

DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. LISEM: a single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 8, p. 1107–1117, Aug. 1996a.

DOURADO, K. A. **Condutividade hidráulica de materiais de baixa permeabilidade: desenvolvimento, construção e teste de um sistema de medida**. 2003. 89 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Universidade de São Paulo, São Carlos, 2003.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 1997. 212 p.

FIORIN, T. T. **Estimativa da infiltração de água no solo a partir de pedofunções**. 2008. 97 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

FLANAGAN, D. C.; NEARING, M. A. **USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP) Hillslope Profile and Watershed Model Documentation**. Indiana: NSERL, 1995. 298 p.

GOMES, N. M.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; BESKOW, S. Aplicabilidade do LISEM (Limburg soil erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 6, p. 2483-2492, Nov./Dez. 2008.

GOVERS, G. Empirical relationships on the transporting capacity of overland flow. **IAHS Publications**, n. 189, p. 45-63, 1990.

GRAAF, J. **The price of soil erosion**. An economic evaluation of soil conservation and watershed development. Netherlands Foundation for the Advancement of Tropical Research (WOTRO), Netherlands Organization for Scientific Research (NWO), Project number W 45-104, 1996. p. 1-25.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics: Part I. The flow of air and water through soils. **The Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 1, p. 1-24, May 1911.

GUBIANI, P. I.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Método alternativo para a determinação da densidade de partículas do solo: exatidão, precisão e tempo de processamento. **Ciência Rural**, v. 36, n. 2, p. 664-668, mar./abr. 2006.

GUERRA, A. J. T. Experimentos e monitoramentos em erosão dos solos. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 16, 32-37, 2005.

HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Design hydrology and sedimentology for small catchments**. San Diego: Academic Press, 1993. 588 p.

HESSEL, R.; GUPTA, M. K.; SINGH DATTA, P.; GELDERMAN, E. Application of the LISEM soil erosion model to a forested catchment in the Indian Himilayas. **International Journal of Ecology and Environmental Sciences**, v. 33, p. 129-142, 2007.

HESSEL, R.; JETTEN, V.; LIU, B.; ZHANG, Y.; STOLTE, J. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **Catena**, v. 54, n. 1-2, p. 235-254, Nov. 2003a.

JETTEN, V. **LISEM user manual, version 2.x**. Utrech: Utrecht University, 2002. 64 p.

KARSSENBERG, D. Upscaling of saturated conductivity for Hortonian runoff modelling. **Advances in Water Resources**, v. 29, n. 5, p. 735-759, May 2006.

KLEIN, V. A.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Água disponível em um Latossolo Vermelho argiloso e murcha fisiológica de culturas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, n. 3, p. 646-650, jul./set. 2006.

KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: BLACK, C. A. (ed.). **Methods of soil analysis**. Part 1. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 210-221.

LÉONARD, J.; ANCELIN, O.; LUDWIG, B.; RICHARD, G. Analysis of the dynamics of soil infiltrability of agricultural soils from continuous rainfall-runoff measurements on small plots. **Journal of Hydrology**, v. 326, n. 1-4, p. 122-134, July 2006.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 2. ed. Piracicaba, 2000. 509 p.

LINDEN, D. R.; VAN DOREN, J. D. M.; ALLMARAS, R. R. A model of the effects of tillage-induced soil surface roughness on erosion. **Proceedings...** 11th International Conference of the International Soil Tillage Research Organization. Edinburgh, vol. 1: [s.n.]. 1988. p. 373-378.

LOPES, F. **Utilização do modelo Century para avaliar a dinâmica do carbono do solo em uma pequena bacia hidrográfica rural**. 2006. 143 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

LOPES, F.; MERTEN, G. H.; FRANZEN, M.; GIASSON, E.; HELFER, F.; CYBIS, L. F. A. Utilização de P-Index em uma bacia hidrográfica através de técnicas de geoprocessamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 3, p. 312-317, mai./jun. 2007.

LOPES, F.; MERTEN, G. H.; MIELNICZUK, J.; TORNQUIST, C. G.; OLIVEIRA, E. S. Simulação da dinâmica do carbono do solo numa microbacia rural pelo modelo Century. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 43, n. 6, p. 745-753, jun. 2008.

LOPES, V. L. **A numerical model of watershed erosion and sediment yield**. Tucson: University of Arizona, 1987. 148 p.

MAIDMENT, D. R. GIS and hydrology modeling. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. **Environmental Modeling with GIS**. New York: Oxford University Press, 1993. p. 147-167.

MEDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. Escalas Hidrológicas. II: Diversidade de processos na bacia vertente. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, jan./jun. 1997. p. 81-100.

MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M. Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 4, p. 410-419, jul./ago. 2007.

MELLO, N. A. **Efeito do sistema de manejo nos atributos do solo, movimentação de sedimentos e exportação de carbono orgânico numa microbacia rural sob cultura do fumo**. 2006. 248 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

MELO FILHO, J. F. **Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um Latossolo sob condições de campo**. 2002. 145 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

MERRIAM, R. A note on the interception loss equation. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, n. 11, p. 3850-3851, Nov. 1960.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. Impact on sediment yield due to the intensification of tobacco production in a catchment in Southern Brazil. **Ciência Rural**, v. 36, n. 2, p. 669-672, Mar./Apr. 2006.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. Qualidade da água em bacias hidrográficas rurais: um desafio atual para sobrevivência futura. **Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável**, v. 3, n. 4, p. 33-38, 2002.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G.; REICHERT, J. M.; MORO, M. Implicações do uso e manejo do solo e das variações climáticas sobre os recursos hídricos. **Tópicos em Ciência do Solo**, v. VII, p. 307-365, 2011.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, v. 34, n. 3, p. 963-969, maio/jun. 2004.

MINELLA, J. P. G. **Identificação de fontes de sedimentos em uma pequena bacia rural**. 2003. 80 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

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**. 172 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Aplicação das Características químicas e físicas dos sedimentos na modelagem dos processos de emissão de sedimentos em bacias hidrográficas. In: POLETO, C.; MERTEN, G. H. (Org.). **Qualidade dos Sedimentos**. Porto Alegre: ABRH, 2006, p. 343-383.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Índices topográficos aplicados à modelagem agrícola e ambiental. **Ciência Rural**. v. 42, n. 9, p. 1575-1582, Sept. 2012.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, v. 41, n. 3, p. 424-432, Mar. 2011.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; CLARKE, R. T. Identification of sediment sources in small rural drainage basin. In: International Association Hydrological Science. (Org.). **Sediment Transfer through the Fluvial System**. Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 2004, v. 288, p. 44-48.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; CLARKE, R. T. Método "fingerprinting" para identificação de fontes de sedimentos em bacia hidrográfica rural. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 13, n. 5, p. 633-638, set./out. 2009a.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; MAGNAGO, P. F. Análise qualitativa e quantitativa da histerese entre vazão e concentração de sedimentos durante eventos hidrológicos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 12, p. 1306-1313, 2011.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; REICHERT, J. M.; CASSOL, E. A. Processos e modelagem da erosão: da parcela à bacia hidrográfica. In: PRADO, R. B.; TURETTA, A. P. D.; ANDRADE, A. G. (Org.). **Manejo e conservação do solo e da água no contexto das mudanças climáticas**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2010, p. 105-121.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; REICHERT, J. M.; CLARKE, R. T. Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 12, p. 1819-1830, June 2008.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; REICHERT, J. M.; SANTOS, D. R. Identificação e implicações para conservação do solo das fontes de sedimentos em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 6, p. 1637-1646, nov./dez. 2007.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; RUHOFF, A. L. Utilização de métodos de representação espacial para cálculo do fator topográfico na equação universal de perda de solo revisada em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 34, n. 4, p. 1455-1462, jul./ago. 2010.

MINELLA, J. P. G.; Merten, G. H.; WALLING, D. E.; REICHERT, J. M. Changing sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. **Catena**, v. 79, n. 3, p. 228-236, Dec. 2009b.

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, Jan. 2008.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A. Aproveitamento sustentável de aquíferos aluviais no semi-árido. In: CABRAL, J. J. S.; FERREIRA, J. P. C. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; COSTA, W. (ed.). **Água subterrânea: aquíferos costeiros e aluviões, vulnerabilidade e aproveitamento**. Recife: UFPE, 2004. cap.2, p.61-117.

MOORE, I. D.; LARSON, C. L. Estimating micro-relief surface storage from point data. **Transactions in American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 20, n. 5, p. 1073-1077, Sept./Oct. 1979.

MORENO, J. A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Secretaria da Agricultura do Rio Grande do Sul, 1961. 49 p.

MORGAN, R. P. C. The European Soil Erosion Model an update on its structure and research base. In: RICKSON, R. J. **Conserving Soil Resources: European Perspectives**. Cambridge: CAB International, 1994. p. 286-299.

MORGAN, R. P. C.; QUINTON, J. N.; RICKSON, R. J. **EUROSEM Documentation Manual. Version I**: June 1992. Silsoe: Silsoe College, 1992.



MORGAN, R. P. C.; QUINTON, J. N.; SMITH, R. E.; GOVERS, G.; POESEN, J. W. A.; AUERSWALD, K.; CHISCI, G.; TORRI, D.; STYCZEN, M. E.; FOLLY, A. J. V. **The European Soil Erosion Model (EUROSEM): Documentation and User Guide**. Silsoe College: Cranfield University, 1998. 30 p.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, Mar. 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**. 2011. 133 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

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, Apr. 1970.

NEARING, M. A.; FOSTER, G. R.; LANE, L. J.; FINKNER, S. C. A process-based soil erosion model for USDA - Water Erosion Prediction Project technology. **Transactions of the ASAE**, v. 32, n. 5, p. 1587-1593, 1989.

NORTON, L. D.; BROWN, L. C. Time-effect on water erosion for ridge tillage. **Transactions of the ASAE**, v. 35, n. 2, p. 473-478, Mar./Apr. 1992.

OLIVEIRA, F. P. **Modelagem do escoamento superficial e da erosão hídrica em bacia rural em Arvorezinha, RS, utilizando o WEPP**. 2010. 151 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

OLIVERIA, F. P.; BUARQUE, D. C.; VIERO, A. C.; MERTEN, G. H.; CASSOL, E. A.; MINELLA, J. P. G. Fatores relacionados a suscetibilidade da erosão em entressulcos sob condições de uso e manejo de solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 4, p. 337-346, abr. 2012.

ONSTAD, C. A. Depressional storage on tilled soil surfaces. **Transactions in American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 27, n. 3, p. 729-732, 1984.

PELLEGRINI, A. **Sistema de cultivo cultura do fumo com ênfase às práticas de manejo e conservação do solo**. 2006. 90 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2006.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. In: **Advances in Infiltration**. ASAE: St. Joseph, 1983. p. 102-112.

RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; SONI, B. Agricultural management effects on soil water process. Part I: soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters. **Transactions of the ASAE**, v. 26, n. 6, p. 1747-1752, 1983a.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Ed. Monole Ltda. São Paulo, 1990. 188 p.

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, nov./dez. 2006.

RENSCHLER, C. S. Designing geo-spatial interfaces to scale process models: the GeoWEPP approach. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 5, p. 1005-1017, Apr. 2003.

RODRIGUES, M. F. **Monitoramento e Modelagem do procesos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas florestais no sul do Brasil**. 2011. 209 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. **Catena**, v. 22, n. x, p. 169-199, June 1994.

SALASSIER, B.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8. ed. Viçosa: UFV, 2008. 625 p.

SAS Institute. **SAS Statistical Package**. Version 5.1.26. Cary: SAS Inc., 1997.

SCHERPINSKI, N. I. **Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos e do rendimento de grãos de soja em um Latossolo Vermelho sob sistema de plantio direto e convencional**. 2003. 108 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Cascavel, 2003.

SILVA, A. M.; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. São Carlos: Rima, 2007. 153 p.

SILVA, E. B.; LIBARDI, P. L. Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. **Scientia Agricola**, v. 57, n. 3, p. 525-529, jul./set. 2000.

SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C.; WOOLHISER, D. A.; UNKRICH, C. L. KINEROS: a kinematic runoff and erosion model. In: SINGH, V. J. **Computer Models of Watershed Hydrology**. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p. 697-732.

STONE, J. J.; PAIGE, G. B.; HAWKINS, R. H. Rainfall intensity-dependent infiltration rates on rangeland rainfall simulator plots. **Transactions of the ASABE**, v. 51, n. 1, p. 45-53, 2008.

STÜRMER, S. L. K.; DALMOLIN, R. S. D.; AZEVEDO, A. C.; PEDRON, F. A.; MENEZES, F. P. Relação da granulometria do solo e morfologia do saprolito com a infiltração de água em Neossolos Regolíticos do rebordo do Planalto do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, v. 39, n. 7, p. 2057-2064, out. 2009.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Areia total de solos sob diferentes tempos de agitação horizontal, tempo de contato do dispersante químico e dispersão mecânica. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 15., 2004, Santa Maria, **Anais...** Santa Maria: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2004b. 1 CD-ROM.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Teor de argila de solos sob diferentes tempos de agitação horizontal, tempo de contato do dispersante químico e dispersão mecânica. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 15., 2004, Santa Maria, **Anais...** Santa Maria: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2004a. 1 CD-ROM.

TAKKEN, I.; BEUSELINCK, L.; NACHTERGAELE, J.; GOVERS, G.; POESEN, J.; DEGRAER, G. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). **Catena**, v. 37, n. 3-4, p. 431-447, Oct. 1999.

TAKKEN, I.; GOVERS, G.; JETTEN, V.; NACHTERGAELE, J.; STEEGEN, A.; POESEN, J. The effect of tillage on runoff and erosion patterns. **Soil and Tillage Research**, v. 61, n. 1-2, p. 55-60, Aug. 2001c.

TAKKEN, I.; GOVERS, G.; STEEGEN, A.; NACHTERGAELE, N.; GUÉRIF, J. (2001b). The prediction of runoff flow directions on tilled fields. **Journal of Hydrology**, v. 248, n. 1-4, p. 1-13, July 2001b.

TAKKEN, I.; JETTEN, V.; GOVERS, G.; NACHTERGAELE, J.; STEEGEN, A. (2001a). The effect of tillage-induced roughness on runoff and erosion patterns. **Geomorphology**, v. 37, n. 1-2, p. 1-14, Mar. 2001a.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: EDUSP, Editora da UFRGS, ABRH, 1993. 952 p.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: UFRGS, Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 943 p.

UZEIKA, T. **Aplicabilidade do modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) na simulação da produção de sedimentos em uma pequena bacia hidrográfica rural**. 2009. 129 f. Dissertação (Mestrado em Recursos hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

UZEIKA, T. METEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. ; MORO, M. Use of the SWAT model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 36, n. 2, p. 557-565, Mar./Apr. 2012.

VAN DEURSEN, W. P. A.; WESSELING, C. G. **The PCRaster package**. Department of Physical Geography: Utrecht University, 1992.

VAN GENUCHTEN, M. Th.; LEIJ, F. J.; LUND, L. J. Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In: **INTERNATIONAL WORKSHOP. Proceedings...** Riverside: University of California, 1992.

VERECKEN, H.; MAES, J.; FEYEN, J. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. **Soil Science**, v. 149, n. 1, p. 1-12, Jan. 1990.

VERECKEN, H.; MAES, J.; FEYEN, J.; DARIUS, P. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. **Soil Science**, v. 148, n. 6, p. 389-403, Dec. 1989.

VON HOYNINGEN-HUENE, J. **Die interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzbeständen**. Braunschweig, Germany: Arbeitsbericht Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, DVWK. p. 63, 1981.

YOUNG, R. A.; ONSTAD, S. A.; BOSH, D. D.; ANDERSON, W. P. AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 44, n. 2, p. 4522-4561, Mar./Apr. 1989.