

ELOY LEMOS DE MELLO

MODELO DE SUPORTE À AVALIAÇÃO DO IMPACTO DO USO E MANEJO DO SOLO
NO BALANÇO HÍDRICO E NAS PERDAS DE SOLO

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do Programa de Pós-
Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção
do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2009

ELOY LEMOS DE MELLO

MODELO DE SUPORTE À AVALIAÇÃO DO IMPACTO DO USO E MANEJO DO SOLO
NO BALANÇO HÍDRICO E NAS PERDAS DE SOLO

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do Programa de Pós-
Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção
do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 22 de Setembro de 2009.

Prof. Ildegardis Bertol

Prof. Enio Farias de França e Silva

Prof. Abelardo Assunção Montenegro

Pesq. Lineu Neiva Rodrigues
(Coorientador)

Prof. Fernando Falco Pruski
(Orientador)

Aos meus pais.

Agradecimentos

Agradecimentos à CAPES e ao CNPq pela bolsa concedida e pelo apoio financeiro ao trabalho.

Ao Professor Ildegardis Bertol, da Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC, por ter gentilmente cedido parte dos seus dados experimentais, sem os quais a conclusão deste trabalho ficaria prejudicada. Professor Bertol: ex-orientado é para sempre!

Ao Professor Fernando Falco Pruski pela orientação neste trabalho, e por ter compartilhado comigo, durante estes três anos, um pouco de sua imensa experiência. Depois desta convivência será muito mais fácil encontrar o caminho das pedras na pesquisa científica. Devo agradecer também pelos fortes laços de amizade que estabelecemos.

Aos bolsistas e estagiários que participaram de alguma forma, e sempre com muito entusiasmo, deste trabalho: Gleiph Ghiotto Lima de Menezes, Murilo Barbosa Morgado, Mauro Lúcio de Paiva Freitas, Tiago Alves Martinez, Nívia Carla Rodrigues, Mateus Laboissiere Mol e Vinícius Eduardo Carvalho.

Aos amigos e colegas de trabalho Antônio Calazans Reis Miranda (Toninho) e Danilo Paulúcio da Silva (“Filho da Dona Lia”), pela amizade, pela companhia nas longas viagens e pelas conversas do cafézinho.

Aos estudantes e colegas do Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos – GPRH, por me proporcionarem uma convivência sempre agradável e a oportunidade de trabalhar em uma equipe que trabalha em equipe.

E por fim, por ser o mais importante, agradeço à minha família, pelo apoio incondicional em todas as etapas da minha vida, e à minha esposa Sandra, pelo apoio, companheirismo, amor e por toda a paciência. Sandra: sobrevivemos ao doutorado!

Biografia

ELOY LEMOS DE MELLO, filho de Maria Benta Lemos de Mello e Wolny Martins de Mello, nasceu em Lages, SC, em 06 de janeiro de 1977.

Em 1994 concluiu o segundo grau no Colégio Industrial de Lages (CIL).

Em 1999 concluiu o curso de graduação em Agronomia pela Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC, em Lages (SC).

Em 2002 obteve o título de Mestre em Ciência do Solo pelo Departamento de Solos da Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC, em Lages (SC).

Em maio de 2006 iniciou o curso de doutorado em Engenharia Agrícola, pelo Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa – UFV, em Viçosa (MG).

Sumário

Resumo	vii
Abstract	ix
1 Introdução	1
2 Revisão Bibliográfica	3
2.1 Ciclo Hidrológico	3
2.1.1 Precipitação	3
2.1.2 Intercepção pela cobertura vegetal	5
2.1.3 Infiltração da água no solo	6
2.1.4 Armazenamento superficial	8
2.1.5 Escoamento superficial	10
2.1.6 Evapotranspiração	12
2.1.7 Percolação profunda da água no solo	14
2.2 Erosão Hídrica Pluvial	15
2.2.1 Fatores que afetam a erosão hídrica	16
2.2.2 Modelagem da erosão hídrica	17
3 Metodologia	20
3.1 Histórico de Desenvolvimento do Modelo	20
3.2 Modelo Físico-Matemático	21
3.2.1 Precipitação	21
3.2.2 Intercepção pela cobertura vegetal	23
3.2.3 Infiltração da água no solo	23
3.2.4 Armazenamento superficial	26
3.2.5 Escoamento superficial	27
3.2.6 Evapotranspiração	29
3.2.7 Percolação profunda da água no solo	29
3.3 Erosão Hídrica	30
3.4 Desenvolvimento do Modelo Computacional	32
3.5 Parametrização e Avaliação do Modelo	34
3.5.1 Dados experimentais	34
3.5.2 Séries sintéticas de precipitação	34
3.5.3 Manejo e cobertura vegetal	36
3.5.4 Solo	36
3.5.5 Erosão hídrica	36

3.5.6	Análise dos resultados	36
4	Resultados e Discussão	37
4.1	Simulação Hidrológica – SH3	37
4.1.1	Simulação do balanço hídrico	37
4.1.2	Simulação da erosão hídrica	43
4.2	Parametrização do Modelo	44
4.2.1	Valores mensais de escoamento superficial	44
4.2.2	Médias anuais de escoamento superficial	50
4.2.3	Valores mensais de perda de solo	51
4.2.4	Médias anuais de perda de solo	54
5	Conclusões	57
6	Recomendações	58
	Referências	65

Resumo

MELLO, Eloy Lemos de, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, setembro de 2009.
Modelo de suporte à avaliação do impacto do uso e manejo do solo no balanço hídrico e nas perdas de solo. Orientador: Fernando Falco Pruski. Coorientadores: Aristides Ribeiro, José Márcio Alves da Silva e Lineu Neiva Rodrigues.

A principal forma de degradação das terras agrícolas é a erosão hídrica do solo, que é causada pela ação da chuva e do escoamento superficial, sendo afetada por um grande número de agentes naturais e antrópicos. Além disso, grande parte da água que escoar sobre a superfície do solo representa uma redução do volume de água que atinge o lençol freático. Os modelos são ferramentas de análise importantes, uma vez que permitem uma melhor compreensão dos processos hidrológicos, a análise do desempenho de práticas de manejo e uso do solo. Assim sendo, o objetivo deste trabalho foi desenvolver e calibrar um modelo hidrológico de suporte à avaliação do impacto do uso e manejo do solo na disponibilidade de água e nas perdas de solo. Em 2001, Pruski et al. propuseram um modelo hidrológico que permite estimar os componentes do balanço hídrico em áreas agrícolas. A intensidade de precipitação é obtida por uma função derivada da equação de chuvas intensas, resultando em um perfil de precipitação onde a intensidade máxima ocorre no início da chuva e decresce até o final. A taxa de infiltração se baseia no modelo de Green-Ampt modificado por Mein-Larson (GAML). Uma das principais limitações do método está relacionada ao perfil de precipitação, pois o mesmo está sempre associado a um período de retorno e não representa adequadamente a maioria das chuvas naturais. No que diz respeito à infiltração, a equação GAML é aplicada sem ajuste dos parâmetros de entrada, o que pode levar a erros consideráveis na estimativa da infiltração. Para facilitar a aplicação do modelo hidrológico foi desenvolvido um software (Simulação Hidrológica – SH2), cuja principal limitação é a dificuldade de fazer simulação contínua. Neste trabalho foram implementadas algumas adequações ao modelo hidrológico: a) substituição da equação de chuvas intensas por uma equação dupla exponencial para representar o perfil de precipitação; b) ajuste dos parâmetros da equação GAML para estimar a taxa de infiltração; c) inclusão da equação da continuidade para a simulação da erosão hídrica. No software foi implementada a integração com um gerador de séries climáticas (ClimaBR) para permitir a simulação diária dos processos hidrológicos, e a inclusão de um módulo para o cálculo da perda de solo. Para a avaliação do modelo foram utilizados dados mensais e anuais de precipitação, escoamento superficial e

perda de solo, obtidos de quatro parcelas experimentais localizadas no campus da Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC, em Lages (SC), no período de 2003 a 2008. Os tratamentos foram o solo sem cobertura (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). A simulação foi realizada com duas séries sintéticas de precipitação, uma ajustada em base mensal (SABM) e a outra ajustada em base diária (SABD). A melhor combinação de ajuste da equação GAML foi: a substituição da condutividade hidráulica (K_0) pela taxa de infiltração estável (T_{ie}), e a estimativa do potencial matricial na frente de umedecimento em função da condutividade hidráulica na zona de saturação ($\Psi_f(K_w)$). Os coeficientes de regressão entre os valores mensais observados e o estimados mostraram que o modelo apresenta a tendência de subestimar o escoamento superficial nos meses em que ocorrem os maiores eventos, e de superestimar nos meses em que ocorrem os menores eventos observados. Com a SABD os coeficientes das equações de regressão foram melhores do que com a SABM. O modelo subestimou o escoamento médio anual para o SC, PC e CM, mas superestimou para a SD. No entanto, não houve diferença estatística significativa entre o escoamento médio anual observado e o escoamento médio anual estimado pelo modelo. Os valores de r^2 para a regressão entre a perda de solo mensal observada e as perdas de solo mensais estimadas pelo modelo foram baixos. Não houve diferença estatística significativa entre a perda de solo média anual observada e a estimada pelo modelo para o solo sem cobertura (SC), mas foi significativa para os demais preparos de solo.

Abstract

MELLO, Eloy Lemos de, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, September 2009.
Model to support the impact of the soil use and management on water balance and soil losses. Advisor: Fernando Falco Pruski. Co-advisors: Aristides Ribeiro, José Márcio Alves da Silva and Lineu Neiva Rodrigues.

The main form of agricultural land degradation is the soil water erosion which is caused by the action of rain and runoff, being affected by a large number of natural and antropic agents. Moreover, much of the water that flows over the soil surface represents a reduction in the volume of water that reaches the water table. The models are important tools for analysis, since they allow a better understanding of hydrological processes and the assesment of management practices and land use. The aim of this work was to develop and calibrate a hydrologic model to support the impact assessment of the use and management of soil on water availability and soil losses. In 2001, Pruski et al. proposed a hydrologic model to estimate the components of water balance in agricultural areas. The intensity of precipitation is obtained by a function derived from the i-d-f equation, resulting in a profile where the peak rainfall intensity occur in the beginning of precipitation and decreases until the end. The infiltration rate is based on the Green-Ampt-Mein-Larson (GAML) equation. A major limitation of the method is related to the precipitation intensity profile, because it is always associated with a recurrence period and does not properly represent the majority of natural rainfall. With regard to infiltration, the GAML equation is applied without adjustment of the input parameters, which can lead to errors in the infiltration estimate. To make easier the application of the hydrological model was developed a software (Simulação Hidrológica – SH2), whose main limitation is the difficulty of making continuous simulation. In this study we implemented some adjustments to the hydrological model: a) replacement of i-d-f equation by a double exponential equation to represent the precipitation profile; b) the parametrization of the GAML equation to estimate the infiltration rate; c) inclusion of the continuity equation for the simulation of the soil water erosion. The software was integrated with a weather generator (ClimaBR) to allow for daily simulation of hydrological processes, and a module for calculating the soil loss was added. For the evaluation of the model were used monthly and annual rainfall, runoff and soil loss data, obtained from four experimental plots located on the campus of the University of Santa Catarina State – UDESC, in the period from 2003 to 2008. The treatments were the soil without vegetation (SC), conventional

tillage (PC), minimum tillage (CM) and no tillage (SD). The simulation was performed with two precipitation synthetic series, one set on a monthly basis (SABM) and another set on a daily basis (SABD). The combination of parameters which resulted in the best fit of the GAML equation was: the replacement of hydraulic conductivity (K_0) by the constant infiltration rate (Tie); and the estimated matric potential at the wetting front as a function of hydraulic conductivity in the saturated zone ($\Psi_f(K_w)$). The regression coefficients between the total monthly runoff observed and estimated showed the model has a tendency to underestimate the runoff during the months when major events occur, and to overestimate during the months when minor events were observed. With SABD the coefficients of regression equations were better than the SABM. The model underestimated the average annual runoff for SC, PC and CM, but overestimated for SD. However, were not found statistically significant differences between the observed average annual runoff and average annual runoff estimated by the model. The values of r^2 were low. There was no statistically significant difference between the average soil loss rate observed and estimated by the model for the soil without vegetation (SC), but was significant for the other soil tillage.

1 Introdução

Uma das principais formas de degradação das terras agrícolas é a erosão hídrica pluvial do solo, que é causada pela ação da chuva e do escoamento superficial, sendo afetada por um grande número de agentes naturais e antrópicos.

Os principais problemas que ocorrem em bacias hidrográficas em decorrência do processo erosivo são: redução da capacidade de armazenamento dos reservatórios; redução do potencial de geração de energia elétrica; elevação dos custos de tratamento da água; desequilíbrio do balanço de oxigênio dissolvido na água; prejuízos para o crescimento de espécies aquáticas; aumento do custo de dragagem dos cursos e reservatórios d'água; e favorecimento da ocorrência de enchentes no período chuvoso e aumento da escassez de água no período de estiagem.

Os prejuízos econômicos e sociais advindos da erosão também são elevados. A erosão reduz a capacidade produtiva das terras, refletindo no aumento dos custos de produção e, conseqüentemente, no lucro obtido pelos agricultores. Também reduz a área para exploração agrícola e interfere na qualidade das vias de deslocamento. Estes aspectos causam expressivo impacto na qualidade de vida do agricultor e, conseqüentemente, na sua permanência no campo.

Além das perdas de solo, existe ainda outro problema, associado à manutenção da água precipitada na propriedade. Grande parte desta água escoar sobre a superfície do solo, fazendo com que haja uma redução do volume de água que atinge o lençol freático.

Na bacia do São Francisco evidencia-se que cerca de 84% do volume precipitado sai da bacia por evapotranspiração, sendo que em algumas sub-bacias, como a do Verde Grande, esta parcela é de 96% [1]. Assim sendo, embora uma intensa discussão esteja sendo realizada na atualidade visando a otimização do uso dos recursos hídricos, também é fundamental um melhor conhecimento do processo de circulação da água no sistema solo-planta-atmosfera, a fim de minimizar os prejuízos associados à erosão hídrica e maximizar a utilização do volume precipitado que não atinge os cursos d'água.

Desta forma, o grande desafio para os profissionais envolvidos com a pesquisa voltada ao planejamento integrado dos recursos naturais, nas condições brasileiras, constitui na elaboração de propostas tecnológicas e modelos representativos para estas condições e que contornem, portanto, as limitações decorrentes dos restritos bancos de dados existentes hoje no país. Para tanto, é fundamental que sejam levadas em conta não só a limitação destes bancos de dados, mas, também, a necessidade de disponibilização dos procedimentos a extensionistas e profissionais envolvidos com o planejamento integrado de recursos naturais.

Os modelos hidrológicos são importantes ferramentas de análise, uma vez que permitem uma melhor compreensão dos processos hidrológicos, a análise do desempenho de práticas de manejo, a avaliação dos riscos e benefícios advindos de diferentes tipos de uso do solo e o auxílio à tomada de decisão na implantação de sistemas agrícolas.

Várias são as ferramentas desenvolvidas no exterior que se destinam à modelagem hidrológica, entretanto a aplicação e o ajuste dos parâmetros à realidade brasileira tem sido um grande desafio para os profissionais e pesquisadores da área, devido às grandes diferenças entre as condições edafoclimatológicas para as quais estes modelos foram desenvolvidos e as condições brasileiras.

Assim sendo, o objetivo deste trabalho foi desenvolver e parametrizar um modelo hidrológico de suporte à avaliação do impacto do uso e manejo do solo na disponibilidade de água e nas perdas de solo. O trabalho foi realizado com base na premissa de que o desenvolvimento de um sistema que permita avaliar a circulação e a disponibilidade de água no solo oportunizará minimizar os prejuízos advindos da erosão hídrica e o melhor aproveitamento da água, maximizando a sua utilização econômica.

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico representa o movimento e a troca contínua de água em seus diferentes estados físicos. O ciclo inicia com a *precipitação*, que inclui toda a água proveniente da atmosfera para a superfície terrestre. Uma parte da precipitação pode evaporar diretamente antes de atingir a superfície, e outra parte pode ser interceptada se houver algum tipo de vegetação, sendo este processo denominado *interceptação pela cobertura vegetal*. No mesmo instante em que a chuva atinge o solo inicia o processo de *infiltração*, que é a passagem da água pela superfície do solo. Quando a precipitação supera a capacidade do solo em infiltrar a água, o excesso é temporariamente retido nas microdepressões do terreno, na forma de *armazenamento superficial*. O deslocamento da água sobre a superfície do solo e canais ou cursos d'água é o *escoamento superficial*.

Quando se encerra um evento de precipitação, a água que foi temporariamente retida na forma de armazenamento superficial se soma à infiltração. Se este volume for suficiente para elevar a umidade do solo até a capacidade de campo, ocorrerá a *percolação*, que representa a drenagem do excesso de água através do perfil do solo. A percolação é o processo responsável pelo reabastecimento do lençol freático e, a longo prazo, também dos cursos d'água. A *evapotranspiração* compreende a evaporação da água do solo e a transpiração realizada pelos vegetais. Este processo, adicionado à evaporação direta de água a partir de superfícies líquidas, reabastece a atmosfera com vapor d'água, reiniciando o ciclo hidrológico.

2.1.1 Precipitação

A precipitação pode ser definida como toda a água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre, independente do estado em que a água se encontra. Devido às características climáticas predominantes, a principal forma de precipitação no Brasil é a chuva.

A precipitação é um dos fatores que mais afetam o comportamento hidrológico das bacias hidrográficas e a ocorrência da erosão hídrica pluvial. O conhecimento das principais características das chuvas é fundamental para uma representação adequada dos processos hidrossedimentológicos que ocorrem na bacia. As principais grandezas que caracterizam a chuva são: a lâmina (ou altura), a duração, a intensidade e a frequência. A lâmina representa a quantidade de água precipitada em uma área, dividida pela própria área considerada. A duração é o intervalo de tempo em que a

chuva cai. A intensidade expressa a razão entre a lâmina precipitada e a duração da chuva. E a frequência é a probabilidade de um evento ser igualado ou superado em um ano qualquer.

Estas características definem em grande parte os efeitos da precipitação sobre a infiltração da água no solo, o escoamento superficial e a erosão hídrica. No entanto, as chuvas naturais têm uma grande variabilidade em termos de intensidade durante a sua ocorrência, e os picos de intensidade afetam a predição da infiltração da água no solo e da erosão hídrica [2]. A variação da intensidade da chuva durante a sua ocorrência é representada pelo perfil de precipitação, que normalmente é classificado em avançado, intermediário ou atrasado, se a intensidade máxima de precipitação ocorre no primeiro, segundo ou no último terço do período de duração da chuva, respectivamente.

Em modelos hidrológicos a representação do perfil é feita, geralmente, de três formas principais: (I) admitindo-se uma intensidade de precipitação constante; (II) através de um perfil com padrão avançado semelhante a uma função exponencial negativa; ou (III) por um perfil que pode ser avançado, intermediário, ou atrasado, baseado em uma função dupla exponencial.

O perfil uniforme de precipitação geralmente é obtido a partir da equação que relaciona a intensidade, duração e frequência (curva IDF), que permite a estimativa da intensidade máxima média de precipitação com base na duração da chuva e no período de retorno. Frequentemente admite-se que esta é a intensidade média durante toda a duração da chuva, e se obtém, desta forma, um perfil uniforme de precipitação.

Este perfil é frequentemente utilizado em associação com alguns métodos de estimativa de vazões máximas, como o Método Racional, para projetos de medidas de controle de cheias, dimensionamento de vertedores, bueiros, etc., ou em outras obras em que se faça necessário conhecer a vazão máxima de escoamento superficial.

Uma alternativa ao uso da intensidade de precipitação média proveniente de uma curva IDF é a utilização de toda a curva, como acontece no Método de Chicago [3] e no modelo do *Hydrologic Engineering Center* – HEC [4]. No entanto, o ponto crítico destes procedimentos ainda é o mesmo, isto é, a utilização de intensidades médias em cada duração específica, o que não representa o comportamento real das séries históricas de precipitação [5].

Alguns modelos hidrológicos [6, 7] utilizam o perfil de precipitação baseado em uma equação dupla exponencial, em que a intensidade da chuva é crescente até o tempo de ocorrência da intensidade máxima, a partir do qual torna-se decrescente até o final do evento. Os resultados da aplicação da equação dupla exponencial em pequenas bacias hidrográficas nos Estados Unidos [6], mostraram que o escoamento

superficial calculado com dados observados de precipitação diferiram pouco do escoamento calculado com dados de precipitação provenientes dos perfis ajustados pela função dupla exponencial.

2.1.2 Intercepção pela cobertura vegetal

A intercepção é a retenção de parte da precipitação acima da superfície do solo, seja pela vegetação ou por outra forma de obstrução. O volume retido é evaporado e retorna para a atmosfera. Este processo interfere no balanço hídrico da bacia hidrográfica, funcionando como um reservatório que armazena parte da precipitação. A tendência é de que a intercepção reduza a variação da vazão ao longo do ano, retardando e reduzindo o pico de cheias.

A intercepção pela cobertura vegetal também apresenta grande importância na dissipação da energia cinética das gotas de chuva. A cobertura vegetal reduz o impacto direto das gotas sobre o solo, minimizando a sua ação de desprendimento de partículas, que dá origem ao processo erosivo e ao selamento superficial.

A intercepção pela cobertura vegetal (ICV) depende das características da precipitação (intensidade, lâmina, e chuva antecedente); das condições climáticas, sendo a velocidade do vento a mais importante; do tipo e densidade da vegetação; e do período do ano, pois a vegetação apresenta variação da área foliar ao longo do período de crescimento [8].

Tradicionalmente os resultados de ICV são expressos em relação à lâmina total precipitada, seja na forma de porcentagem, seja através de equações de regressão. O primeiro modelo semiempírico desenvolvido a partir da regressão entre os valores de precipitação total (variável independente) e os valores de ICV (variável dependente) foi apresentado por Horton [9].

Na década de 70, Rutter et al. [10, 11], propuseram o primeiro modelo baseado em processos físicos, que se baseia em um balanço de água na superfície das partes aéreas das plantas (folhas e caules). São necessários dados meteorológicos e de chuva horária, além de outros quatro parâmetros que descrevem a estrutura da vegetação. O modelo também utiliza uma expressão empírica para descrever a drenagem da água pela copa das plantas. A principal desvantagem do modelo de Rutter é a grande quantidade de informações necessárias para se fazer a estimativa da ICV.

Como alternativa ao Método de Rutter, vários autores têm utilizado o método de Gash [12], também conhecido como Modelo Analítico. Este modelo procura manter um pouco da simplicidade dos modelos empíricos e a fundamentação conceitual dos processos físicos. O Modelo Analítico tem sido amplamente utilizado em várias partes do mundo para prever a intercepção em diversos tipos de florestas. No en-

tanto, em algumas tentativas de utilização do modelo em florestas menos densas foi observada a tendência de superestimativa da ICV. Por este motivo, foi desenvolvida uma variante do modelo com intuito de compensar as diferenças na densidade de cobertura vegetal [13].

Os modelos apresentados são bastante utilizados e foram calibrados em áreas com cobertura florestal, mas são pouco aplicados em áreas com culturas agrícolas anuais. A comparação entre os diferentes métodos encontrados na literatura é difícil porque os estudos são conduzidos em locais diferentes, sob diversas condições de clima e, principalmente, de vegetação. No Brasil, a diversidade de ecossistemas é muito grande, e existem poucos estudos a respeito da ICV [14].

Em simulações hidrológicas que levam em conta a dinâmica de crescimento e desenvolvimento da vegetação pode ser interessante a aplicação de modelos mais complexos para estimar a ICV. No entanto, quando se opta por representar o desenvolvimento da vegetação de forma mais simplificada, a própria estimativa da ICV também pode ser feita por modelos mais simples.

2.1.3 Infiltração da água no solo

Infiltração é a passagem da água da superfície para o interior do solo. Este processo é de fundamental importância prática porque determina, em grande parte, a magnitude do escoamento superficial e afeta o balanço de água no solo, interferindo nas relações do sistema solo, planta e atmosfera. A infiltração também é responsável pelo reabastecimento dos lençóis subterrâneos e, por fim, pelo aumento da disponibilidade de água nos cursos d'água, principalmente nos períodos mais secos.

A *taxa de infiltração* representa a lâmina de água que atravessa a superfície do solo por unidade de tempo, ou seja, a variação da infiltração acumulada ao longo do tempo. A *capacidade de infiltração* representa o potencial que o solo tem para absorver água pela superfície sob uma determinada condição. A capacidade de infiltração somente será igual à taxa de infiltração quando a intensidade da chuva for superior à capacidade de infiltração.

Os principais fatores que afetam a infiltração da água são a cobertura vegetal e o preparo do solo. Os modelos utilizados para a predição da infiltração levam em conta estas informações, ou parte delas, através de vários parâmetros e variáveis, cujos valores precisam ser determinados por medição ou calibração [15].

Darcy, em 1856, foi o primeiro a apresentar uma equação que possibilitasse quantificar o movimento de água em meios porosos. Ele verificou que a densidade de fluxo é proporcional ao gradiente de potencial hidráulico no solo:

$$q = -K \frac{\partial H}{\partial x} \quad (1)$$

em que:

q = densidade do fluxo de água ($mm \ d^{-1}$);

$\frac{\partial H}{\partial x}$ = gradiente de potencial hidráulico ($m \ m^{-1}$);

K = condutividade hidráulica do solo ($mm \ d^{-1}$).

A equação de Darcy só é válida quando há uma relação linear entre o fluxo de água e o gradiente de potencial hidráulico, o que se verifica em regime de escoamento laminar. A condutividade hidráulica depende das propriedades do fluido e do material poroso. Admitindo-se que o solo (material poroso) mantém suas propriedades constantes em uma dada amostra, pode-se dizer que a condutividade hidráulica do solo é uma função só da umidade, ou $K = K(\theta)$. A condutividade hidráulica de um solo saturado (K_o) é o valor máximo de K , e ele decresce rapidamente com a diminuição da umidade do solo [16].

O modelo de Green-Ampt [17] é baseado na equação de Darcy (equação 1), e foi um dos primeiros modelos teóricos para a estimativa da taxa de infiltração. Em sua concepção original o modelo era adequado para a aplicação em solos homogêneos e submetidos a uma carga hidráulica constante, ou seja, em condição de empoçamento da água na superfície do solo. Os principais parâmetros de entrada da equação são: a condutividade hidráulica do solo saturado (K_o), o potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f) e a umidade do solo saturado (θ_s).

O modelo de Morel-Seitoux [18], é uma modificação da equação de Green-Ampt que conserva os mesmos princípios básicos, mas leva em consideração um fator para representar o fluxo simultâneo de água e ar no perfil de solo, e outro para representar o efeito de capilaridade. Além da equação de Morel-Seitoux, muitas outras adequações tem sido propostas com o objetivo de melhorar a estimativa da taxa de infiltração com o modelo de Green-Ampt, no entanto, a alteração mais difundida e utilizada em diversos modelos de simulação hidrológica foi a de Mein e Larson [19].

O modelo de Green-Ampt modificado por Mein-Larson (GAML) calcula a taxa de infiltração a partir do momento em que ocorre o empoçamento da água sobre a superfície do solo, mas a aplicação do modelo em sua forma original é difícil, porque os parâmetros de entrada K_o , Ψ_f , e θ_s não representam adequadamente as condições reais de campo, e os métodos para obtenção dos mesmos ainda não alcançaram um nível de confiabilidade suficiente [20].

Na literatura mundial uma grande parte dos trabalhos com este modelo são vol-

tados para os métodos de obtenção ou de ajuste dos seus parâmetros. Em modelos hidrológicos de simulação contínua há a necessidade de estimativas iniciais precisas, e de algum método de ajuste desses parâmetros no curso da simulação. Estes ajustes são necessários para levar em conta as alterações naturais no solo, bem como aquelas induzidas pela ação humana, como, por exemplo, nas operações de manejo e preparo do solo [21].

No modelo GAML admite-se que a região acima da frente de umedecimento se encontra saturada; no entanto, devido ao aprisionamento de ar nos poros, a saturação não é atingida, sendo mais adequada a utilização da saturação de campo (θ_w), que é menor que a umidade de saturação do solo (θ_s) [22]. Diversos pesquisadores recomendam a utilização de valores de θ_w que variam entre 0,79 e 1,00 θ_s [23, 24, 25, 26].

Também em virtude do aprisionamento de ar nos poros do solo, alguns pesquisadores recomendam a utilização da condutividade hidráulica na zona de saturação (K_w) em lugar da condutividade hidráulica saturada (K_o) [27]; outros recomendam a taxa de infiltração estável de água no solo (T_{ie}) no lugar de K_o [28].

Uma outra pressuposição do modelo GAML é de que o potencial matricial da água no solo na frente de umedecimento (Ψ_f) permanece igual ao valor do potencial matricial relativo à umidade inicial do solo ($\Psi_f(\theta_i)$). Admite-se também que a frente de umedecimento é abrupta, no entanto, esta pressuposição não está de acordo com a realidade, devido à variação das propriedades físicas e da umidade ao longo do perfil do solo [29].

Cecílio [30] detalhou algumas metodologias propostas para o cálculo de Ψ_f , como, por exemplo, a utilização de 0,5 P_b , sendo P_b a pressão de borbulhamento do solo obtida a partir da curva de retenção [27]; a estimativa de Ψ_f em função da distribuição do tamanho de poros [31], em função da distribuição de poros e da textura do solo [32], ou em função de K_o [19, 31, 33]; e uma proposta de adaptação do modelo de Green-Ampt para representar a infiltração da água em solos com diferentes estratos [34]. Com a adoção de algumas destas metodologias as estimativas da taxa de infiltração foram melhores do que com a utilização da equação GAML na sua forma original.

2.1.4 Armazenamento superficial

Nas bacias hidrográficas existem obstruções naturais ao escoamento superficial que são capazes de promover o armazenamento da água na superfície do solo. A capacidade de armazenamento em áreas agrícolas varia de 0 a 30 mm [35], dependendo das microelevações e microdepressões do terreno, as quais são sujeitas a variações es-

paciais e temporais. O aumento da rugosidade superficial do solo é responsável pelo aumento do armazenamento de água na superfície, da infiltração, e da retenção de sedimentos e, por isso, pela redução da erosão hídrica [36]. Este efeito é potencializado pela presença da cobertura por resíduos vegetais na superfície do solo [37].

O efeito da cobertura vegetal na redução da erosão é maior em condições de baixa rugosidade do que em condições de elevada rugosidade superficial. Por outro lado, em altas percentagens de cobertura, o efeito da rugosidade superficial no controle da erosão é reduzido [37]. O efeito da rugosidade superficial, por sua vez, é bastante dependente tanto das operações de preparo quanto da sequência de chuvas, e ainda, do padrão de chuva e tipo de solo [38].

Estudos sobre a variação do microrelevo em função da precipitação têm sido conduzidos com o objetivo de prever a rugosidade do solo e, posteriormente, utilizar estas informações em estudos de escoamento superficial, erosão hídrica, e na simulação dinâmica destes processos.

O armazenamento de água nas microdepressões é difícil de ser medido em campo, porque a infiltração não pode ser controlada. Sendo assim, o armazenamento pode ser estimado com base em modelos digitais de elevação (MDE). Neste caso, para a construção dos MDEs a representação do terreno deve ser feita em alta resolução, o que torna o processo bastante trabalhoso e difícil, principalmente em condições de campo. Por este motivo, têm sido desenvolvidos modelos para a predição do armazenamento de água a partir do índice de rugosidade e da declividade do solo [35].

Os primeiros índices de rugosidade que foram propostos eram do tipo estatístico. Posteriormente se desenvolveram novos índices que, de acordo com seus autores, teriam um significado físico. Também foram propostas algumas metodologias que colocavam em prática a teoria dos fractais e outras técnicas matemáticas avançadas para caracterizar a rugosidade do solo. Geralmente, os índices são calculados depois que os valores são corrigidos para filtrar o efeito da declividade do terreno.

Entre os índices estatísticos, a RR (rugosidade ao acaso) [39], que é calculada pelo desvio padrão das alturas das microelevações, é o mais antigo e mais utilizado. Os índices LD (diferença limite) e LS (declividade limite) [40], se baseiam na dependência espacial e têm a vantagem de descrever o relevo do solo em termos físicos. Outros índices frequentemente utilizados são o MIF (*microrelief index and peak frequency*), o MUD (*mean upslope depression*) e T (tortuosidade).

Trabalhos aprofundados sobre os métodos e índices utilizados para medir a rugosidade do solo, bem como da relação entre esses índices com as perdas de solo, água, nutrientes, volume de chuva e estabilidade de agregados do solo, foram realizados por Bertol et al. [36] e Zoldan Jr. [41].

2.1.5 Escoamento superficial

O escoamento superficial é um dos principais processos do ciclo hidrológico. A compreensão deste processo é de fundamental importância para o projeto de obras de engenharia, pois a maioria dos estudos hidrológicos está ligada ao controle de cheias e ao manejo das águas superficiais para o seu aproveitamento. Além disso, a erosão hídrica está diretamente associada ao escoamento superficial, que é capaz de desagregar e transportar sedimentos, compostos químicos, matéria orgânica, sementes e agrotóxicos, sendo capaz de causar prejuízos diretos à produção agropecuária e a poluição dos cursos d'água [42].

Os fatores que afetam o escoamento superficial são os mesmos que afetam a infiltração: textura e estrutura do solo; umidade do solo no momento de ocorrência da precipitação; a cobertura vegetal e o manejo e preparo do solo. Além disso, o escoamento superficial tende a crescer com o aumento da intensidade e duração da precipitação. A cobertura e o uso do solo, além de interferirem na infiltração da água, exercem importante influência na interceptação da chuva.

Um método bastante utilizado para estimativa da lâmina máxima de escoamento superficial é o Método do Número da Curva. Ele se baseia na transformação da lâmina total de precipitação em lâmina total de escoamento superficial. O método leva em consideração os efeitos da precipitação total; das abstrações iniciais; da taxa de infiltração; e da umidade do solo antecedente. As abstrações iniciais correspondem a uma combinação de interceptação pela cobertura vegetal, infiltração antes do início do escoamento superficial e armazenamento superficial. A análise dos dados utilizados para o desenvolvimento do modelo permitiu evidenciar a seguinte relação:

$$\frac{I}{S} = \frac{ES}{Pe} \quad (2)$$

em que:

I = infiltração acumulada após o início do escoamento superficial (mm);

S = infiltração potencial (mm);

ES = escoamento superficial total (mm);

Pe = escoamento potencial ou excesso de precipitação (mm).

O método do número da curva não deveria ser aplicado em bacias pequenas ou muito grandes, e nem para chuvas de alta intensidade e curta duração, pois a base de dados é proveniente de bacias hidrográficas de médio porte e de chuvas de longa duração. Além disso, a transformação da chuva diretamente em escoamento superficial está relacionada apenas com a lâmina total de precipitação, o que vale dizer que

a lâmina de precipitação é totalmente independente da intensidade de precipitação.

Alguns modelos de simulação hidrológica fazem a estimativa do escoamento superficial com base em modelos físicos [43, 44]. As equações de Saint-Venant são o principal exemplo desta categoria de modelos. Elas descrevem o escoamento em canais abertos e são compostas pela equação da continuidade (equação 3), e pela equação da quantidade de movimento (equação 4):

$$A \frac{\partial V}{\partial x} + VB \frac{\partial y}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} = q \quad (3)$$

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} \quad (4)$$

em que:

A = área (L^2);

V = velocidade média da água ($L T^{-1}$);

x = distância ao longo do canal (L);

B = largura da superfície da água (L);

y = profundidade do escoamento (L);

t = tempo (T);

q = fluxo lateral por unidade de comprimento de canal ($L^2 T^{-1}$);

S_f = declividade da linha de energia do escoamento ($L L^{-1}$);

S_0 = declividade do leito do canal ($L L^{-1}$);

g = aceleração da gravidade ($L T^{-2}$).

Dependendo da importância relativa dos seus diversos termos, a equação da quantidade de movimento pode ser simplificada, como, por exemplo, em casos onde se pressupõe a predominância de um regime de escoamento uniforme e permanente. Nestes casos, a declividade do fundo do canal e a declividade da linha de energia do escoamento podem ser consideradas iguais. Conseqüentemente, a equação da continuidade também é simplificada. Como resultado tem-se o Modelo de Ondas Cinemáticas, descrito pelas equações:

$$S_f = S_0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (6)$$

Na equação 6 a relação $\frac{\partial Q}{\partial x}$ representa a variação da vazão em relação à distância percorrida pelo escoamento entre as duas seções consideradas, e a relação $\frac{\partial A}{\partial t}$ representa a variação da área da seção transversal em relação ao tempo.

2.1.6 Evapotranspiração

A evaporação é a passagem da água do estado líquido para o gasoso. Ela pode ocorrer com a água do solo, de um reservatório, barragem ou lago, sendo regida por leis puramente físicas. Quando a evaporação da água ocorre através de uma planta, os fenômenos biológicos limitam as leis físicas. A este processo se dá o nome de transpiração. Quando ambos os processos ocorrem simultaneamente utiliza-se o termo evapotranspiração.

A radiação solar, a temperatura do ar, a umidade atmosférica e a velocidade do vento são os elementos climatológicos a considerar na avaliação do processo de evapotranspiração [45]. Como a evaporação da água implica mudança de estado, é um processo que exige energia, no caso, o calor latente de evaporação L , que deve ser tanto maior quanto menor for a temperatura da água. Esta energia é proporcionada pela radiação solar direta e, em menor grau, pela temperatura do ar. A diferença entre a pressão de vapor da água na superfície evaporante e a pressão de vapor na atmosfera circundante também é um fator muito importante, pois à medida que ocorre a evaporação o ar circundante se satura gradualmente e o processo se torna cada vez mais lento.

Além das variáveis climáticas, também afetam a evapotranspiração os fatores relacionados ao cultivo e ao manejo do solo, tais como o tipo de cultura, a variedade, a fase de desenvolvimento, a resistência à transpiração, a altura das plantas, características do sistema radicular, salinidade, fertilidade do solo, cobertura da superfície do solo, população de plantas e a umidade do solo.

A evapotranspiração potencial de referência (ET_o) é a quantidade de água evapotranspirada na unidade de tempo e de área, por uma cultura de baixo porte, verde, cobrindo totalmente o solo, de altura uniforme e sem deficiência de água. Para essa superfície, as condições climáticas é que determinam o valor de ET_o . Porém, devido às diferenças existentes entre os diversos tipos de cultivo, define-se a evapotranspiração máxima de uma cultura (ET_c), como:

$$ET_c = K_c ET_o \quad (7)$$

sendo K_c o coeficiente de cultura, determinado experimentalmente.

A ET_c representa, então, a máxima perda de água que certa cultura sofre em dada fase de desenvolvimento quando não há restrição de água no solo. A evapotranspiração real (ET_r) é a que realmente ocorre. Se houver água disponível no solo e o fluxo de água na planta atender a demanda atmosférica, a ET_r será igual a ET_c . Se houver restrição de água no solo e a demanda atmosférica não for atendida, a ET_r será menor do que a ET_c . Portanto, a evapotranspiração real é estimada pela equação:

$$ET_r = K_s K_c ET_o \quad (8)$$

em que K_s é o coeficiente de disponibilidade de água no solo.

Existem vários métodos empíricos para a estimativa da ET_o . O método de Blaney-Cridle foi desenvolvido originalmente para regiões semiáridas baseado na suposição de que a disponibilidade de água para as plantas não é um fator limitante, sendo empregado em diferentes regiões do mundo. O uso do método não é recomendado em regiões equatoriais, onde a temperatura e o número diário de horas de luz variam pouco, e outras variáveis meteorológicas variam mais expressivamente. Por esta razão surgiram adaptações do método e nelas se empregam, além da temperatura do ar, tabelas de correção que consideram os valores de umidade relativa do ar e da velocidade do vento.

O método de Thornthwaite foi desenvolvido com base em dados de precipitação e escoamento de várias bacias hidrográficas localizadas nas regiões central e leste dos Estados Unidos, onde predomina um clima temperado com invernos úmidos e verões secos. A correlação entre os dados de excedente hídrico estimados pela equação e os dados observados foi quase perfeita [46].

Mather comparou os dados medidos em evapotranspirômetros instalados em região de clima úmido, durante seis anos seguidos. A análise de correlação entre os dados medidos e os valores estimados pelo modelo de Thornthwaite mostrou que o modelo tem grande confiabilidade [46]. Em um trabalho mais recente, o método de Thornthwaite apresentou bom desempenho para as condições subtropicais úmidas do interior paulista, quando comparado a dados obtidos de evapotranspirômetros [47].

Em geral o modelo de Thornthwaite é bastante adequado para regiões de clima úmido. No entanto, em um trabalho conduzido na região de São Carlos, SP, os métodos de Blaney-Criddle e Thornthwaite não apresentaram boa correlação com os valores de evapotranspiração obtidos com um lisímetro [48].

Outro estudo correlacionou os dados de ET_0 estimados por várias equações com dados medidos em evapotranspirômetros instalados em três localidades do planalto do Estado de São Paulo, em região de clima úmido [49]. Os resultados mostraram que a equação de Thornthwaite foi a mais satisfatória, e a de Blaney-Criddle superestimou os valores de ET_0 no inverno.

Em 1948, Penman combinou o balanço energético com a conservação de massa e derivou uma equação para o cálculo da evapotranspiração potencial de referência. Para melhor descrever a transferência de calor e de vapor da superfície evaporante para o ar, foram agregadas a resistência aerodinâmica (r_a), que representa a resistência que a camada de ar oferece ao transporte de qualquer propriedade atmosférica, e a resistência de superfície (r_s), que descreve a resistência ao fluxo de vapor através das plantas e da superfície evaporante do solo, o que originou a equação de Penman-Monteith [45].

A equação de Penman-Monteith é de natureza física, embora a utilização da temperatura do ar em lugar da temperatura da superfície evaporante seja um aspecto empírico. Segundo a FAO [45], a equação de Penman-Monteith deve ser utilizada como modelo padrão para a estimativa da evapotranspiração potencial de referência. Ela pode ser usada tanto para fins práticos como para pesquisa. No entanto, o uso deste modelo muitas vezes fica prejudicado pela grande quantidade de dados meteorológicos necessários.

2.1.7 Percolação profunda da água no solo

Quando termina a chuva cessa o suprimento de água à superfície do solo e a infiltração chega ao fim. O movimento de água no perfil do solo, porém, não pára, e pode se estender por um longo período. As camadas mais superficiais do solo que ficaram quase ou totalmente saturadas não são capazes de reter toda a água da chuva. Parte dela se move para camadas inferiores, impulsionada principalmente pelo potencial gravitacional, ou por outros potenciais que possam estar atuantes. A esse movimento que ocorre após a infiltração se dá o nome de redistribuição da água no solo. Em resumo, esse processo se caracteriza pelo aumento da umidade das camadas mais profundas à medida que elas recebem água das camadas mais superficiais [16].

Na ausência do lençol freático e sendo o solo suficientemente profundo, o perfil típico de umidade no fim do processo de infiltração consiste de uma camada úmida na

superfície do solo seguida de uma camada mais profunda não molhada. Se a camada inicialmente molhada do solo for pouco profunda e a camada inferior não estiver muito úmida, os gradientes de potenciais serão altos, e a velocidade de redistribuição da água será rápida. Se, por outro lado, a camada inicialmente molhada for profunda, e a camada inferior estiver úmida, a velocidade de redistribuição será pequena e dependente principalmente do potencial gravitacional [16, 50].

A capacidade de campo (*CC*) é definida como a quantidade de água retida pelo solo após a drenagem do seu excesso, quando a velocidade do movimento descendente praticamente cessa. O ponto de murcha permanente (*PMP*) é definido como a umidade do solo na qual uma planta murcha não restabelece sua turgidez, mesmo quando colocada em uma atmosfera saturada por 12 horas [16]. A umidade do solo presente entre o limite superior (*CC*) e o limite inferior (*PMP*) representa a quantidade de água que pode ser armazenada no solo.

No entanto, esses conceitos não levam em conta que a redistribuição da água no solo é um processo contínuo, dinâmico e não apresenta interrupções abruptas, e que a tendência ao equilíbrio só ocorre após longo tempo. A redução da umidade do solo torna o movimento descendente da água muito lento, porém, ele nunca cessa, pois o componente gravitacional está sempre presente. Além disso, a definição prática da *CC* e do *PMP* não leva em conta a umidade do solo antecedente ao processo de infiltração, a profundidade de molhamento, a heterogeneidade do solo, a quantidade de água aplicada, o tipo de vegetação existente na área, e outros fatores [51, 52].

2.2 Erosão Hídrica Pluvial

A erosão hídrica é causada pela ação da chuva sobre o solo, compreendendo as fases de desagregação, transporte e deposição. Estas fases não são bem distintas umas das outras, podendo ocorrer concomitantemente [53]. A desagregação consiste na separação das partículas da massa do solo, tornando-as individuais e disponíveis para o transporte. Ela ocorre principalmente pela ação do impacto das gotas de chuva, mas também pela ação cisalhante do escoamento superficial.

O transporte consiste na remoção das partículas desagregadas para fora do seu local de origem, ocasionado principalmente pela ação do escoamento superficial, mas também pelo salpicamento provocado pelas gotas de chuva.

A deposição, seletiva, representa o fim do transporte e se caracteriza pelo acúmulo de sedimentos em algum local sobre a superfície do solo, com as partículas maiores e mais densas sendo depositadas primeiro ao longo do declive. Ela ocorre quando a carga de sedimentos excede a capacidade de transporte do escoamento, quando esta capacidade é reduzida por algum fator ou quando a chuva cessa [54, 55].

2.2.1 Fatores que afetam a erosão hídrica

Os fatores diretamente envolvidos na erosão hídrica do solo são o clima, solo, topografia, cobertura e manejo e práticas conservacionistas. No caso da erosão hídrica pluvial, a chuva é o principal componente do clima, cuja habilidade para causar erosão é referida como erosividade [56].

O impacto direto das gotas de chuva sobre o solo descoberto promove a desagregação de partículas, obstrui os poros e provoca o selamento da superfície, o que reduz expressivamente a infiltração de água e aumenta a velocidade do escoamento superficial [57]. O conhecimento da erosividade e da sua distribuição anual permite identificar os períodos críticos de potencial erosivo, além de permitir avaliar se as diferenças nas perdas de solo se devem às diferenças nas características da chuva ou nas práticas de manejo.

A suscetibilidade do solo à erosão é denominada erodibilidade, sendo influenciada pelas propriedades físicas, químicas, mineralógicas e biológicas do solo. A interação entre estas variáveis é extremamente complexa, afetando distintamente a capacidade de infiltração de água e a resistência do solo à desagregação e ao transporte [58]. Assim, alguns solos são mais suscetíveis à erosão do que outros.

A topografia é caracterizada principalmente pelo comprimento, grau e forma do declive. A perda de solo por unidade de área aumenta substancialmente com o aumento do comprimento da rampa. O maior acúmulo de água nos declives mais longos aumenta sua capacidade de desagregação e transporte, em relação aos declives menos longos. No entanto, a perda de solo é muito mais sensível às mudanças na declividade do que no comprimento do declive [59].

A cobertura e manejo compõem o fator mais importante na redução das perdas de solo por erosão hídrica. A eficácia da cobertura pela copa na interceptação das gotas de chuva, depende basicamente da densidade foliar da copa da cultura em questão. A maior parte das gotas interceptadas pela cultura pode readquirir velocidade e precipitar sobre a superfície. Portanto, a cobertura pela copa não reduz o potencial erosivo do escoamento tanto quanto reduz o potencial erosivo da chuva.

A cobertura em contato direto com a superfície do solo, por outro lado, é mais eficaz na redução da erosão do que a cobertura pela copa, já que a energia cinética das gotas de chuva, ao atingir o resíduo sobre a superfície, é dissipada, sendo reduzida, ainda, a velocidade do escoamento, e aumentada a infiltração [56]. Além disso, é induzida a deposição de sedimentos transportados, devido à redução da velocidade do escoamento superficial [38].

O sistema de preparo e manejo afeta a cobertura e as propriedades físicas da camada superficial, exercendo influência sobre a taxa de infiltração de água no solo e

escoamento superficial, afetando, portanto, as perdas de solo [37, 38]. Os preparos convencionais se caracterizam pela redução da cobertura e rugosidade, aumentando assim a erosão hídrica do solo. Os preparos conservacionistas, por outro lado, se caracterizam, em geral, por pouca movimentação de solo, preservação da maior parte dos resíduos vegetais e aumento da porosidade e rugosidade da superfície do solo.

A semeadura direta, tida como um sistema conservacionista, apresenta baixa rugosidade mas, em compensação, alta cobertura por resíduos em geral ancorados nas soqueiras das culturas, aumentando a resistência do solo à erosão hídrica [60].

As práticas conservacionistas de suporte controlam a erosão através da redução da velocidade e da capacidade de transporte do escoamento, sendo complementares às práticas básicas de manejo do solo. As práticas mais comuns são o cultivo em contorno, cultivo em faixas com rotação de culturas e terraceamento, e são mais eficazes quando associadas às práticas de manejo.

2.2.2 Modelagem da erosão hídrica

A importância relativa da desagregação, do transporte e da deposição, depende se a erosão está ocorrendo predominantemente nas áreas entre sulcos ou dos sulcos. Na erosão entre sulcos a desagregação inicial das partículas de solo se dá pelo impacto das gotas de chuva. O transporte das partículas desagregadas para os sulcos se dá, nestas áreas, pela ação combinada do salpicamento ocasionado pelas gotas de chuva e do escoamento laminar. Na erosão em sulcos, tanto a desagregação quanto o transporte são ocasionados pelo escoamento da água nos sulcos [61].

A Equação Universal de Perda de Solo – USLE [56], é um modelo empírico que foi amplamente utilizado nas décadas de 70 e 80 para predizer a perda de solo anual em áreas agrícolas. A equação básica é composta por seis fatores:

$$A = R K L S C P \quad (9)$$

em que:

A = perda de solo anual ($Mg\ ha^{-1}\ ano^{-1}$);

R = fator erosividade da chuva ($MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$);

K = fator erodibilidade do solo ($Mg\ h\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$);

L = fator comprimento da encosta (adimensional);

S = fator declividade da encosta (adimensional);

C = fator manejo e cobertura (adimensional);

P = fator práticas conservacionistas de suporte (adimensional).

A erosividade da chuva e a enxurrada associada (R) é a média anual do índice EI_{30} (energia cinética da chuva multiplicada pela intensidade máxima em 30 minutos). A erodibilidade do solo (K) é a quantidade de solo perdida por unidade de índice de erosividade, determinada em parcelas experimentais com 22,1 m de comprimento, 9% de declividade, continuamente descobertas e preparadas no sentido do declive.

A Equação Universal de Perda de Solo Revisada – RUSLE [59], foi projetada como ferramenta de suporte para o planejamento conservacionista. Enquanto a USLE é uma equação completamente empírica, a RUSLE inclui várias relações baseadas em processos físicos.

A estrutura básica da RUSLE é igual a da USLE (equação 9), mas várias alterações foram implementadas no cálculo de cada um dos fatores envolvidos com o objetivo de melhorar a precisão do modelo [59].

A erosividade da chuva (R) é calculada da mesma forma que na versão anterior, mas inclui ajustes para considerar o efeito do empoçamento e do congelamento do solo. A erodibilidade (K) é calculada com base em propriedades do solo, mas na RUSLE é possível estimar a variação anual de K , e também o valor de K para solos vulcânicos ou com fragmentos de rocha. No fator topográfico (LS) foram incluídos ajustes relacionados à suscetibilidade do solo à erosão em sulcos. O fator manejo e cobertura vegetal (C) é variável e obtido com base em características do manejo e da cultura, e o fator práticas conservacionistas de suporte (P) considera práticas aplicadas em áreas de pastagem.

O modelo *Erosion-Productivity Impact Calculator* – EPIC [62], foi desenvolvido para avaliar o efeito de práticas agrícolas sobre as perdas de solo, qualidade da água e sustentabilidade dos sistemas de cultivo. O EPIC simula componentes hidrológicos, de preparo do solo, de crescimento de culturas, da dinâmica de nutrientes, e do movimento de nutrientes e pesticidas associados ao escoamento superficial e aos sedimentos erodidos.

Os dados climatológicos diários podem ser gerados estocasticamente ou inseridos diretamente pelo usuário. A produção de sedimentos é calculada por uma versão modificada da USLE, onde a erosividade da chuva é expressa pelo índice EI , obtido em função da precipitação total diária e da intensidade máxima de precipitação. A erodibilidade é calculada em função de características mineralógicas e químicas do solo.

O modelo *Water Erosion Prediction Project* – WEPP [63], é baseado em processos físicos, embora várias relações empíricas estejam presentes no modelo. O WEPP é um modelo de simulação contínua que foi desenvolvido para prever a erosão do solo e a deposição de sedimentos em encostas e pequenas bacias hidrográficas. Podem

ser usados dados climáticos observados ou sintéticos, que são provenientes de um gerador climático denominado CLIGEN [6].

A equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson foi escolhida para estimar a infiltração de água no solo sob condições de intensidade de precipitação variável. O armazenamento superficial é calculado em função da rugosidade ao acaso e da declividade da encosta [23]. Somente após o preenchimento do armazenamento superficial o escoamento superficial passa a ser computado.

O WEPP estima a erosão entre sulcos e em sulcos. A erosão entre sulcos é definida como a desagregação de sedimentos provocada pelo impacto das gotas de chuva, e o posterior transporte dos mesmos pelo escoamento laminar até os sulcos. A erosão em sulcos ocorre se a tensão cisalhante do escoamento é maior do que a tensão crítica de cisalhamento do solo, e enquanto a carga de sedimentos presente no escoamento for menor do que a sua capacidade de transporte.

O WEPP foi utilizado para prever as perdas de solo e água em estradas florestais do município de Agudos – SP [64]. Os resultados demonstraram grande discrepância entre os valores observados e os estimados pelo modelo, indicando a necessidade de calibração dos principais parâmetros de entrada.

No Chile [65], os modelos RUSLE, EPIC e WEPP foram comparados quanto a sua capacidade de prever a perda de solo em áreas agrícolas. Neste estudo os modelos foram calibrados para as condições de clima e de solo encontradas no local. O WEPP foi o que apresentou estimativas mais próximas dos valores observados, seguido por EPIC e RUSLE.

3 Metodologia

O presente trabalho foi desenvolvido no Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa (UFV), no período de 2007 a 2009. Ele consistiu em duas etapas distintas, mas que foram conduzidas de maneira concomitante: 1) re-desenvolvimento de um modelo hidrológico denominado Método do Balanço Hídrico na Superfície do Solo Modificado; 2) desenvolvimento de um software para facilitar a aplicação do modelo hidrológico.

No item 3.1 será apresentado brevemente o histórico de desenvolvimento do modelo hidrológico. No item 3.2 o modelo hidrológico será detalhado, já incluindo algumas propostas de alteração que estão sendo feitas neste trabalho. No item 3.4 serão fornecidas as informações gerais a respeito do desenvolvimento do software.

3.1 Histórico de Desenvolvimento do Modelo

Pruski et al. [66] propuseram um modelo hidrológico que permite estimar os componentes do balanço hídrico em áreas agrícolas, denominado Método do Balanço Hídrico na Superfície do Solo Modificado. As principais pressuposições adotadas no desenvolvimento do modelo foram: (I) a chuva atinge a superfície do solo somente após a interceptação pela cobertura vegetal ter sido completada; (II) a capacidade de armazenamento superficial não varia com o tempo.

A intensidade de precipitação é obtida por uma função derivada da equação de intensidade, duração e frequência, resultando em um perfil de precipitação semelhante a uma função exponencial negativa, onde a intensidade máxima ocorre no início da chuva e decresce até o final. Para o cálculo da taxa de infiltração o método utiliza o modelo de Green-Ampt modificado por Mein-Larson (GAML). O balanço hídrico na superfície do solo se baseia nas lâminas de precipitação, de infiltração e de escoamento superficial, sendo possível considerar também a interceptação pela cobertura vegetal e o armazenamento superficial. A variação da umidade do solo depende da infiltração, da percolação e da evapotranspiração real.

Uma das principais limitações do modelo está relacionada ao perfil de precipitação considerado, pois o mesmo é sempre associado a um determinado período de retorno e não representa adequadamente a maioria das chuvas naturais. No que diz respeito ao cálculo da infiltração, a equação GAML é aplicada em sua forma original, sem qualquer tipo de ajuste dos parâmetros de entrada. Pelas razões apresentadas na seção 2.1.3, isto pode levar a erros consideráveis na estimativa da taxa de infiltração.

Para facilitar a aplicação do modelo hidrológico foi desenvolvido um software denominado Simulação Hidrológica (SH2). A principal limitação do software é a difi-

culdade para a realização de simulações contínuas, pois, para simular um período de vários anos é necessária a entrada manual de dados climáticos para cada dia considerado no período.

Para alcançar os objetivos definidos neste trabalho foram implementadas algumas adaptações no modelo original; além disso, foi necessário o desenvolvimento de uma nova versão do software:

Modelo físico-matemático

- a substituição da equação de intensidade, duração e frequência por uma equação dupla exponencial para representar o perfil de precipitação, seguindo a tendência atual em pesquisas relacionadas à simulação hidrológica;
- o ajuste dos parâmetros da equação GAML para estimar a taxa de infiltração da água no solo;
- a inclusão da equação da continuidade para estimativa da erosão hídrica do solo.

Modelo computacional

- a integração com um modelo de geração de séries sintéticas de precipitação e dados climáticos para permitir a simulação diária dos processos hidrológicos;
- a inclusão de um módulo para a estimativa da erosão hídrica do solo.

3.2 Modelo Físico-Matemático

3.2.1 Precipitação

A primeira alteração realizada no modelo original foi a substituição do perfil de precipitação baseado na equação de intensidade, duração e frequência, por um perfil de precipitação descrito por uma função dupla exponencial (Figura 1). Este perfil consiste numa exponencial crescente do início do evento até o momento em que ocorre a intensidade máxima de precipitação e , a partir deste momento, uma exponencial decrescente descreve o comportamento do perfil até o fim do evento. A função é expressa pela equação:

$$i_t = \begin{cases} ae^{bt} & \text{se } 0 \leq t \leq t_p \\ ce^{-dt} & \text{se } t_p < t \leq t_d \end{cases} \quad (10)$$

em que:

i_i = intensidade instantânea de precipitação ($mm\ h^{-1}$);

t = tempo a partir do início da precipitação (h);

t_p = tempo de ocorrência da intensidade máxima de precipitação (h);

t_d = tempo de duração da precipitação (h);

a, b, c, d = parâmetros de ajuste da equação (adimensionais).

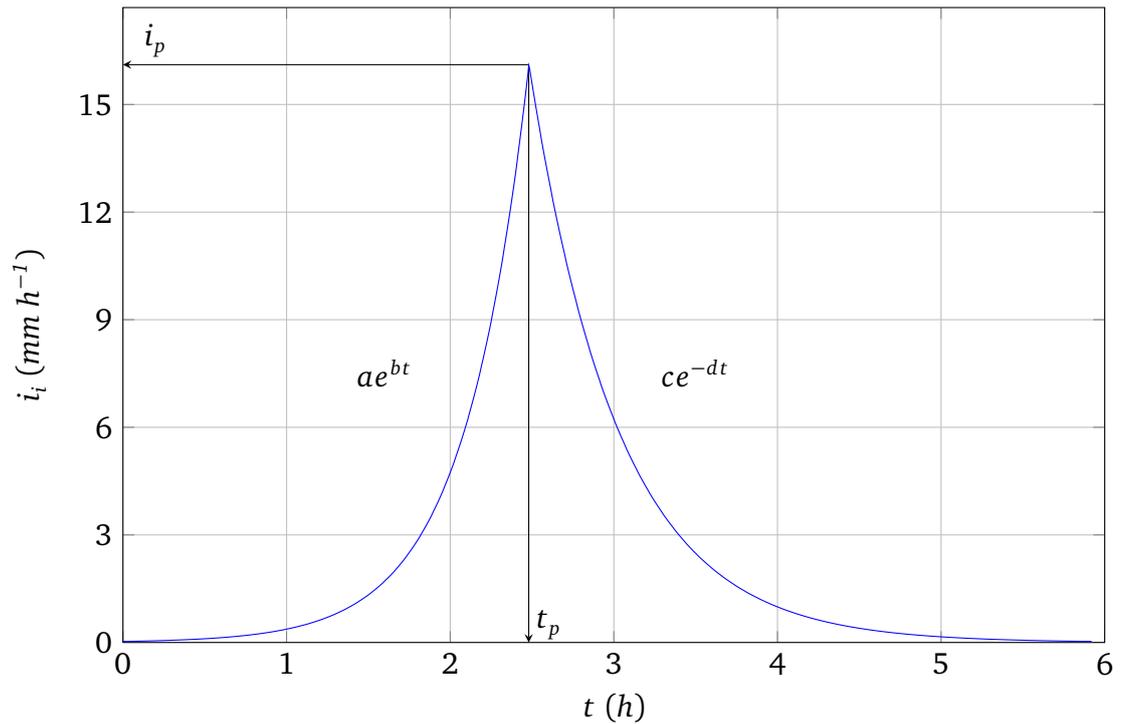


Figura 1: Perfil de precipitação descrito por uma função dupla exponencial, onde i_i é a intensidade instantânea de precipitação, t é o tempo a partir do início da precipitação, i_p é a intensidade máxima de precipitação, e t_p é o tempo de ocorrência da intensidade máxima de precipitação.

A precipitação total (PT , em mm) que ocorre durante o evento considerado, com duração t_d , é obtida pela equação 11.

$$PT = \int_0^{t_p} ae^{bt} dt + \int_{t_p}^{t_d} ce^{-dt} dt \quad (11)$$

3.2.2 Intercepção pela cobertura vegetal

Ao iniciar a precipitação começa simultaneamente a intercepção pela cobertura vegetal, que pode ser obtida a partir de um valor conhecido de índice de área foliar, de acordo com a equação proposta por Ehlers [67]:

$$ICV = 0,932 + 0,499 IAF + 0,0057 IAF^2 \quad (12)$$

em que:

ICV = intercepção máxima pela cobertura vegetal (mm);

IAF = índice de área foliar (cm^2 de área foliar por cm^2 de solo).

A equação 12 não pode ser aplicada quando IAF é igual a zero. Para esta condição ICV é zero. Toda a precipitação é interceptada pela cobertura vegetal até o momento em que o total precipitado se iguala à lâmina de intercepção potencial, sendo a duração da ICV (t_{ICV} , em min) obtida resolvendo-se a equação:

$$\int_0^{t_{ICV}} i_i dt = ICV \quad (13)$$

3.2.3 Infiltração da água no solo

Quando toda a lâmina potencialmente interceptável pela cobertura vegetal é preenchida, a precipitação passa a ser transformada em infiltração. A partir deste momento, a taxa de infiltração (T_i) se iguala à intensidade instantânea de precipitação (i_i). Esta condição é mantida até que a intensidade instantânea de precipitação supere a capacidade de infiltração e tenha início o armazenamento da água sobre a superfície do solo. A infiltração acumulada (I , em mm), que ocorre do momento em que cessa a intercepção até o início do armazenamento superficial pode ser estimada pela equação:

$$I = \int_{t_{ICV}}^{t_{iARM}} i_i dt \quad (14)$$

em que t_{iARM} é o tempo de início do armazenamento superficial (min).

A partir do momento em que inicia o armazenamento superficial (t_{iARM}) a taxa de infiltração passa a ser calculada pela equação GAML:

$$T_i = K_0 \left[1 + \frac{(\theta_s - \theta_i) \Psi_f}{I(t)} \right] \quad (15)$$

em que:

T_i = taxa de infiltração da água no solo ($mm\ h^{-1}$);

K_0 = condutividade hidráulica do solo saturado ($mm\ h^{-1}$);

θ_s = umidade do solo saturado ($cm^3\ cm^{-3}$);

θ_i = umidade inicial do solo ($cm^3\ cm^{-3}$);

Ψ_f = potencial matricial na frente de umedecimento ($mm.c.a$);

$I(t)$ = infiltração acumulada em função do tempo (mm).

Esta condição é mantida até o instante em que a intensidade de precipitação (i_i) torna-se novamente igual a taxa infiltração (T_i), ou seja, ao final do escoamento superficial (t_{fES}). A determinação dos pontos em que T_i é igual a i_i , ou seja, a determinação de t_{iARM} e t_{fES} , é conseguida com a solução da equação:

$$K_0 \left[1 + \frac{(\theta_s - \theta_i) \Psi_f}{I(t)} \right] = \begin{cases} ae^{bt} & \text{se } 0 \leq t \leq t_p \\ ce^{-dt} & \text{se } t_p < t \leq t_d \end{cases} \quad (16)$$

A infiltração acumulada (I , em mm), é obtida pela soma da infiltração que ocorre durante as diferentes fases associadas ao balanço hídrico sendo, desta forma, expressa pela equação:

$$I = \int_{t_{ICV}}^{t_{iARM}} i_i dt + \int_{t_{iARM}}^{t_{fARM}} T_i dt + \int_{t_{fARM}}^{t_d} i_i dt \quad (17)$$

Se a precipitação termina antes que a lâmina total de armazenamento superficial se infiltre, a infiltração continuará a ser expressa pela equação 15, até que todo o armazenamento superficial se infiltre no solo (t_{fARM}). Neste caso, é necessário considerar esta lâmina infiltrada (ocorrida após o fim da precipitação) na equação 17.

Após o término do escoamento superficial t_{fES} , a taxa de infiltração T_i continua a ser obtida pela equação 15. Esta condição é mantida até que toda a lâmina de armazenamento superficial se infiltre no solo, isto é, até que:

$$\int_{t_{fES}}^{t_{fARM}} (T_i - i_i) dt = ARM \quad (18)$$

em que: t_{fARM} é o tempo para infiltrar a lâmina de armazenamento superficial (*min*).

Uma das principais alterações realizadas no modelo foi a parametrização dos parâmetros dessa equação com o objetivo de representar melhor as condições de infiltração que ocorrem no campo. Foram adotadas quatro combinações de ajuste da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) e do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f). As combinações 1 e 2 foram obtidas das proposições de Cecílio et al. [20].

Combinação 1

- Utilização da condutividade hidráulica na zona saturada (K_w) igual a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0 , em $mm\ h^{-1}$):

$$K_w = K_0 \quad (19)$$

- Utilização do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f , em mm) obtido a partir da porosidade e da textura do solo, sugerido por Risse et al. [21]:

$$\Psi_f = 0,01e^x \quad (20)$$

sendo

$$\begin{aligned} x = & 6,531 - 7,326\phi + 15,8A^2 + 3,809\phi^2 + 3,44A_rA \\ & - 4,989S\phi + 16,1A_r^2\phi^2 + 16A^2\phi^2 - 13,6A_r^2A \\ & - 34,8A^2\phi - 7,99A_r^2\phi \end{aligned} \quad (21)$$

em que:

ϕ = porosidade do solo ($cm^3\ cm^{-3}$);

A = fração argila do solo ($kg\ kg^{-1}$);

A_r = fração areia do solo ($kg\ kg^{-1}$).

Combinação 2

- Substituição da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) pela condutividade hidráulica na zona de saturação (K_w), igual a taxa de infiltração estável (T_{ie} , em $mm\ h^{-1}$), como sugerido por Silva e Kato [28]:

$$K_w = T_{ie} \quad (22)$$

- Obtenção do potencial matricial na frente de umedecimento pela equação 20.

Combinação 3

- Substituição da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) pela condutividade hidráulica na zona de saturação (K_w , em $mm\ h^{-1}$) obtida em função da fração argila do solo (A , em $kg\ kg^{-1}$), sugerido por Alberts et al. [68]:

$$K_w = 0,0066e^{\left(\frac{2,44}{A}\right)} \quad (23)$$

- Utilização do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f , em mm) obtido a partir da condutividade hidráulica na zona saturada (K_w , em $mm\ h^{-1}$), como proposto por Rawls et al. [32]:

$$\Psi_f = 49,03 (K_w + 0,02)^{-0,4932} \quad (24)$$

Combinação 4

- Substituição da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) pela condutividade hidráulica na zona de saturação (K_w), igual a taxa de infiltração estável (T_{ie}), como na equação 22.
- Utilização do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f) obtido a partir da equação 24.

3.2.4 Armazenamento superficial

Neste trabalho optou-se por manter o método empírico proposto por Onstad [23] para o cálculo da capacidade (lâmina máxima) de armazenamento superficial (ARM , em mm):

$$ARM = 1,12 RR + 0,31 RR^2 - 0,12 RR S_0 \quad (25)$$

em que:

RR = rugosidade randômica (cm);

S_0 = declividade da superfície do solo (%).

O termo máximo é usado porque existem casos em que o armazenamento superficial não será completamente preenchido. A rugosidade randômica é calculada pela equação proposta por Alberts et al. [68]:

$$RR_i = RR_0 T_{ds} + RR_{t-1} (1 - T_{ds}) \quad (26)$$

em que:

RR_i = rugosidade randômica imediatamente após o preparo do solo (m);

RR_0 = rugosidade randômica ocasionada pelo preparo do solo (m);

T_{ds} = fração da área afetada pelo preparo do solo (%);

RR_{t-1} = rugosidade randômica anterior ao preparo do solo (m).

O tempo para o qual toda a capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo é preenchida (t_{PRE} , em min) é calculado resolvendo-se a equação:

$$\int_{t_{iARM}}^{t_{PRE}} (i_i - T_i) dt = ARM \quad (27)$$

3.2.5 Escoamento superficial

O escoamento superficial começa quando a capacidade de armazenamento superficial é preenchida. A taxa de escoamento superficial (q_{ES} , em $mm h^{-1}$) é expressa pela equação:

$$q_{ES} = i_i - T_i \quad (28)$$

A lâmina de escoamento superficial (ES , em mm) é calculada pela equação 29. O armazenamento superficial não é considerado na equação porque ele é somado à infiltração.

$$ES = PT - ICV - I \quad (29)$$

As equações 28 e 29, utilizadas para o cálculo do escoamento superficial, são as mesmas apresentadas no modelo original proposto por Pruski et al. [66]. Mas existem diferenças na relação entre os componentes do balanço hídrico devido ao perfil de precipitação que é utilizado no modelo original e o perfil que foi adotado neste trabalho.

Na figura 2(a) são apresentados os componentes do balanço hídrico na superfície do solo com o uso de um perfil de precipitação baseado na equação de chuvas intensas. A intensidade de precipitação é máxima no início e decresce até o final do evento.

Na figura 2(b) são apresentados os componentes do balanço hídrico na superfície do solo com o uso de um perfil de precipitação baseado na equação dupla exponencial, como proposto neste trabalho. A intensidade de precipitação é crescente até atingir o pico e decresce até o final do evento.

Em ambos, a infiltração da água no solo inicia depois que a capacidade de interceptação pela cobertura vegetal é suprida. No modelo original a taxa de infiltração é sempre decrescente, como na figura 2(a). Na nova proposição ela é crescente até o momento em que a intensidade de precipitação supera a capacidade de infiltração da água no solo (CI), como mostra a figura 2(b).

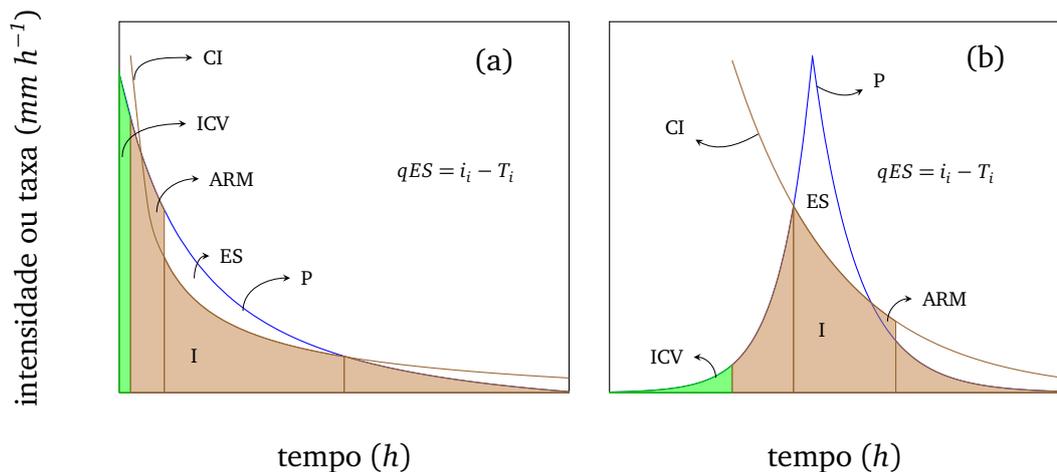


Figura 2: Componentes associados ao balanço hídrico na superfície do solo proposto por Pruski et al. [66], com um perfil de precipitação originado da equação de chuvas intensas (a); e o balanço hídrico proposto neste trabalho, com um perfil de precipitação baseado em uma equação dupla exponencial (b).

3.2.6 Evapotranspiração

A evapotranspiração potencial (ET_o , em mm), é calculada pelo método de Penman-Monteith [45], por meio da equação:

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(Rn - G)\frac{1}{\lambda} + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\frac{900}{(T + 273)}u_2(e_a - e_d) \quad (30)$$

em que:

Δ = tangente a curva de pressão de saturação de vapor ($kPa\ C^{-1}$);

γ = constante psicrométrica ($kPa\ C^{-1}$);

Rn = saldo de radiação à superfície da cultura ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$);

G = fluxo de calor no solo ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$);

λ = calor latente de vaporização ($MJ\ kg^{-1}$);

T = temperatura (C);

u_2 = velocidade do vento a 2 m de altura ($m\ s^{-1}$);

$(e_a - e_d)$ = déficit de pressão de vapor ($kPa\ C^{-1}$).

A evapotranspiração real ET_r é obtida com a equação 8, da mesma forma como no modelo original. O coeficiente de disponibilidade de água no solo é calculado pela equação:

$$K_s = \frac{\ln(LAS + 1)}{\ln(CAS + 1)} \quad (31)$$

em que:

K_s = coeficiente de disponibilidade de água no solo (adimensional);

LAS = lâmina atual de água presente no solo (mm);

CAS = capacidade total de água no solo (mm).

3.2.7 Percolação profunda da água no solo

O cálculo da percolação profunda da água no solo também foi mantido como no modelo original. Antes que ocorra a percolação, a lâmina infiltrada deve elevar a umidade do solo até a capacidade de campo. A quantidade de água requerida para suprir este déficit é calculada pela equação:

$$DEF = (\theta_{cc} - \theta_a) Dz \quad (32)$$

em que:

DEF = déficit de água no solo em relação à capacidade de campo (mm);

θ_{cc} = umidade do solo na capacidade de campo ($cm^3 cm^{-3}$);

θ_a = umidade atual do solo ($cm^3 cm^{-3}$);

Dz = profundidade do sistema radicular (cm).

A percolação profunda (P_p , em mm), é determinada por:

$$P_p = \max [0, (I - DEF)] \quad (33)$$

Com base nesses dados, a quantidade de água presente no solo pode ser obtida pela equação:

$$LAS = LAS_{t-1} + I - ET_r - P_p \quad (34)$$

onde LAS_{t-1} é a lâmina de água presente no solo no dia anterior (mm).

3.3 Erosão Hídrica

No modelo proposto por Pruski et al. [66], não há um procedimento disponível para a simulação da erosão hídrica. Neste trabalho a equação da continuidade é aplicada para descrever o movimento de sedimentos em uma encosta uniforme, seguindo as sugestões de Foster et al. [69]:

$$\frac{dG}{dx} = D_r + D_i \quad (35)$$

em que:

G = carga de sedimentos ($kg s^{-1} m^{-1}$);

x = distância a partir do topo da encosta (m);

D_r = taxa de erosão em sulcos ($kg s^{-1} m^{-2}$);

D_i = taxa de erosão entre sulcos ($kg s^{-1} m^{-2}$).

A desagregação de sedimentos em sulcos ocorre quando a tensão cisalhante do escoamento superficial é maior do que a tensão crítica de cisalhamento do solo, e enquanto a carga de sedimentos é menor do que a capacidade de transporte do escoamento:

$$D_r = K_r (\tau - \tau_c) \left(1 - \frac{G}{T_c} \right) \quad (36)$$

em que:

K_r = erodibilidade do solo em sulcos ($s m^{-1}$);

τ = tensão cisalhante do escoamento superficial (Pa);

τ_c = tensão crítica de cisalhamento do solo (Pa);

T_c = capacidade de transporte de sedimentos ($kg s^{-1} m^{-1}$).

A tensão cisalhante do escoamento superficial, considerando-se sulcos com geometria retangular, é calculada pela equação:

$$\tau = \gamma RH S \quad (37)$$

em que:

γ = peso específico da água ($N m^{-3}$);

RH = raio hidráulico do sulco (m);

S = declividade da encosta ($m m^{-1}$).

A capacidade de transporte de sedimentos é calculada em função da tensão de cisalhante do escoamento:

$$T_c = k_t \tau^{3/2} \quad (38)$$

em que k_t é o coeficiente de transporte ($m^{0,5} s^2 kg^{-0,5}$).

A taxa de desagregação de sedimentos entre sulcos é calculada pela equação:

$$D_i = K_i i_e^2 S \quad (39)$$

em que:

K_i = erodibilidade do solo entre sulcos ($kg s m^{-4}$);

i_e = intensidade efetiva de precipitação ($m s^{-1}$).

3.4 Desenvolvimento do Modelo Computacional

Para automatizar a utilização do modelo matemático e implementar as adequações propostas neste trabalho, foi necessário o redesenvolvimento do software Simulação Hidrológica, que passou para uma nova versão denominada SH3. No trabalho de desenvolvimento computacional foi utilizada a linguagem de programação Delphi (2006), e o software foi estruturado em módulos para facilitar a entrada de dados. O esquema geral de funcionamento do software é ilustrado no fluxograma da figura 3.

São três módulos principais, dentro dos quais o usuário pode definir valores relacionados ao clima, à cobertura e manejo vegetal, e ao solo. Um quarto módulo foi elaborado para o preenchimento de dados relacionados especificamente com o processo de erosão hídrica. Para o cálculo do balanço hídrico diário é necessário que os três primeiros módulos sejam preenchidos; o quarto é necessário apenas se o usuário desejar que o software faça também uma estimativa da perda de solo.

No módulo *Clima*, o software está ligado ao gerador de séries climáticas ClimaBR [7, 70, 71, 72], onde devem ser selecionadas as estações pluviométrica e climatológica, e definido o período de simulação (em ano). Feito isto, o ClimaBR gera um arquivo texto contendo dados diários de precipitação, temperaturas máxima e mínima, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa do ar, que são utilizados pelo SH3. O arquivo texto gerado pelo ClimaBR é salvo no computador, podendo ser utilizado em outras simulações.

No módulo *Manejo e Cobertura Vegetal*, devem ser definidos os valores de índice de área foliar, rugosidade do solo e coeficiente de cultivo. Estes valores podem ser constantes ou variáveis dentro do período de simulação. Se forem variáveis o usuário pode definir alguns períodos de tempo intermediários, que, somados, devem resultar em pelos menos um ano completo. Para cada um desses períodos o usuário deve definir diretamente o valor da variável, ou fornecer informações adicionais para que o software calcule o valor que deve ser atribuído a cada dia da série.

No módulo *Solo*, devem ser definidos valores de umidade do solo no primeiro dia de simulação, capacidade campo, ponto de murcha permanente, umidade de saturação, potencial matricial, condutividade hidráulica, textura do solo, declividade da encosta, e profundidade do sistema radicular. Alguns valores podem se tornar desnecessários, e outros podem vir a serem exigidos, se o usuário escolher ajustar algum parâmetro da equação de Green-Ampt para estimativa da infiltração da água no solo.

Depois que os módulos são preenchidos corretamente, o software está pronto para a simulação do balanço hídrico diário. Feita a simulação, o usuário também pode optar por calcular a perda de solo para cada dia da série, sendo necessário o preenchimento do módulo *Erosão Hídrica*. Neste módulo, são necessários os valores de

erodibilidade do solo em sulcos e entre sulcos. Também é necessário informar o comprimento da encosta e algumas características dos sulcos de erosão presentes na área. As demais informações que forem necessárias serão provenientes dos módulos que foram preenchidos anteriormente.

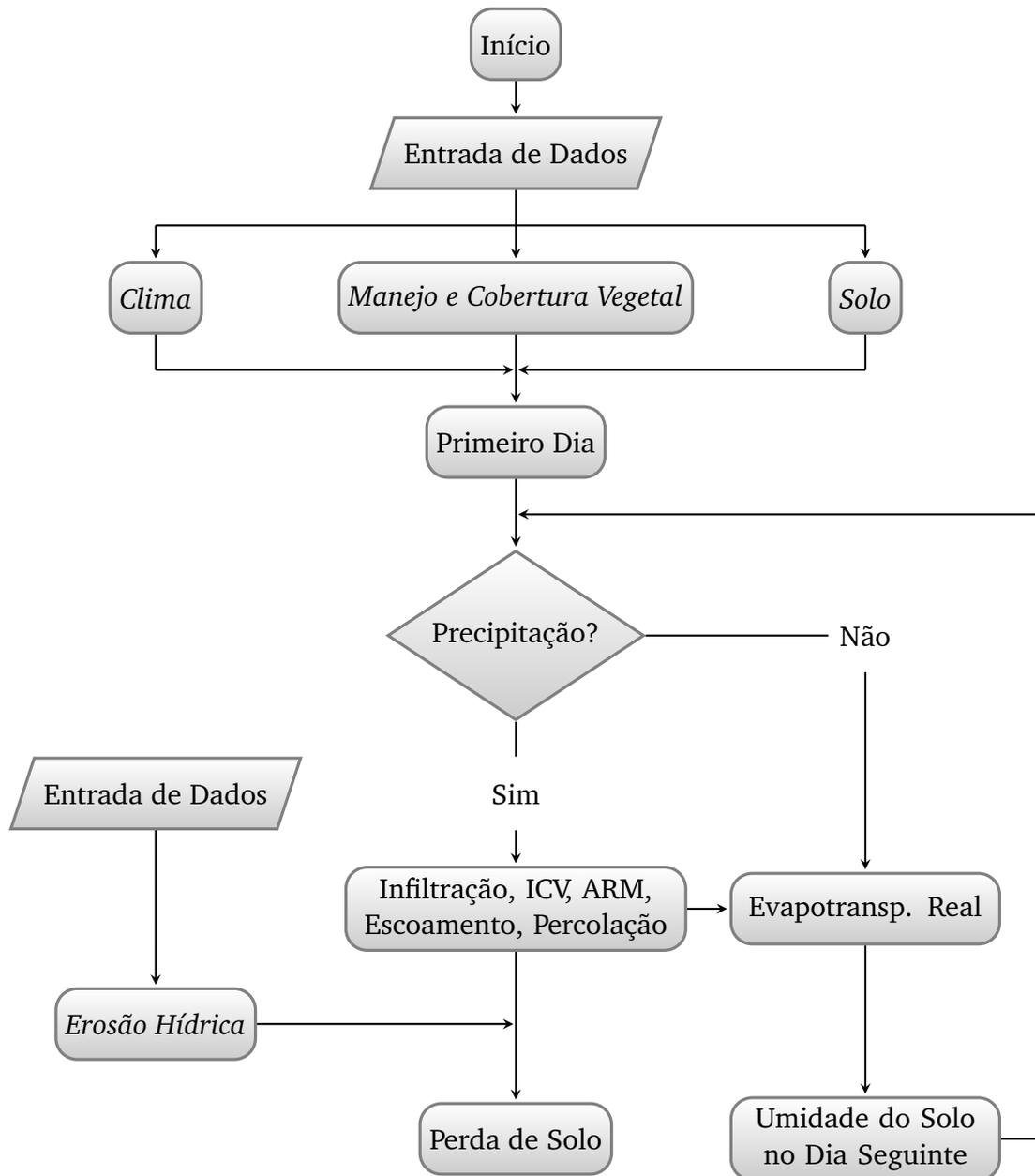


Figura 3: Fluxograma ilustrando o funcionamento geral do SH3.

Assim como no WEPP, os cálculos da erosão são feitos por meio da solução de equações adimensionais (normalizadas), redimensionando o resultado final. Este pro-

cedimento tem a vantagem de exigir menor tempo de processamento computacional. Para a solução das equações diferenciais aplicou-se o método de Runge-Kutta de 4ª ordem.

3.5 Parametrização e Avaliação do Modelo

3.5.1 Dados experimentais

Na parametrização do modelo foram utilizados dados provenientes de quatro parcelas localizadas na área experimental do Centro de Ciências Agroveterinárias – CAV, da Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC, em Lages (SC). O solo no local do experimento é um Cambissolo Húmico alumínico, com 420 g kg^{-1} de argila, 170 g kg^{-1} de areia e 410 g kg^{-1} de silte [73].

As parcelas têm $22,1 \text{ m}$ de comprimento na direção da pendente por $3,5 \text{ m}$ de largura e declividade média de $0,10 \text{ m m}^{-1}$. Cada uma foi delimitada lateralmente e na extremidade superior por chapas galvanizadas de $2,0 \times 0,2 \text{ m}$, cravadas no solo a até 10 cm . Na extremidade inferior uma calha coletora conduz o escoamento até um tanque de sedimentação com capacidade para 750 litros. Este, por sua vez, está conectado a um segundo tanque através de um divisor tipo *Geib*. Com o auxílio do divisor apenas $\frac{1}{9}$ do volume excedente do primeiro tanque é transferido para o segundo [74].

Os tipos de preparo de solo aplicados foram: solo sem cultivo (SC) com uma aração e duas gradagens, preparo convencional (PC) com uma aração e duas gradagens, cultivo mínimo (CM) com uma escarificação e uma gradagem, e semeadura direta (SD) onde o solo não recebeu preparo algum. Os três últimos tratamentos foram cultivados sob a rotação de soja, trigo, ervilhaca, milho, aveia e nabo forrageiro. As séries históricas de precipitação, escoamento superficial e perda de solo utilizadas neste estudo vão de janeiro de 2003 a novembro de 2008.

3.5.2 Séries sintéticas de precipitação

A precipitação média anual registrada na área experimental, no período de 2003 a 2008, foi igual a 1182 mm , com um desvio padrão igual a 140 mm . A menor precipitação anual observada foi igual a 1027 mm em 2006, e a maior foi igual a 1352 mm em 2007 (Figura 4).

Para representar as lâminas de precipitação registradas na série histórica foi utilizado o ClimaBR para a geração de duas séries sintéticas diárias de precipitação com duração de 6 anos (2003 a 2008).

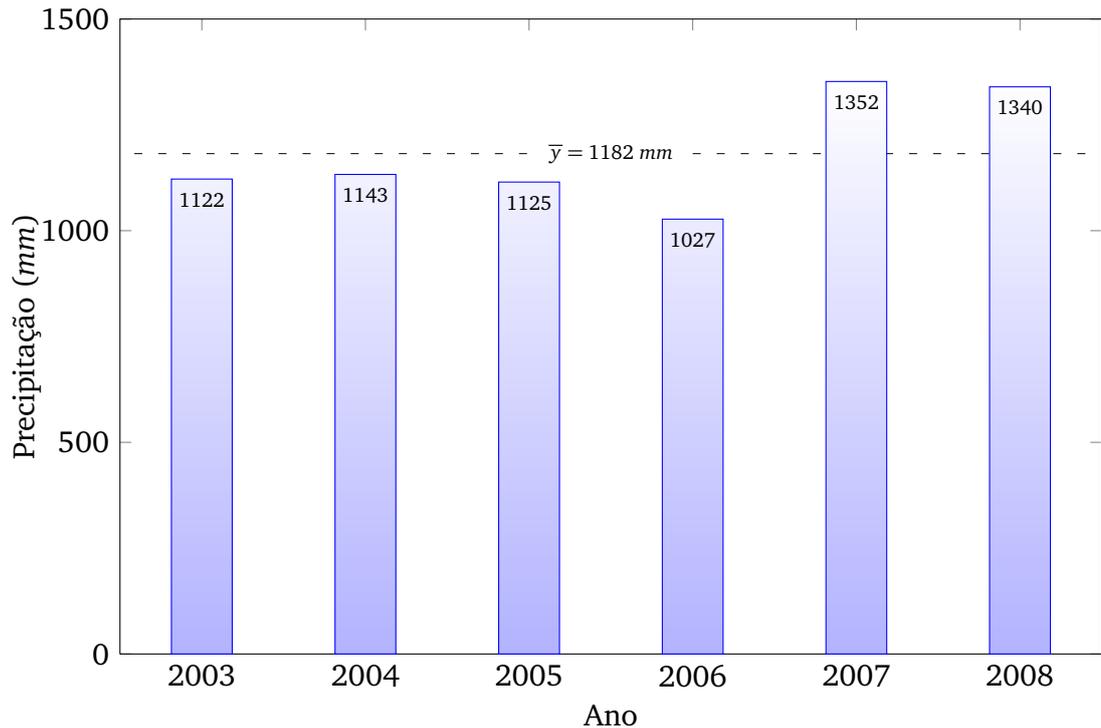


Figura 4: Precipitação anual no período de 2003 a 2008 registrada na área experimental do CAV – UDESC, em Lages (SC).

Inicialmente, foi necessário obter uma série sintética de longa duração (200 anos), de onde foram selecionados, aleatoriamente, os meses com precipitação total semelhante aos meses observados na série histórica. A diferença máxima tolerada foi igual a 1%. A esta série sintética, onde a precipitação mensal foi ajustada para se tornar o mais próximo possível da precipitação mensal observada na série histórica, deu-se o nome de série ajustada em base mensal (SABM).

Depois de compor a SABM, procedeu-se um ajuste diário, de tal maneira que tanto a série sintética como a histórica tivessem os mesmos dias com chuva e as mesmas lâminas totais de precipitação em cada dia, dando origem a uma série ajustada em base diária (SABD). Na SABD não foi possível fazer o ajuste da duração total de cada chuva.

Portanto, a diferença fundamental entre as duas séries é que na SABM a distribuição dos dias chuvosos durante o mês não é, necessariamente, igual a da série histórica. Por outro lado, na SABD tanto o valor mensal, quanto o valor diário de precipitação são idênticos aos da série histórica.

3.5.3 Manejo e cobertura vegetal

O índice de área foliar (IAF), a rugosidade do solo (RR) e o coeficiente de cultivo (K_c), foram selecionados de acordo com as recomendações encontradas na literatura para as culturas envolvidas no sistema de rotação e para os diferentes preparos de solo [45, 68].

3.5.4 Solo

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) foi definida em 18 cm h^{-1} , de acordo com os dados obtidos de Costa et al. [75]. Segundo recomendações de Bertol et al. [76], a taxa de infiltração estável (T_{ie}) para a semeadura direta, em um Cambissolo Húmico próximo a área experimental, é de, aproximadamente, $16,7 \text{ mm h}^{-1}$. Para o preparo convencional (PC) e cultivo mínimo (CM) adotou-se uma redução de 2 vezes no valor da T_{ie} , e de 3 vezes para o solo sem cultivo (SC).

3.5.5 Erosão hídrica

Para a estimativa da perda de solo foram utilizados os valores de erodibilidade entre sulcos (K_i , em kg s m^{-4}) e em sulcos (K_r , em s m^{-1}), obtidos pelas equações propostas por Alberts et al. [68], para solos contendo menos de 30% de areia (A , em kg kg^{-1}):

$$K_i = 6054000 - 5513000A \quad (40)$$

$$K_r = 0,0069 + 0,134e^{-20A} \quad (41)$$

3.5.6 Análise dos resultados

Os resultados da calibração do modelo foram avaliados pela comparação das médias anuais observadas e estimadas através do teste t de Student. Para verificar se o modelo apresenta tendências de superestimativa ou subestimativa foi feita a análise dos coeficientes das equações de regressão entre os valores observados e estimados (mensais e anuais). O grau de ajuste das equações foi analisado pelo coeficiente de determinação (r^2).

4 Resultados e Discussão

4.1 Simulação Hidrológica – SH3

4.1.1 Simulação do balanço hídrico

Para facilitar a aplicação do modelo matemático foi desenvolvida uma nova versão do software conhecido como Simulação Hidrológica (SH2). A partir deste momento, a nova versão passou a ser denominada SH3. A figura 5 apresenta a tela inicial do software. Nesta tela o usuário pode clicar na nuvem para iniciar o módulo de entrada de dados de *Clima*. Na planta para entrada de dados de *Manejo e Cobertura Vegetal*, e no solo para entrada de dados de *Solo*.

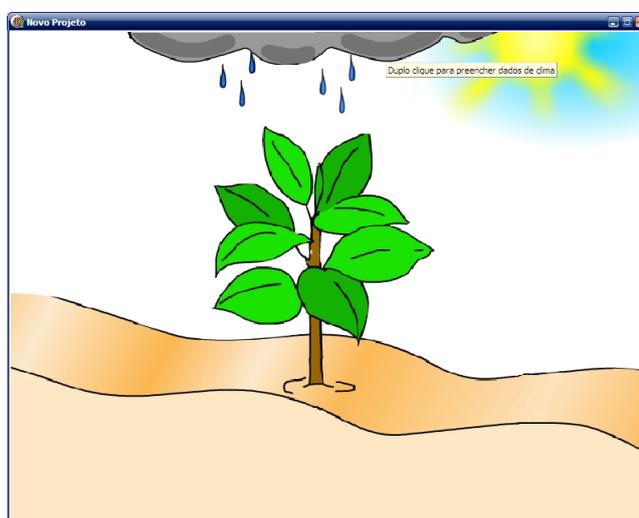


Figura 5: Janela inicial de entrada de dados do SH3.

O módulo de entrada de dados de *Clima* é apresentado na figura 6. Nesta tela o usuário pode clicar em **Criar Novo Clima** para abrir o software ClimaBR e gerar uma série sintética de precipitação e de dados climáticos. No ClimaBR é possível escolher as estações pluviométrica e climatológica, com suas respectivas séries históricas, que servirão de base para a geração da série sintética.

A estação pluviométrica pode ser escolhida entre uma das opções disponibilizadas no banco de dados do ClimaBR, ou obtida no portal de internet da Agência Nacional de Águas (ANA). A estação climatológica só pode ser escolhida diretamente do banco de dados do ClimaBR. Para que fosse possível a importação automática de um arquivo contendo uma série histórica de dados climáticos seria necessário identificar uma fonte de fácil acesso a séries históricas climatológicas para poder adaptar o código-fonte do software.

Qualquer série sintética gerada pelo ClimaBR pode ser salva pelo usuário e reutilizada para novas simulações clicando em **Importar Clima Existente**. O tamanho da série sintética determina também o tamanho da série simulada pelo SH3.



Figura 6: Módulo para entrada de dados de clima.

A figura 7 apresenta o módulo de entrada de dados de *Manejo e Cobertura Vegetal*. Nesta tela o usuário pode definir valores de índice de área foliar (IAF) que serão utilizados no cálculo da interceptação pela cobertura vegetal (ICV). O valor de IAF pode ser constante ou variável dentro do período de simulação. Se for variável o usuário pode definir quantos subperíodos de tempo forem necessários através das caixas de texto denominadas **Data Inicial** e **Data Final**. Se o período de simulação for longo, o usuário pode optar por preencher os valores de IAF para um ano completo e deixar que o software repita os mesmos valores para o restante do período.

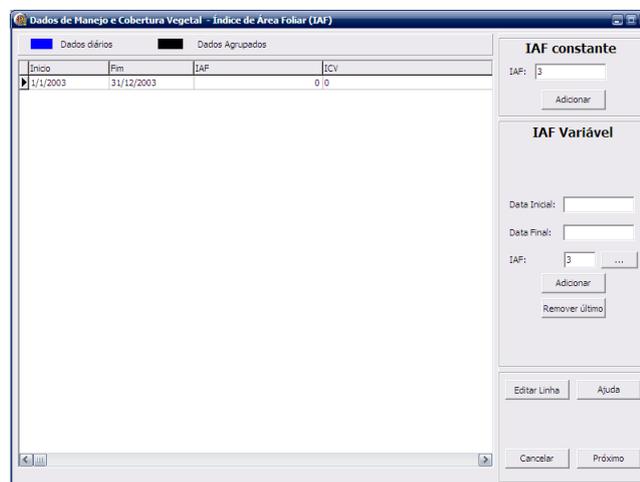


Figura 7: Entrada de dados de índice de área foliar (IAF).

Ao clicar em **Próximo** o usuário é conduzido a uma nova tela para preenchimento dos dados de rugosidade superficial do solo (RR), como ilustrado pela figura 8. A RR é necessária para a estimativa do armazenamento superficial (ARM) e, da mesma forma que o IAF, ela pode ser constante ou variável dentro do período de simulação. Para

o cálculo da RR variável é necessário que o usuário forneça informações adicionais relacionadas a área e a massa de resíduos incorporada pelo preparo de solo.

Figura 8: Entrada de dados de rugosidade superficial do solo (RR).

Clicando novamente em **Próximo** o usuário poderá inserir valores de coeficiente de cultivo, K_c (Figura 9), que serão utilizados para o cálculo da evapotranspiração real (ET_r). Os valores variáveis de K_c podem ser escolhidos entre as opções pré-definidas ou inseridas manualmente. Clicando em **Finalizar Manejo** o módulo *Manejo e Cobertura Vegetal* será encerrado.

Figura 9: Entrada de dados de coeficiente de cultivo (K_c).

Finalizado o módulo *Manejo e Cobertura Vegetal*, o usuário deve definir os valores para o preenchimento do módulo *Solo*. Neste módulo podem ser fornecidas informações necessárias para o cálculo da infiltração pela equação de Green-Ampt modificada

por Mein-Larson (GAML). No SH3 o usuário pode fazer o ajuste dos parâmetros da equação, o que não era possível na versão anterior (SH2). A figura 10(a) apresenta a tela para a seleção do tipo de ajuste de parâmetros da equação GAML.

É possível fazer o ajuste da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0), do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f) e da umidade de saturação do solo (θ_s). Para substituir K_0 o usuário pode selecionar entre a taxa de infiltração estável (T_{ie}) ou $\frac{K_0}{2}$. O Ψ_f pode ser ajustado com base na porosidade e na textura, ou em função da curva de retenção de água no solo. A umidade de saturação (θ_s) pode ser substituída pela umidade de saturação de campo (θ_w). Se o usuário optar por utilizar a equação GAML sem o ajuste de parâmetros ele será levado para uma tela como a apresentada na figura 10(b).

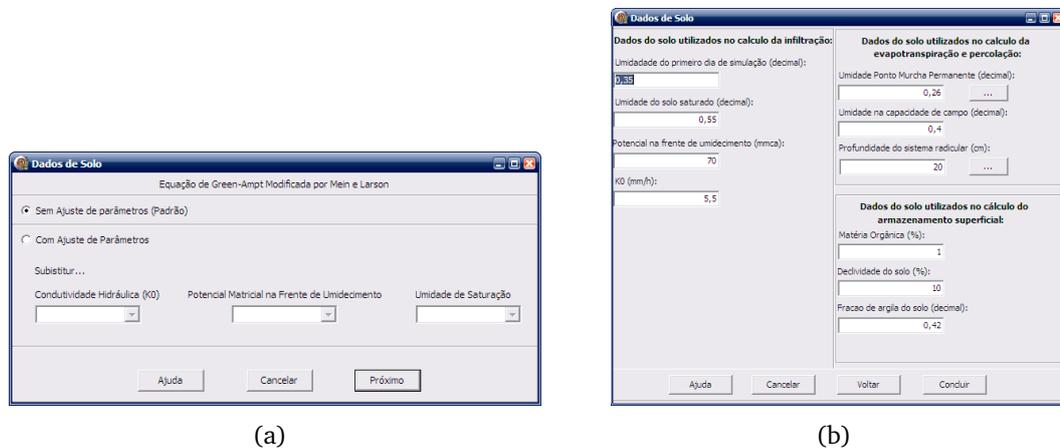


Figura 10: Entrada de dados de solo sem ajuste de parâmetros da equação GAML.

Além do cálculo da infiltração, outros valores relacionados ao solo são necessários para que o SH3 possa calcular a percolação profunda, a evapotranspiração real e o armazenamento de água na superfície do solo. Portanto, também é necessário fornecer a umidade do solo na capacidade de campo (CC), a umidade no ponto de murcha permanente (PMP), a profundidade do sistema radicular, o teor de matéria orgânica, a declividade da encosta e a textura do solo.

A umidade do solo no primeiro dia da série também deve ser definida pelo usuário. Com base no resultado do balanço hídrico para o primeiro dia de simulação, o SH3 calcula a umidade do solo para o dia seguinte e reinicia o balanço hídrico, seguindo desta forma até o último dia da série.

Clicando em **Concluir** o módulo *Solo* será encerrado e o software volta para a tela inicial. É possível acessar novamente qualquer um dos módulos (*Clima*, *Manejo e Cobertura Vegetal e Solo*), e alterar os valores que foram inseridos inicialmente.

Para realizar a estimativa do balanço hídrico basta clicar em **Calcular**. Uma barra de progresso indica o andamento da simulação (Figura 11).

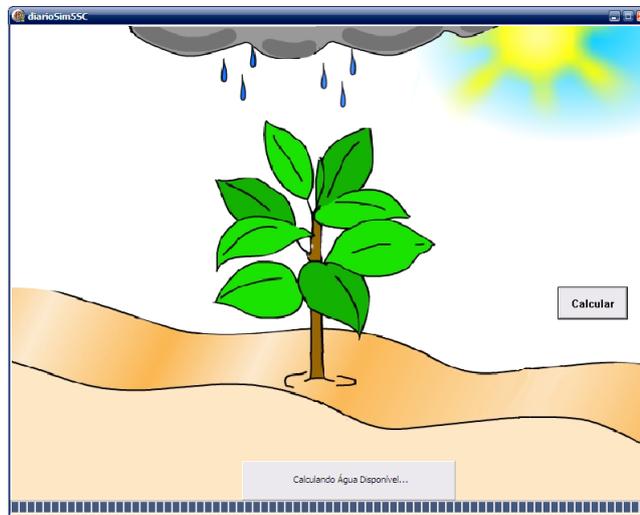


Figura 11: Barra de progresso indicando o andamento da simulação do balanço hídrico, depois que todas as informações foram fornecidas ao SH3.

Ao término dos cálculos o software apresenta um quadro com os resultados da simulação diária. No canto superior esquerdo o usuário possui atalhos para exportar os resultados para uma planilha eletrônica (Figura 12(b)), e para visualizar os resultados da simulação de forma gráfica (Figura 12(a)).

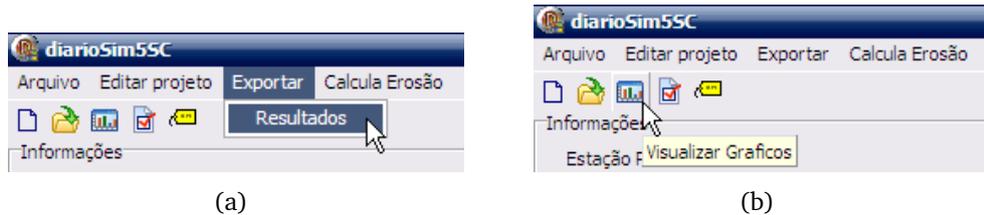


Figura 12: Atalhos para exportar os resultados da simulação do balanço hídrico para uma planilha eletrônica (a) e para visualizar os resultados em forma de gráficos (b).

Acionando o ícone indicado na figura 12(b) os resultados são apresentados em forma de gráficos. A primeira opção é a visualização dos perfis de precipitação, infiltração e escoamento superficial para cada dia da série simulada. Os perfis podem ser apresentados individualmente ou agrupados como se pode ver na figura 13.

Além dos perfis de precipitação o usuário também pode consultar as médias mensais e anuais de qualquer componente do balanço hídrico realizado pelo SH3, conforme ilustrado pela figura 14(a). Clicando em **Mostrar Valores**, uma tabela com as

médias solicitadas pelo usuário será fornecida, e ela poderá ser exportada para uma planilha eletrônica.

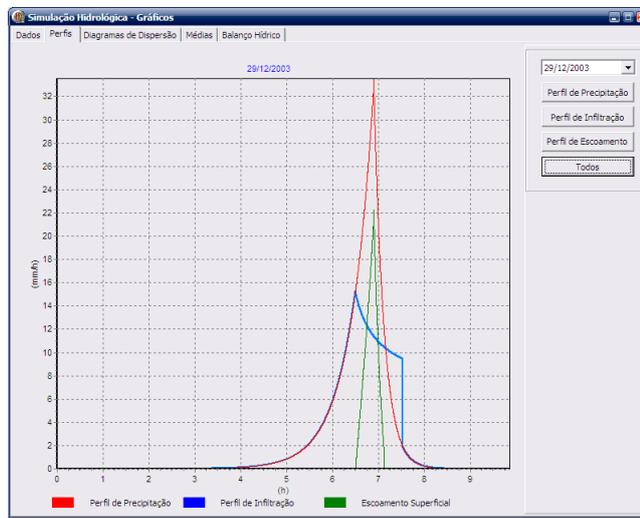
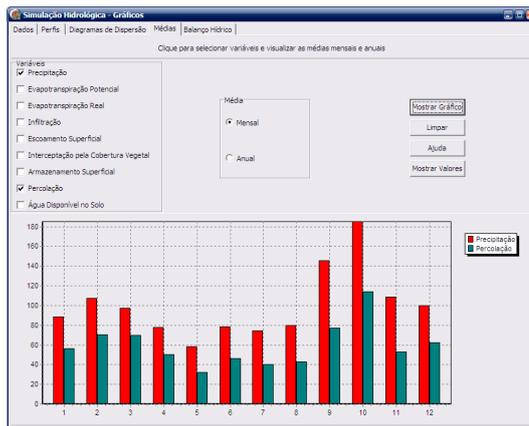
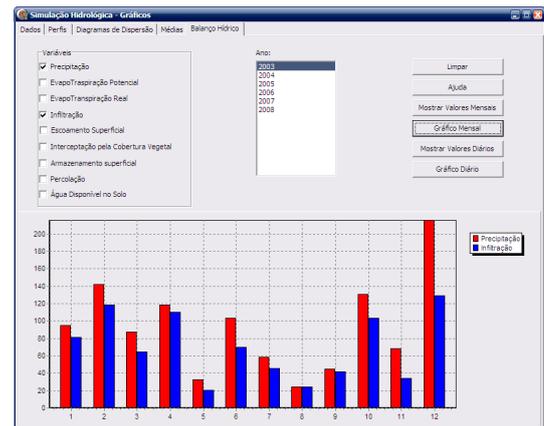


Figura 13: Exemplo de perfil de precipitação, infiltração e escoamento superficial apresentado pelo SH3.

Na aba **Balanco Hídrico**, o usuário pode visualizar o balanço hídrico mensal ou diário para cada ano da série simulada (Figura 14(b)). Além dos gráficos, o usuário pode visualizar os valores clicando em **Mostrar Valores Mensais** ou **Mostrar Valores Diários** para que uma tabela seja apresentada. Os valores das tabelas podem ser exportados para uma planilha eletrônica.



(a)



(b)

Figura 14: Gráficos mostrando as médias mensais de precipitação e percolação (a) e os valores mensais de precipitação e infiltração para o ano de 2003 (b).

4.1.2 Simulação da erosão hídrica

O SH3 permite que o usuário faça a simulação do balanço hídrico de maneira independente do cálculo da erosão hídrica do solo. Se houver interesse em fazer a estimativa da perda de solo, o usuário deve clicar em **Calcular Erosão** (Figura 15). Uma nova tela será apresentada para que sejam fornecidas as informações relevantes para o cálculo da perda de solo (Figura 16).

Na figura 16(a) também se pode observar o botão **Mostrar Valores Mensais**. Clicando nele o usuário pode visualizar a perda de solo mensal estimada pelo SH3 (Figura 16(b)).



Figura 15: Atalho para iniciar o módulo Erosão Hídrica.

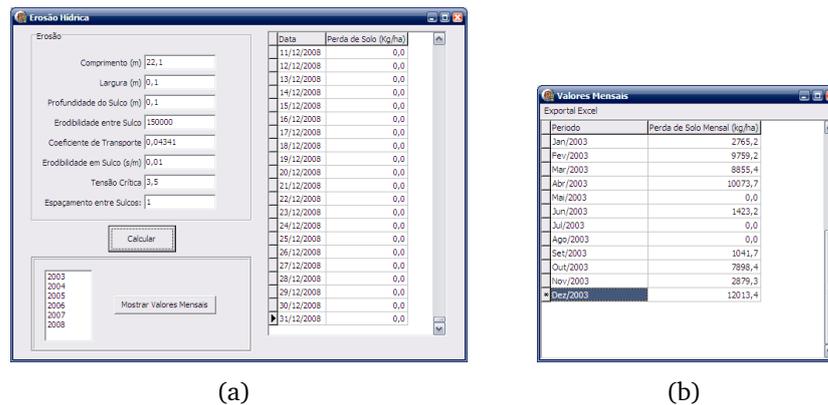


Figura 16: Tela para o preenchimento dos valores necessários para o cálculo da erosão hídrica (a) e valores mensais de perda de solo (b).

O SH3 representa um avanço nas possibilidades de aplicação do modelo matemático de balanço hídrico em áreas agrícolas, quando comparado à sua versão anterior (SH2). O nível de estabilidade e funcionalidade ainda não alcançou o patamar desejado no plano de desenvolvimento do software, mas ele apresenta uma interface simples para ser utilizada.

4.2 Parametrização do Modelo

Entre as combinações que foram testadas para o ajuste dos parâmetros da equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson – GAML (item 3.2.3), a que resultou na melhor calibração do modelo foi a combinação 4:

- Substituição da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) pela condutividade hidráulica na zona de saturação (K_w), igual a taxa de infiltração estável (T_{ie}), como na equação 22.
- Utilização do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f , em mm) obtido a partir da equação 24.

A tabela 1 apresenta os valores de T_{ie} e Ψ_f obtidos com base nesta combinação de ajuste. Como descrito no item 3.5.4, os valores de T_{ie} foram obtidos de Bertol et al. [76], adotando-se uma redução de duas vezes para o PC e para o CM, e de três vezes para o SC. Os valores de Ψ_f obtidos com a equação 24 foram baixos em comparação com os valores que normalmente são utilizados na equação GAML em sua forma original.

Na tabela 1 também são apresentados os valores de erodibilidade do solo entre sulcos (K_i) e em sulcos (K_r) obtidos com a utilização das equações 40 e 41, sugeridas por Alberts et al. [68], e que são utilizadas também no modelo WEPP.

Tabela 1: Valores de taxa de infiltração estável (T_{ie}), potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f), erodibilidade do solo entre sulcos (K_i) e erodibilidade do solo em sulcos (K_r) utilizados para a avaliação do modelo

Preparo do Solo	T_{ie} ($mm\ h^{-1}$)	Ψ_f (mm)	K_i ($kg\ s\ m^{-4}$)	K_r ($s\ m^{-1}$)
Solo sem cobertura (SC)	5,5	65,0	3729540	0,007
Preparo convencional (PC)	8,4	53,0	3729540	0,007
Cultivo mínimo (CM)	8,4	53,0	3729540	0,007
Semeadura direta (SD)	16,7	38,0	3729540	0,007

4.2.1 Valores mensais de escoamento superficial

A figura 17 apresenta as equações de regressão ajustadas para os valores mensais de escoamento superficial observados e os estimados com o uso da série ajustada em base mensal (SABM), para o preparo convencional (PC), no período de 2003 a 2008. O ajuste ideal entre os dados observados e os estimados seria aquele que resultasse

em uma equação de regressão $y = ax + b$, com r^2 e coeficiente angular (a) iguais a 1, e intercepto (b) igual a zero, ou seja, uma equação $y = x$.

De um ano para outro houve variação no r^2 e nos coeficientes a e b . O maior r^2 ocorreu para o ano de 2006 (0,98), e o menor para o ano de 2007 (0,25). Em quase todos os anos o intercepto (b) foi maior do que 0, indicando que o modelo superestimou o escoamento, principalmente nos meses em que ocorreram os menores eventos observados. Em contrapartida, no ano de 2006 o b foi igual a -1,35, mostrando que, para este ano, houve subestimativa do escoamento superficial nesses meses.

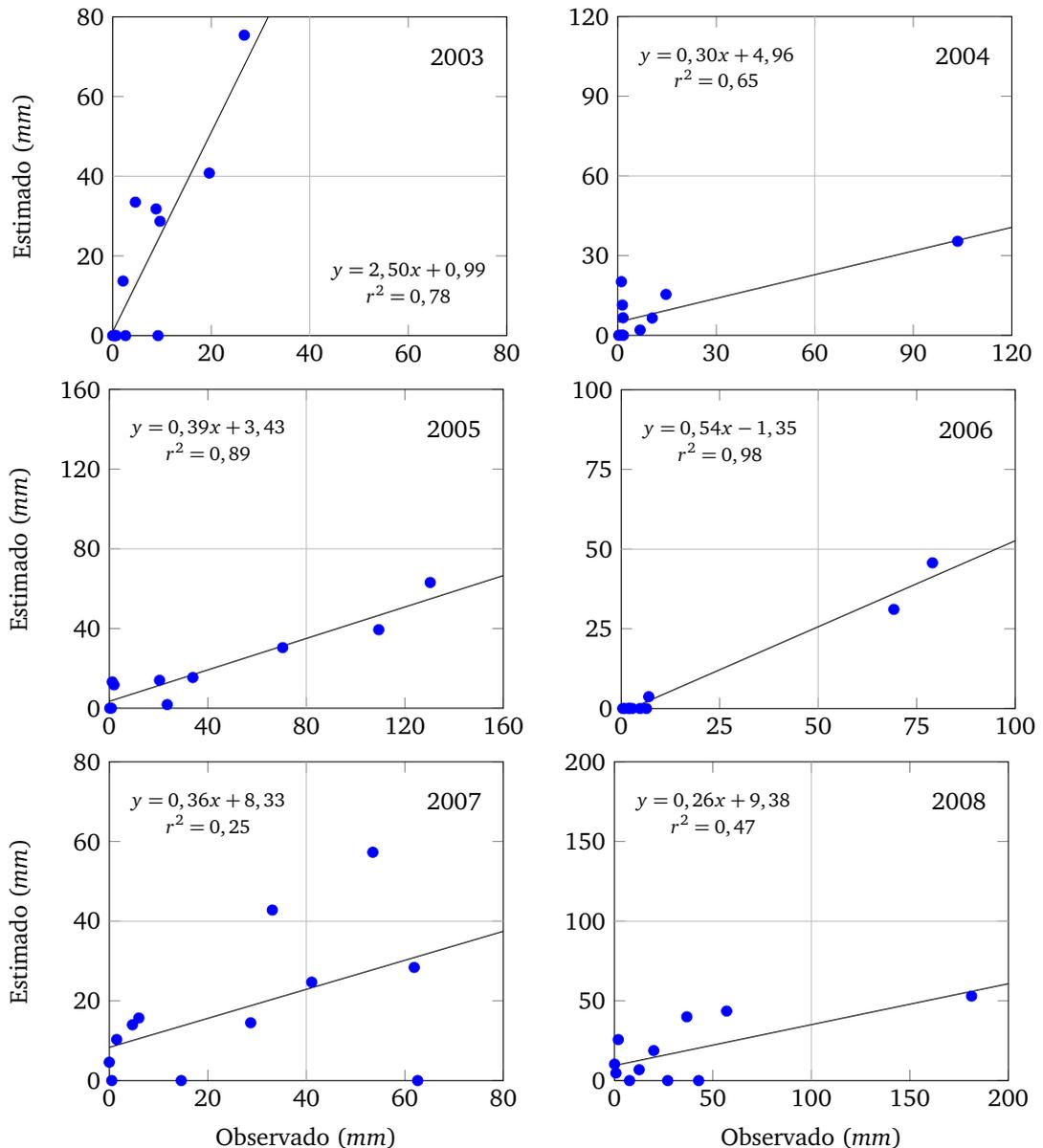


Figura 17: Regressão entre os valores mensais de escoamento observados e os estimados com a SABM para o preparo convencional (PC). Período de 2003 a 2008. Meses com precipitação igual a zero foram desconsiderados.

A variação também ocorreu nos coeficientes angulares, mas a maioria dos valores de a foi menor do que 1, mostrando que para os meses em que ocorreram os maiores eventos observados, o modelo subestimou o escoamento superficial. A exceção, neste caso, é feita para o ano de 2003, que apresentou um valor de b igual a 2,5. Neste ano ocorreram valores mensais de menor magnitude e, como o modelo parece ter uma tendência de superestimativa dos menores eventos, isto parece ter forçado a passagem da reta ajustada pela origem, e um coeficiente angular mais elevado.

A figura 18 apresenta as equações de regressão ajustadas para os valores mensais de escoamento superficial observados e os estimados com o uso da série ajustada em base diária (SABD), para o preparo convencional (PC), no período de 2003 a 2008.

Com a SABD, a amplitude de valores do r^2 foi maior do que quando se usou a SABM, variando de 0,17 para o ano de 2003, até 0,97 para o ano de 2004. Por outro lado, houve melhora expressiva nos coeficientes das equações de regressão.

Comparando as figuras 17 e 18 pode-se notar que em todos os anos os coeficientes angulares ficaram mais próximos de 1 quando se utilizou a SABD do que quando se utilizou a SABM, e na maioria dos anos os interceptos ficaram mais próximos de zero, com exceções feitas aos anos de 2003 e 2008.

A diferença observada entre os coeficientes das equações de regressão, e entre os valores de r^2 na SABD (Figura 18), em comparação com a SABM (Figura 17), pode ser explicada pela diferença entre as duas séries sintéticas de precipitação.

As duas séries sintéticas apresentam valores mensais de precipitação iguais aos observados na série histórica. Porém, a SABM (série ajustada em base mensal) não apresenta, necessariamente, a mesma distribuição de dias chuvosos, e nem a mesma lâmina diária de precipitação que foi observada na série histórica. Por outro lado, a SABD (série ajustada em base diária) é idêntica à série histórica, tanto no que diz respeito ao número de dias chuvosos, quanto no que se refere a lâmina diária de precipitação.

Com o objetivo de facilitar a compreensão das diferenças existentes entre as séries sintéticas, confeccionou-se a figura 19, que apresenta a distribuição de chuvas observadas na série histórica e a distribuição obtida com as séries sintéticas de precipitação para o mês de setembro de 2004. Foi selecionado, aleatoriamente, apenas um mês para que a visualização no gráfico fosse simplificada.

A precipitação registrada na área experimental nesse mês foi igual a 289,8 mm. Tanto a precipitação total obtida com a SABM, quanto a obtida com a SABD, foram iguais à precipitação registrada na série histórica. No entanto, a figura 19 mostra que com o uso da SABM a precipitação foi mais distribuída ao longo do mês de setembro, com uma pequena predominância de maiores eventos nos primeiros 10 dias do mês.

A SABD, por sua vez, coincide exatamente com a distribuição observada na série histórica, apresentando um número de dias chuvosos menor e, conseqüentemente, maior concentração da lâmina precipitada nesses dias. Na figura 19 pode-se notar que ocorreram cinco eventos de grande magnitude no mês de setembro, que foram responsáveis por 90% do total precipitado no mês.

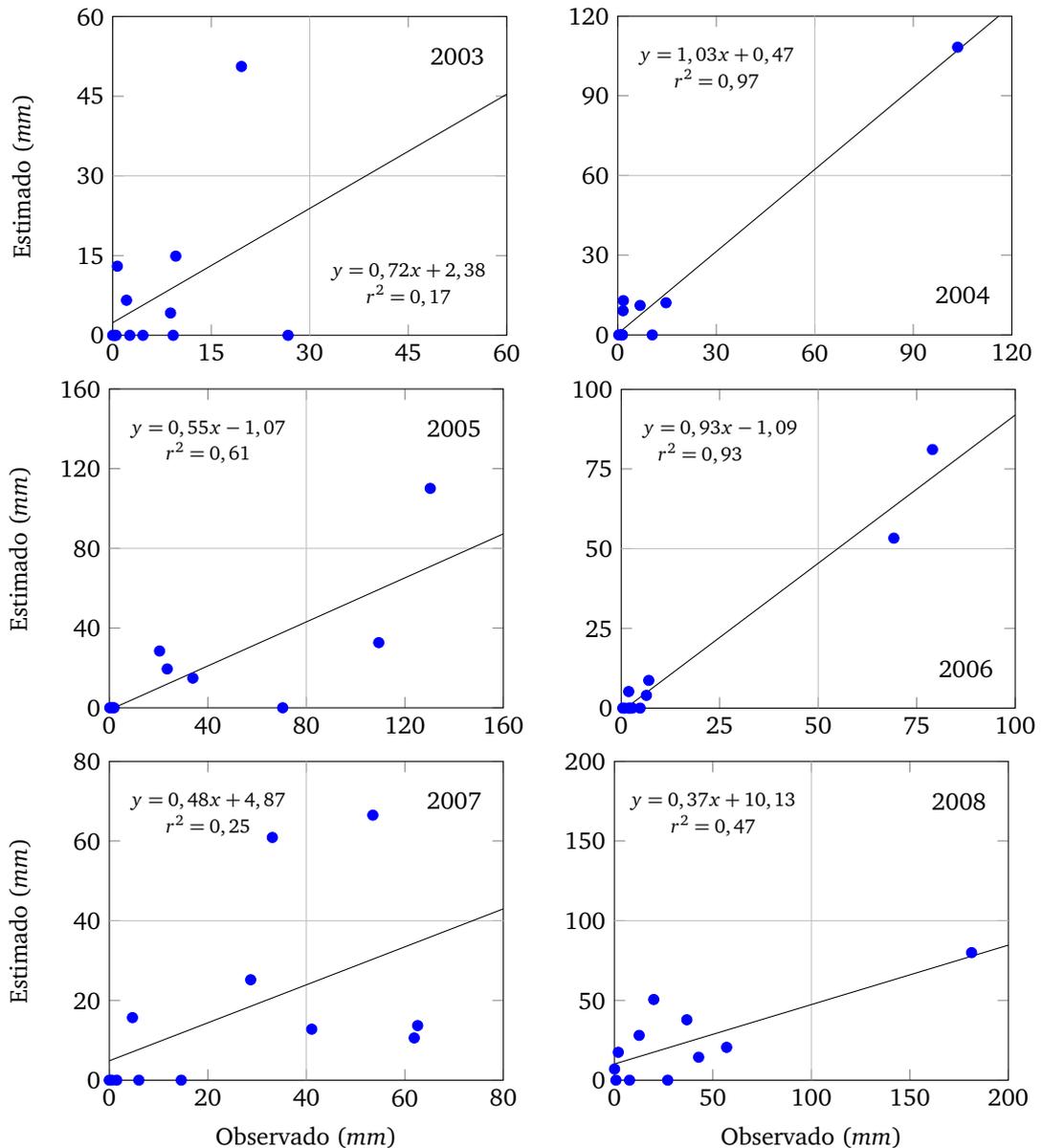


Figura 18: Regressão entre os valores mensais de escoamento observados e os estimados com a SABD para o preparo convencional (PC). Período de 2003 a 2008. Meses com precipitação igual a zero foram desconsiderados.

Como na SABD, tanto os dias chuvosos como a precipitação total diária são coincidentes com a série histórica, a estimativa do escoamento mensal foi melhor do que a estimativa feita com a SABM.

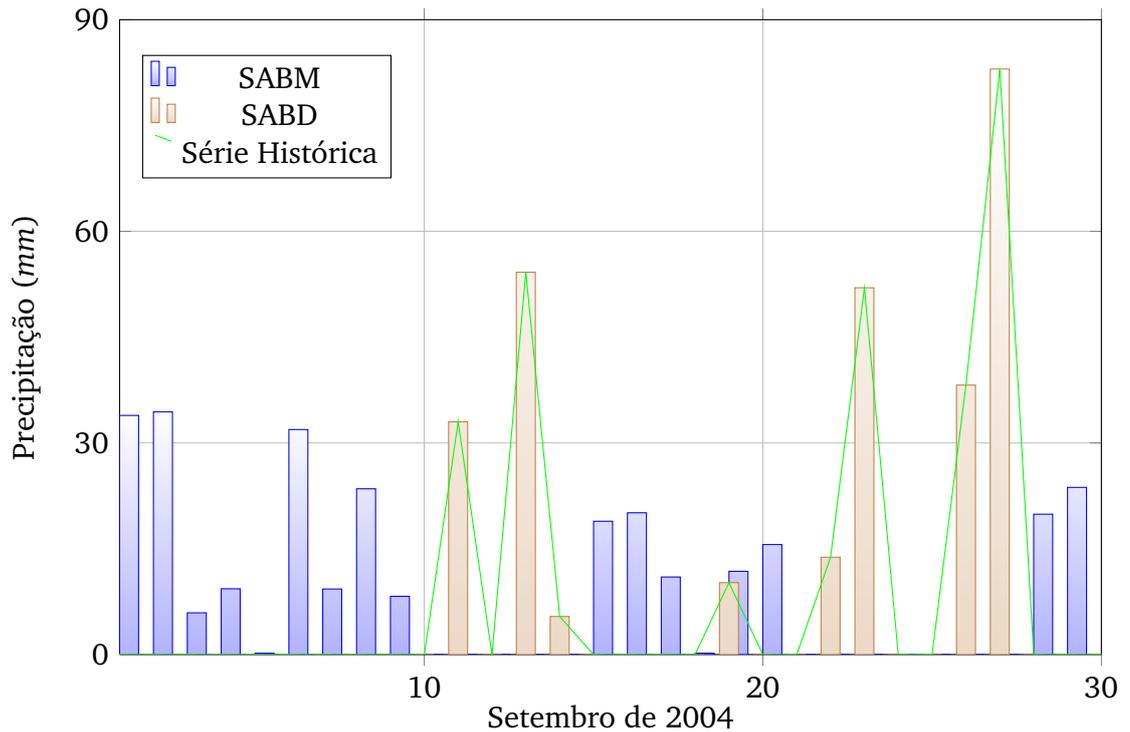


Figura 19: Distribuição da precipitação diária para o mês de setembro de 2004 e a distribuição obtida com as séries sintéticas SABM e SABD.

A figura 20 apresenta as equações de regressão para os valores mensais de escoamento superficial observados e os estimados com o uso da SABM. Nesta figura os valores mensais do período de 2003 a 2008 foram agrupados em um único diagrama para cada preparo de solo.

Os interceptos das equações de regressão mostradas na figura 20 parecem reforçar a tendência que o modelo apresenta de superestimar os valores mensais de escoamento nos meses em que ocorrem eventos de pequena magnitude. O maior intercepto foi observado no SC (14,4), e o menor no SD (5,68). No PC (7,24) e no CM (7,55) os coeficientes foram semelhantes.

Os menores coeficientes angulares foram observados no PC (0,35) e no CM (0,33), e indicam a tendência de subestimar o escoamento nos meses em que ocorrem os maiores eventos. Embora a SD tenha sido o preparo onde ocorreu o menor r^2 (0,27), foi também onde se conseguiu o coeficiente angular mais próximo de 1, e o intercepto mais próximo de zero, dentre todos os preparos de solo.

A figura 21 apresenta as equações de regressão para os valores mensais de escoamento superficial observados e os estimados com o uso da SABD, no período de 2003 a 2008. Nesta figura os valores mensais de todos os anos foram agrupados em um único diagrama para cada preparo de solo.

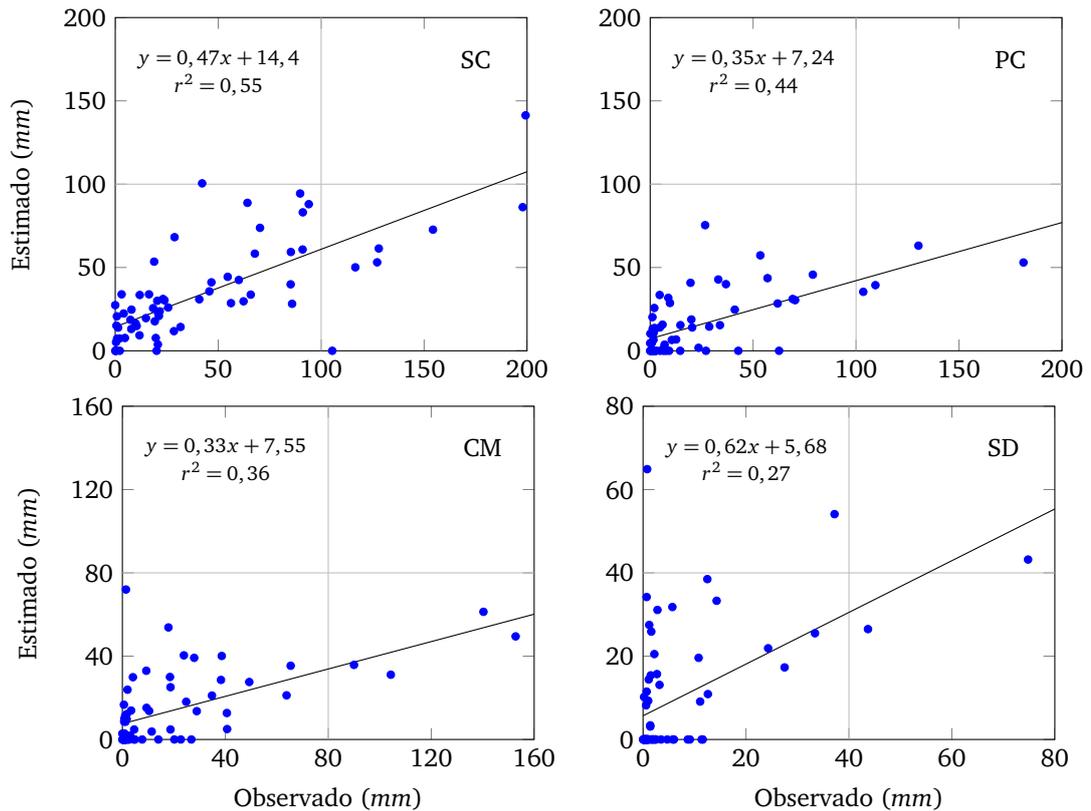


Figura 20: Regressão entre os valores mensais de escoamento observados e os estimados com a SABM para o solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). Período de 2003 a 2008. Meses com precipitação igual a zero foram desconsiderados.

Em comparação com a SABM (Figura 20) é possível notar que a utilização da SABD (Figura 21), resultou em alterações nos coeficientes das equações de regressão e aumento nos coeficientes de determinação em todos os preparos de solo. Os interceptos tornaram-se menores, e os coeficientes angulares mais próximos de 1, o que indica uma melhora na estimativa do escoamento mensal.

Para o solo sem cultivo (SC), o valor de r^2 aumentou de 0,55, com o uso da SABM, para 0,66 com o uso da SABD. Para a SD o aumento foi de 0,27 para 0,55. O maior incremento ocorreu na SD devido a predominância de valores observados de menor magnitude. Com a utilização da SABD parece ter havido um aumento da superestimativa do escoamento superficial, fazendo com que aumentasse a inclinação da reta e reduzisse o valor do intercepto. Esta alteração também pode ter favorecido a menor dispersão dos valores em torno da reta (Figura 21).

Para os demais preparos de solo isto também aconteceu. No entanto, a superestimativa dos menores eventos foi compensada, em parte, pela subestimativa dos maiores eventos de escoamento mensal.

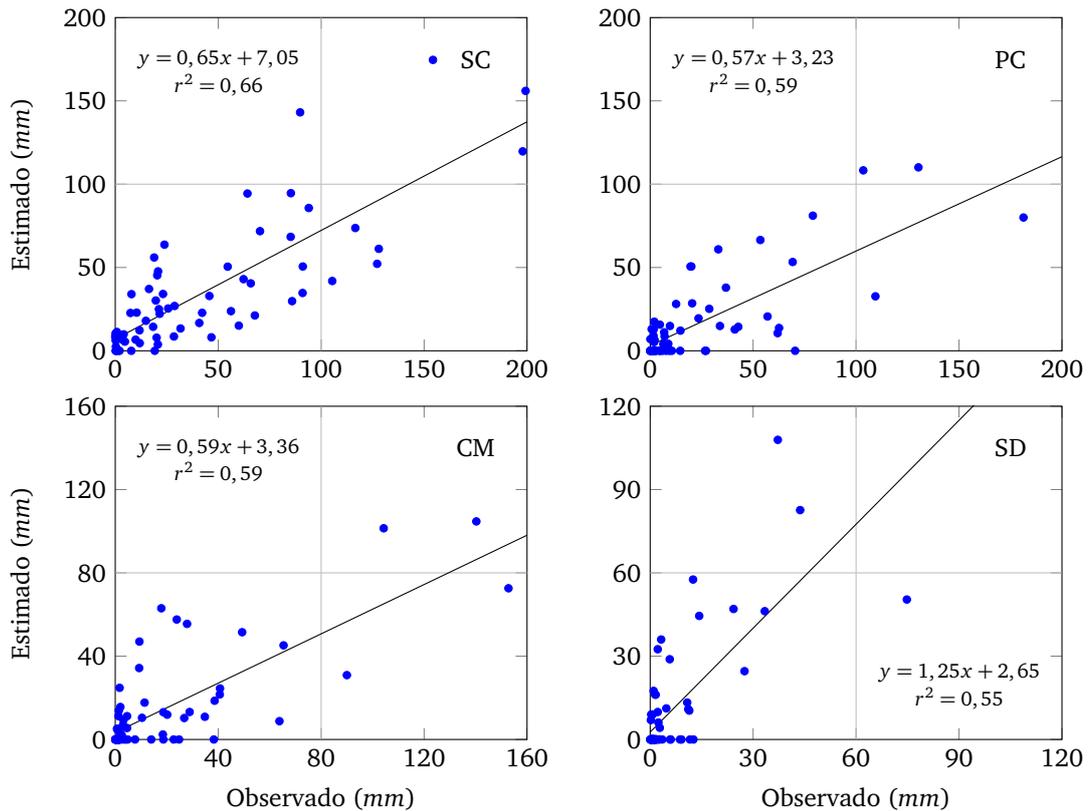


Figura 21: Regressão entre os valores mensais de escoamento superficial observados e os estimados com a SABD para o solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). Período de 2003 a 2008. Meses com precipitação igual a zero foram desconsiderados.

4.2.2 Médias anuais de escoamento superficial

A figura 22 apresenta o escoamento médio anual observado e o escoamento médio anual estimado pelo modelo com a utilização da SABM e da SABD para os diferentes tipos de preparo do solo.

Como esperado, os intervalos de confiança para as médias são amplos, devido ao grande desvio padrão que costuma ocorrer em trabalhos relacionados a perdas de solo e água. Com exceção feita à semeadura direta, nos demais preparos de solo os intervalos de confiança foram maiores para as médias observadas do que para as médias estimadas.

A média anual observada foi 24%, 48% e 35% superior à média anual estimada com a SABM para o SC, PC e CM, respectivamente; e 22%, 41% e 31% superior a média anual estimada com a SABD, para os mesmos preparos de solo. No caso da SD, as médias estimadas com a SABM e com a SABD foram, respectivamente, 53% e 67% superiores à média anual observada.

No entanto, os desvios apresentados na figura 22 não foram suficientes para afir-

mar que existam diferenças estatisticamente significativas entre as médias anuais observadas e as estimadas, e nem entre as estimadas com uso da SABM e as estimadas com o uso da SABD.

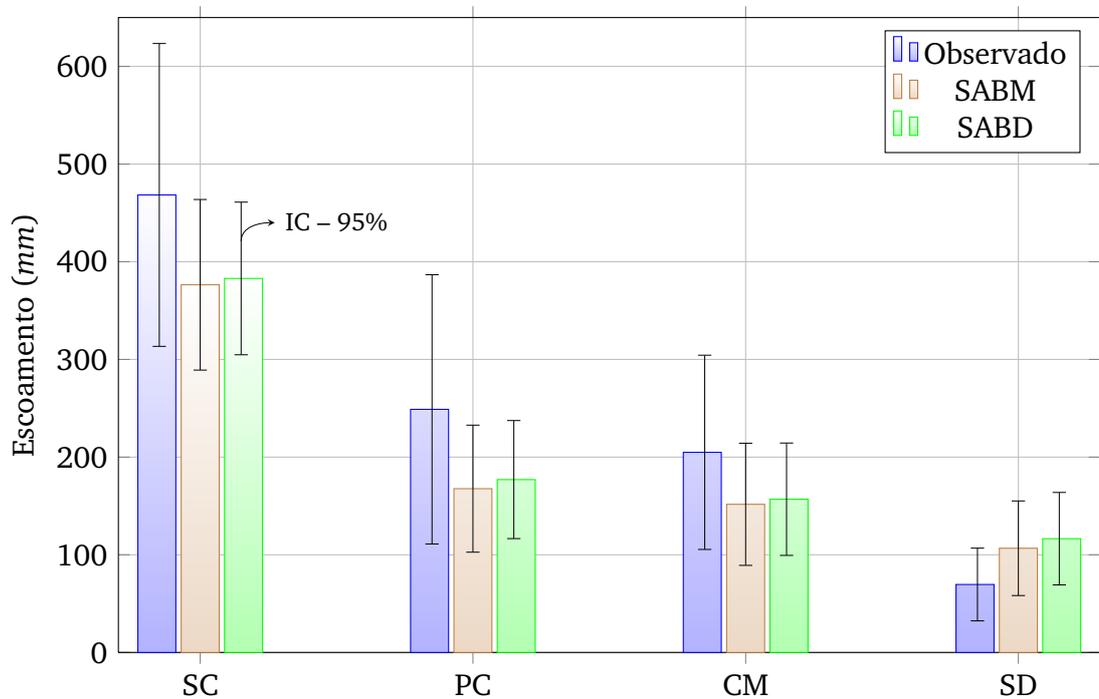


Figura 22: *Escoamento anual observado e estimado com a SABM e a SABD, em solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). Médias de 6 anos e intervalos de confiança (IC) associados a probabilidade de 95%.*

Este resultado é explicado e, ao mesmo tempo, confirma a pressuposição de que a utilização de uma série sintética de precipitação, para longos períodos de simulação, deve representar adequadamente o comportamento da série histórica e, consequentemente, deve produzir resultados médios semelhantes aos observados. Em outras palavras, para longos períodos de simulação, a SABM pode ser suficiente para fornecer uma estimativa adequada do escoamento médio anual.

Para curtos períodos de simulação pode ser interessante a adoção de séries sintéticas de precipitação em que a distribuição dos dias chuvosos e as lâminas diárias de precipitação sejam as mais próximas possíveis das séries reais.

4.2.3 Valores mensais de perda de solo

A figura 23 apresenta as equações de regressão para os valores mensais de perda de solo observados e os estimados com o uso da SABM, no período de 2003 a 2008. Nesta

figura os valores mensais de todos os anos foram agrupados em um único diagrama para cada preparo de solo.

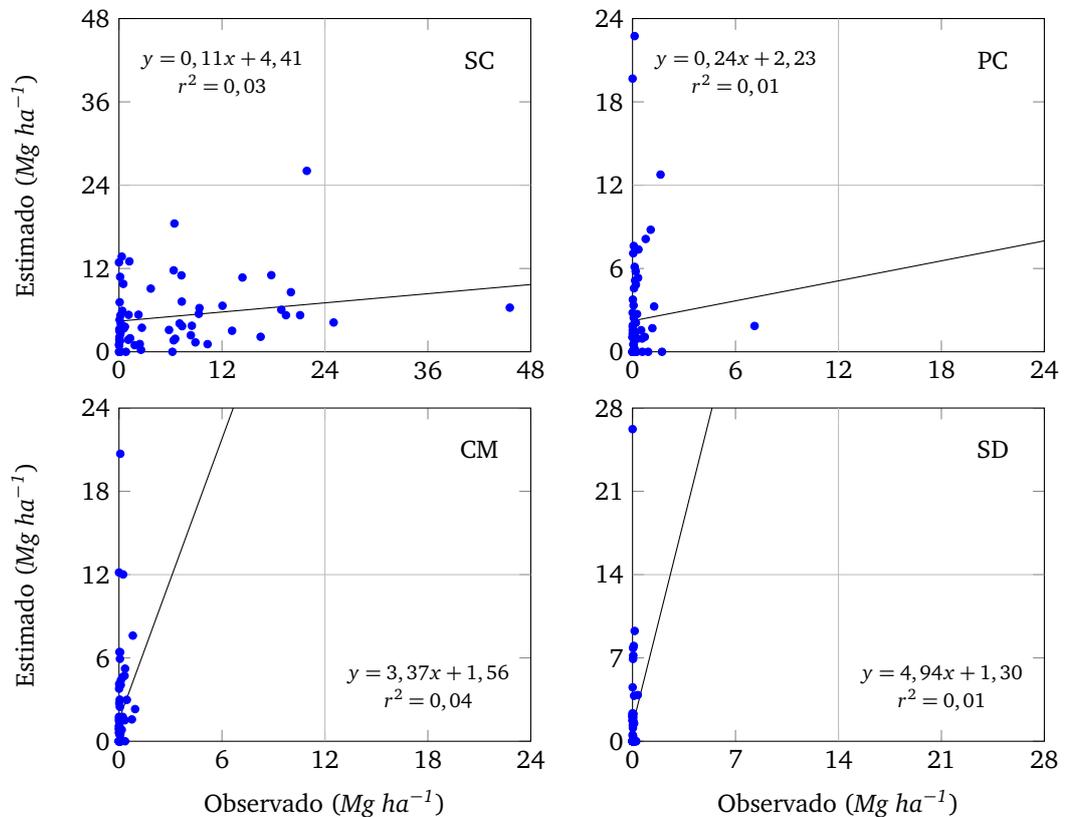


Figura 23: Regressão entre as perdas de solo mensais observadas e as estimadas com a SABM para o solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). Período de 2003 a 2008. Meses com precipitação igual a zero foram desconsiderados.

Os valores de r^2 foram muito baixos para todos os preparos de solo, variando de 0,01 a 0,04. Para o solo sem cultivo (SC), pode-se observar a tendência de subestimativa das perdas de solo, indicado pelo coeficiente angular igual a 0,11. Este coeficiente é influenciado principalmente pelos meses em que ocorreram os maiores eventos observados. Por outro lado, o intercepto igual a 4,41 indica a tendência de superestimativa nos meses em que ocorreram os menores eventos observados.

Para o preparo convencional (PC), o valor do coeficiente angular foi igual a 0,24, mas é possível perceber que houve uma grande frequência de valores observados de perda de solo próximos de zero, e para a grande maioria destes casos houve superestimativa feita pelo modelo. Para o cultivo mínimo (CM) e para a semeadura direta (SD) também houve predominância de eventos observados próximos a zero. Também neste caso, as equações de regressão mostram a tendência do modelo em superestimar os valores de perda de solo para estes eventos.

A figura 24 apresenta as equações de regressão para os valores mensais de perda de solo observados e os estimados com o uso da SABD, no período de 2003 a 2008. Nesta figura os valores mensais de todos os anos foram agrupados em um único diagrama para cada preparo de solo.

Assim como aconteceu com a SABM, os valores de r^2 foram baixos, variando de 0,02 a 0,13. Para o SC o coeficiente angular foi igual a 0,38, mostrando uma tendência de subestimativa nos meses em que ocorrem as maiores perdas de solo. O intercepto foi igual a 3,85, indicando a tendência de superestimativa das perdas de solo nos meses em que ocorrem os menores eventos.

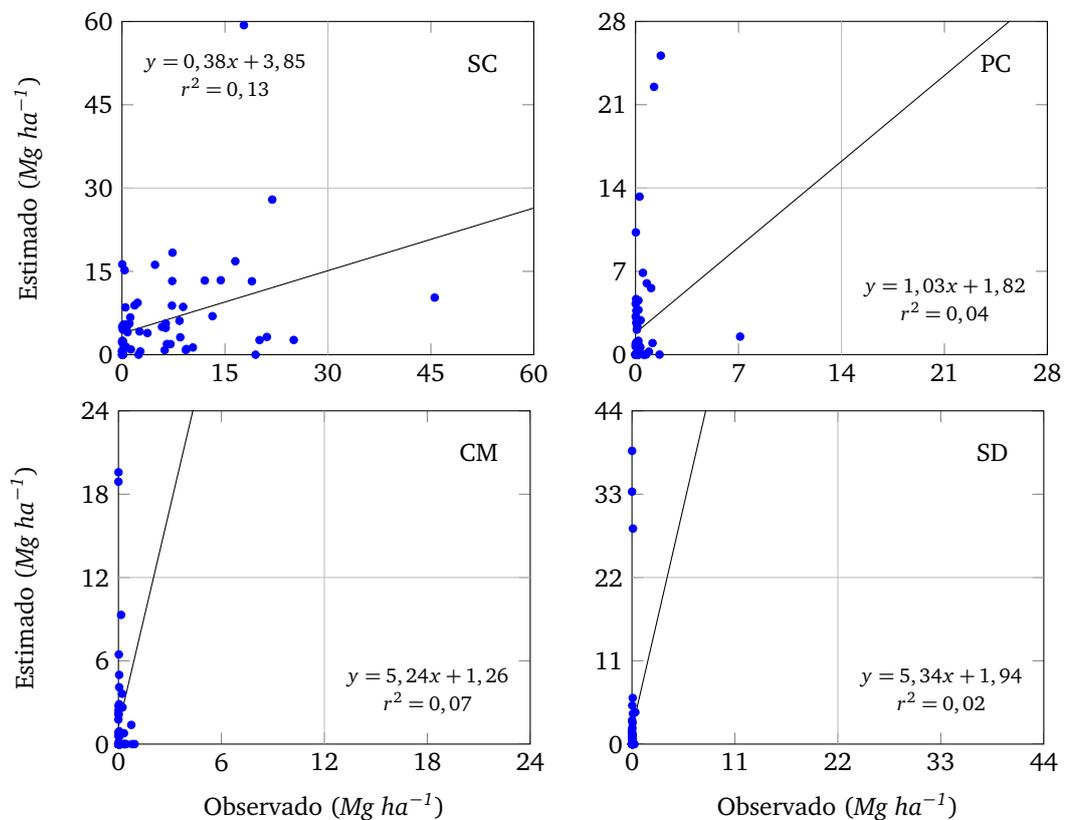


Figura 24: Regressão entre as perdas de solo mensais observadas e as estimadas com a SABD para o solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). Período de 2003 a 2008. Meses com precipitação igual a zero foram desconsiderados.

Para o PC, pode-se visualizar na figura 24 que, com o uso da SABD, o modelo superestimou as perdas de solo mensais em comparação com a maioria dos eventos observados, mesmo apresentando um coeficiente angular menor, em comparação com o CM e a SD. Para o CM e a SD os coeficientes das equações de regressão e os valores de r^2 foram muito semelhantes aos obtidos com a SABM, demonstrando que mesmo com o uso da SABD houve uma grande dispersão dos pontos em relação a reta.

A grande dispersão dos pontos, como indicam os valores de r^2 , pode ser explicada, em parte, pela adoção de um único valor de erodibilidade para todo o período de simulação. O fator erodibilidade médio anual no local do experimento, obtido pela relação entre as perdas de solo médias anuais e as erosividades médias anuais das chuvas é de $0,0115 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ [77].

Utilizando apenas os dados do período de primavera-verão, e os do período de outono-inverno, o fator K foi de $0,0105$ e $0,0132 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, respectivamente [77]. Embora as unidades do fator K e a metodologia utilizada para a obtenção destes dados tenham sido baseadas nas proposições da USLE/RUSLE e, portanto, não possam ser comparadas com as equações utilizadas neste trabalho, os resultados indicam a necessidade de considerar a variação do fator erodibilidade na estimativa da perda de solo.

4.2.4 Médias anuais de perda de solo

A figura 25 apresenta a perda de solo média anual estimada pelo modelo com a utilização da SABM e da SABD para os diferentes preparos de solo.

Da mesma forma que se constatou no caso do escoamento superficial anual, também para as perdas de solo os intervalos de confiança foram amplos. Para o solo sem cultivo (SC), a perda média anual foi 18% superior a perda de solo estimada pelo modelo com o uso da SABM, no entanto, não houve evidência estatística significativa para afirmar que exista diferença entre a média observada e as médias estimadas pelo modelo neste preparo de solo. Com o uso da SABD a perda de solo estimada foi muito próxima à perda de solo observada.

Para o preparo convencional (PC) o modelo superestimou a perda de solo média anual em, aproximadamente, 7 vezes com a utilização da SABM, e 6 vezes com a SABD. Mesmo com toda a diferença apresentada, não houve diferença estatística entre a média observada e a média estimada pelo modelo com a SABD neste preparo de solo. Isto pode ser explicado pela grande amplitude do intervalo de confiança associado à média estimada.

Houve diferença estatística entre a média observada e as médias estimadas para o cultivo mínimo (CM) e para a semeadura direta (SD). Para o CM o modelo superestimou a perda de solo média em, aproximadamente, 17 vezes, tanto com a SABM, quanto com a SABD. Para a SD a superestimativa foi de, aproximadamente, 43 vezes com a SABM, e 70 vezes com a SABD.

A diferença entre a perda de solo observada e as perdas de solo estimadas pelo modelo para o solo sem cultivo não foram tão elevadas quanto as diferenças ocorridas para os demais preparos de solo. Isto pode ser um indicativo de que na ausência da

cobertura vegetal, o modelo seja capaz de simular razoavelmente a perda de solo média anual. Situações assim podem ser encontradas em áreas submetidas à exploração mineral, em áreas de construção civil, ou em áreas agrícolas com cobertura vegetal excessivamente degradada.

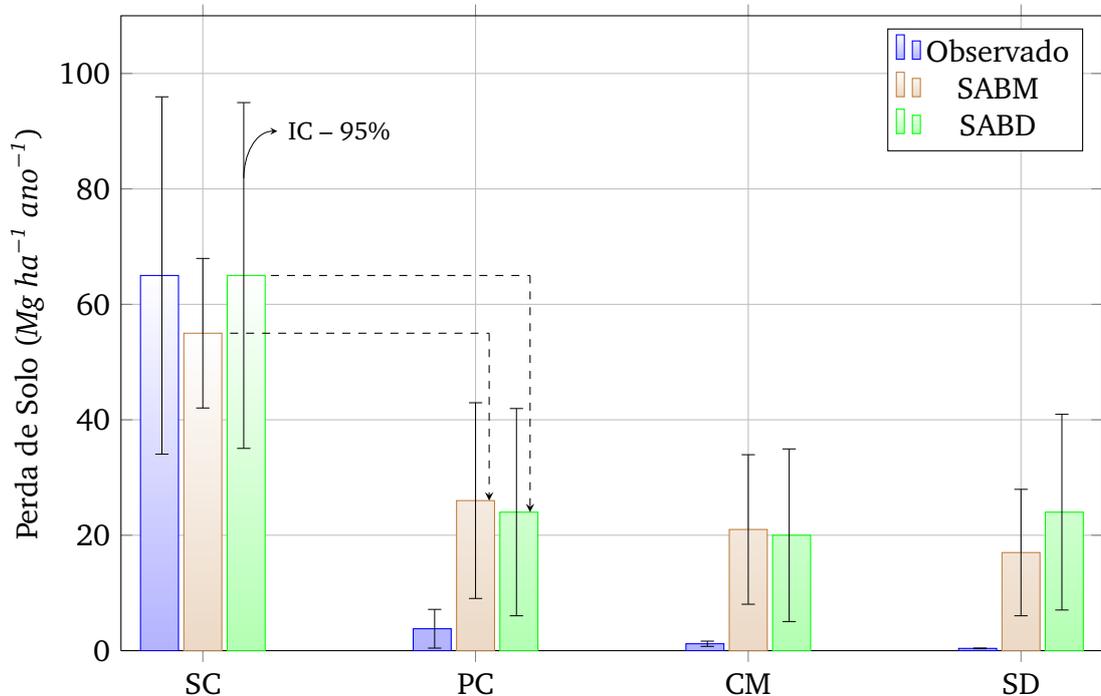


Figura 25: Perda de solo observada e estimada com a SABM e SABD, em solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD). Médias de 6 anos e intervalos de confiança (IC) associados a probabilidade de 95%.

Para os demais preparos de solo, a superestimativa realizada pelo modelo pode ser explicada pela ausência de um fator que considere o efeito da cobertura vegetal no controle da erosão hídrica.

Analisando a figura 25 pode-se observar que as estimativas para o SC foram razoáveis, mas as estimativas feitas para o PC, CM e SD foram elevadas em relação aos valores observados. No entanto, a diferença fundamental existente no PC, no CM e na SD, em comparação com o SC, é a existência de cobertura vegetal e, conseqüentemente, de uma abstração inicial de parte da precipitação que atingiria o solo. A presença da cobertura vegetal também deve resultar em uma taxa de infiltração maior.

Portanto, era de se esperar que a perda de solo estimada para o SC fosse maior do que para os demais preparos, como pode ser visualizado na figura 25. As duas linhas pontilhadas mostram que o modelo conseguiu levar em consideração esta diferença.

Se não fosse desta forma, os valores de perda de solo estimados para o PC, o CM e a SD seriam ainda maiores.

Isto mostra que, provavelmente, a superestimativa no PC, no CM e na SD em relação aos valores observados, não tenha sido provocada por uma superestimativa dos valores de erodibilidade, e nem nos parâmetros que afetam a infiltração da água no solo. A dificuldade, portanto, deve estar relacionada à ausência de um fator que leve em consideração, além do efeito da cobertura vegetal na abstração inicial da chuva, também o seu efeito nas características físicas do solo e no controle da erosão hídrica.

5 Conclusões

1. O modelo desenvolvido permite o cálculo do balanço hídrico diário, levando em consideração os seguintes componentes hidrológicos: precipitação, interceptação pela cobertura vegetal, infiltração, armazenamento superficial, escoamento superficial, evapotranspiração, e percolação profunda da água no solo.
2. A combinação de parâmetros da equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson (GAML), que resultou na melhor simulação do escoamento superficial foi: a substituição da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) pela condutividade hidráulica na zona de saturação (K_w), igual à taxa de infiltração estável (T_{ie}), como sugerido por Silva e Kato [28]; e a utilização do potencial matricial na frente de umedecimento (Ψ_f) obtido a partir da condutividade hidráulica do solo, segundo a proposição de Rawls et al. [32].
3. O modelo superestimou o escoamento superficial mensal para os meses em que ocorreram os menores eventos, e subestimou para os meses em que ocorreram os maiores eventos.
4. O modelo subestimou o escoamento médio anual para o solo sem cultivo (SC), preparo convencional (PC), e cultivo mínimo (CM); e superestimou para a semeadura direta (SD).
5. Não houve diferença estatística significativa entre o escoamento médio anual observado e o escoamento médio anual estimado pelo modelo.
6. O modelo superestimou a perda de solo mensal para os meses em que ocorreram os menores eventos, e subestimou para os meses em que ocorreram os maiores eventos.
7. O modelo subestimou a perda de solo média anual para o solo sem cultivo (SC), e superestimou para o preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD).
8. Não houve diferença estatística significativa entre a perda de solo média anual observada e a perda de solo média anual estimada para o solo sem cultivo (SC), mas houve diferença significativa para o preparo convencional (PC), cultivo mínimo (CM) e semeadura direta (SD).
9. A nova versão do software Simulação Hidrológica (SH3), desenvolvida para facilitar a aplicação do modelo físico-matemático, permite a simulação diária do balanço hídrico em áreas agrícolas.

6 Recomendações

- Neste trabalho não foi possível o acompanhamento da umidade do solo de tal maneira que permitisse uma avaliação mais adequada do modelo, levando em conta a sua capacidade de predição da evapotranspiração e da percolação profunda da água no solo. Este tipo de informação pode ser uma ferramenta importante tanto para a predição das perdas de solo e água, quanto para a predição da disponibilidade de água para as plantas, e da recarga do lençól freático.
- A inclusão de um modelo de crescimento e desenvolvimento vegetal possibilitaria uma representação mais adequada da interceptação pela cobertura vegetal; da evapotranspiração real; e dos efeitos da cobertura vegetal no controle da erosão hídrica.

Referências

- [1] PEREIRA, S. B. et al. Análise do comportamento hidrológico no rio Verde Grande. *Engenharia na Agricultura*, v. 13, n. 1, p. 55–60, 2005.
- [2] EVANGELISTA, A. W. P.; CARVALHO, L. G.; BERNARDINO, D. T. Caracterização do padrão das chuvas ocorrentes em Lavras, MG. *Irriga*, v. 10, n. 4, p. 306–317, 2005.
- [3] KEIFER, C. J.; CHU, H. H. Synthetic storm pattern for drainage design. *ASCE Journal of Hydraulics Division*, v. 83, p. 1–25, 1957.
- [4] USACE. *Hydrologic Modelling System HEC-HMS*. [S.l.], 2000.
- [5] PRODANOVIC, P.; SIMONOVIC, S. P. *Generation of synthetic design storms for the upper Thames River Basin CFCAS Project: Assesment of water resources and vulnerability to change climatic condition*. [S.l.], 2004.
- [6] NICKS, A. D.; LANE, L. J.; GANDER, G. A. Weather generator. In: *Water erosion prediction project (WEPP)*. [S.l.]: USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, 1995. p. 2.1–2.22.
- [7] ZANETTI, S. S. et al. Programa computacional para geração de séries sintéticas de precipitação. *Engenharia Agrícola*, v. 25, n. 1, p. 96–104, 2005.
- [8] CASTILHO, C. P. G. *Interceptação de chuvas na cultura da cana-de-açúcar (Sacharum officinarum ssp.)*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Estadual de Campinas, 2000.
- [9] HORTON, R. E. Rainfall interception. *Monthly Weather Review*, n. 47, p. 603–623, 1919.
- [10] RUTTER, A. J.; KERSHAW, K. A.; ROBINS, P. C. A predictive model of interception in forests I. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agricultural Meteorology*, n. 9, p. 367–384, 1971.
- [11] RUTTER, A. J.; MORTON, A. J.; ROBINS, P. C. A predictive model of interception in forests II. Generalisation of the model and comparison with observations in some coniferous and hard-wood stands. *Journal of Applied Ecology*, n. 12, p. 367–380, 1975.
- [12] GASH, J. H. C. An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, n. 105, p. 43–55, 1979.

- [13] GASH, J. H. C. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, n. 170, p. 79–86, 1995.
- [14] THOMAZ, E. L. Avaliação de interceptação e precipitação interna em capoeira e floresta secundária em Guarapuava-PR. *Geografia - Revista do Departamento de Geociencias*, v. 14, n. 1, p. 47–60, 2005.
- [15] CHAHINIAN, N. et al. Comparison of infiltration models to simulate flood events at the field scale. *Journal of Hydrology*, n. 306, p. 191–214, 2005.
- [16] REICHARDT, K.; TIMM, L. C. *Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações*. Barueri, SP: Manole, 2004.
- [17] GREEN, W.; AMPT, G. Studies on soil physics part I: the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, n. 4, p. 1–24, 1911.
- [18] MOREL-SEITOUX, H. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. *Water Resources Research*, v. 14, n. 4, p. 561–568, 1978.
- [19] MEIN, R. G.; LARSON, C. L. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, v. 9, n. 4, p. 384–394, 1973.
- [20] CECÍLIO, R. A. et al. Substituição dos parametros do modelo de Green-Ampt-Mein-Larson para estimativa da infiltração em alguns solos do Brasil. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, n. 31, p. 1141–1151, 2007.
- [21] RISSE, L. M.; NEARING, M. A.; ZHANG, X. C. Variability in Grenn-Ampt effective conductivity under fallow conditions. *Journal of Hydrology*, n. 169, p. 1–24, 1995.
- [22] VACHAUD, G. P; GAUDET, J. P; KURAZ, V. Air and water flow during ponded infiltration in a vertical bounded column of soil. *Journal of Hydrology*, v. 22, p. 89–108, 1974.
- [23] ONSTAD, C. A. Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, v. 27, n. 3, p. 729–732, 1984.
- [24] BRAKENSIEK, D. L.; ONSTAD, C. A. Parameter estimation of the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resources Research*, v. 13, n. 6, p. 1009–1012, 1977.
- [25] SLACK, D. C. Modeling infiltration under moving sprinkler irrigation systems. *Transactions of the ASAE*, v. 23, n. 3, p. 596–600, 1980.

- [26] ZIRBEL, M. L.; LARSON, C. L.; SLACK, D. C. Laboratory method for evaluation Green-Ampt infiltration parameters. *ASAE Paper*, v. 82-2033, p. 12, 1982.
- [27] BOUWER, H. Infiltration of water into nonuniform soil. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, v. 95, n. 4, p. 451–462, 1969.
- [28] SILVA, C. L.; KATO, E. Avaliação de modelos para previsão da infiltração de água em solos sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 33, n. 7, 1998.
- [29] RODRIGUES, L. N. *Modelo para dimensionamento e para simulação do desempenho de pivô central*. 145 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1999.
- [30] CECÍLIO, R. A. *Modelagem da infiltração da água no solo fundamentada nas equações de Green-Ampt-Mein-Larson*. 144 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2005.
- [31] BRAKENSIEK, D. L. Estimating the effective capillary pressure in the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resources Research*, v. 13, n. 3, p. 680–682, 1977.
- [32] RAWLS, W. J. et al. Infiltration. In: *Hydrology Handbook*. [S.l.: s.n.], 1996. (ASCE Manuals and Report on Engineering Practice, v. 28), p. 75–124.
- [33] MEIN, R. G.; FARREL, D. A. Determination of wetting front suction in the Green-Ampt equation. *Soil Science Society of America Proceedings*, v. 38, n. 6, p. 399–417, 1974.
- [34] HACHUM, A. Y.; ALFARO, J. F. Rain infiltration into layered soils: prediction. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 106, n. 4, p. 311–319, 1980.
- [35] KAMPHORST, E. C. et al. Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, n. 64, p. 1749–1758, 2000.
- [36] BERTOL, I. et al. Relações da rugosidade superficial do solo com o volume de chuva e com a estabilidade de agregados em água. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, v. 30, p. 543–553, 2006.
- [37] COGO, N. P. *Effect of residue cover, tillage-induced roughness and slope length on erosion and related parameters*. 344 p. Tese (Doutorado) — Purdue University, West Lafayette, 1981.
- [38] BERTOL, I.; COGO, N.; LEVIEN, R. Erosão hídrica em diferentes preparos do solo logo após as colheitas de milho e trigo, na presença e na ausência dos resíduos culturais. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, v. 21, p. 409–418, 1997.

- [39] ALLMARAS, R. et al. Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. *Conservation Research Report*, v. 7, p. 1–14, 1966.
- [40] LINDEN, D.; Van Doren Jr, D. M. Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, v. 50, p. 1560–1565, 1986.
- [41] ZOLDAN Jr, W. A. *Rugosidade superficial do solo ocasionada por uma escarificação aplicada após cinco e meio anos de uso de sistemas de manejo do solo, e suas relações com a erosividade da chuva e erosão hídrica em um nitossolo háplico*. 98 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade do Estado de Santa Catarina, Lages, SC, Dezembro 2006.
- [42] PRUSKI, F. F.; BRANDÃO, V. S.; SILVA, D. D. *Escoamento superficial*. 2. ed. [S.l.]: Editora UFV, 2004. 87 p.
- [43] SILVA, J. M. A. et al. Metodologia para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em encostas e canais. Parte 1: Desenvolvimento e análise. *Engenharia Agrícola*, v. 26, p. 695–703, 2006.
- [44] SILVA, J. M. A. et al. Metodologia para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em encostas e canais. Parte 2: Modelo computacional e análise de sensibilidade. *Engenharia Agrícola*, v. 26, p. 704–712, 2006.
- [45] FAO. *Evapotranspiración del Cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. [S.l.]: Organización de las naciones unidas para la agricultura y la alimentación, 2006. (Estudio FAO: Riego y Drenaje, 56).
- [46] CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, v. 59, n. 2, p. 125–137, 2000.
- [47] CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 5, n. 1, p. 89–97, 1997.
- [48] MARCUZZO, F. F. N.; ARANTES, E. J.; WENDLAND, E. Avaliação de métodos de estimativa da evapotranspiração potencial e direta para a região de São Carlos, SP. *Irriga*, v. 13, n. 3, p. 323–338, 2008.
- [49] CAMARGO, A. P. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. *Bragantia*, v. 21, p. 163–203, 1962.

- [50] OTTONI, M. V. *Classificação físico-hídrica de solos e determinação da capacidade de campo in situ a partir de testes de infiltração*. 141 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2005.
- [51] OLIVEIRA, L. F. C.; BONOMO, R.; CORTES, F. C. Desenvolvimento matemático de uma equação para estimativa da capacidade de campo. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, v. 31, n. 1, p. 65–69, 2001.
- [52] FABIAN, A. J.; Ottoni Filho, T. B. Determinação da capacidade de campo in situ ou através de equações de regressão. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 35, n. 5, p. 1029–1036, maio 2000.
- [53] ELLISON, W. D. Soil erosion studies. *Agricultural Engineering*, v. 28, p. 145–147, 197–201, 245–248, 297–300, 349–351, 402–405, 442–444, 1947.
- [54] FOSTER, G. R.; MEYER, L. D. Transport of soil particles by shallow flow. *Transactions of the ASAE*, v. 15, p. 99–102, 1972.
- [55] MEYER, L. D.; FOSTER, G. R.; NIKOLOV, S. Effect of flow rate and canopy on rill erosion. *Transactions of the ASAE*, v. 18, n. 5, p. 905–918, 1975.
- [56] WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. *Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning*. Washington: USDA, 1978. 58 p.
- [57] DULEY, F. L. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, v. 4, p. 60–64, 1939.
- [58] WISCHMEIER, W. H.; MANNERING, J. V. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society of America Proceedings*, v. 33, p. 131–137, 1969.
- [59] RENARD, K. et al. *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)*. Tucson: USDA/ARS, 1997.
- [60] BERTOL, I. et al. Persistencia dos resíduos culturais de aveia e milho sobre a superfície do solo em semeadura direta. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 22, n. 4, p. 705–712, 1998.
- [61] ALBERTS, E. E.; MOLDENHAUER, N. C.; FOSTER, G. R. Soil aggregates and primary particles transported in rill and interrill-flow. *Soil Society of America Journal*, v. 44, n. 3, p. 590–595, 1980.

- [62] WILLIAMS, J. R.; RENARD, K.; DYKE, P. T. EPIC, a new method for assessing erosion's effect on soil productivity. *Soil Water Conservation*, v. 38, p. 381–383, 1983.
- [63] FLANAGAN, D. C.; NEARING, M. A. *USDA - Water Erosion Prediction Project*. 1995.
- [64] MACHADO, C. C. et al. Comparação de taxas de erosão em estradas florestais estimadas pelo modelo WEPP (Water Erosion Prediction Project) modificado em relação e medições experimentais. *Revista Árvore*, v. 27, n. 3, p. 295–300, 2003.
- [65] STOLPE, N. B. A comparison of the RUSLE, EPIC and WEPP erosion models as calibrated to climate and soil of south-central Chile. *Acta Agriculturae Scandinavica*, Section B, n. 55, p. 2–8, 2005.
- [66] PRUSKI, F. F.; RODRIGUES, L. N.; SILVA, D. D. Modelo hidrológico para estimativa do escoamento superficial em áreas agrícolas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 5, n. 2, p. 301–307, 2001.
- [67] EHLERS, W. Transpiration efficiency of oat. *Agronomy Journal*, n. 81, p. 810–817, 1989.
- [68] ALBERTS, E. E. et al. Soil component. In: *Water Erosion Prediction Project*. 7.1–7.47: USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, 1995.
- [69] FOSTER, G. R. et al. Hillslope erosion component. In: *Water erosion prediction project (WEPP)*. [S.l.]: USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, 1995. p. 11.1–11.12.
- [70] OLIVEIRA, V. P. S. *Modelo para geração de séries sintéticas de precipitação*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Viçosa, 2003.
- [71] BAENA, L. G. N. *Modelo para geração de séries sintéticas de dados climáticos*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Viçosa, 2004.
- [72] ZANETTI, S. S.; OLIVEIRA, V. P. S.; PRUSKI, F. F. Validação do modelo ClimaBR em relação ao número de dias chuvosos e à precipitação total diária. *Engenharia Agrícola*, v. 26, n. 1, p. 96–102, 2006.
- [73] AMARAL, A. J. *Fator cobertura e manejo da equação universal de perda de solo para soja e trigo em um cambissolo húmico alumínico submetido a diferentes sistemas de manejo*. Dissertação (Mestrado) — Universidade do Estado de Santa Catarina, 2006.

- [74] SCHICK, J. *Erosão hídrica em Cambissolo Húmico álico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo*. Dissertação (Mestrado) — Universidade do Estado de Santa Catarina, 1999.
- [75] COSTA, A. et al. Alterações físicas e químicas num cambissolo húmico de campo nativo após a correção da acidez. *Revista de Ciências Agroveterinárias*, v. 5, n. 2, p. 118–130, 2006.
- [76] BERTOL, I. et al. Propriedades físicas de um Cambissolo Húmico afetadas pelo tipo de manejo do solo. *Scientia Agricola*, v. 58, n. 3, p. 555–560, 2001.
- [77] BERTOL, I. et al. Erodibilidade de um cambissolo húmico alumínico léptico, determinada sob chuva natural entre 1989 e 1998 em Lages (SC). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 26, p. 465–471, 2002.