



ANNA HOFFMANN OLIVEIRA

**EROSÃO HÍDRICA E SEUS COMPONENTES
NA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA DO HORTO
FLORESTAL TERRA DURA,
ELDORADO DO SUL (RS)**

LAVRAS - MG

2011

ANNA HOFFMANN OLIVEIRA

**EROSÃO HÍDRICA E SEUS COMPONENTES NA SUB-BACIA
HIDROGRÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA,
ELDORADO DO SUL (RS)**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Conservação do Solo e da Água, para a obtenção do título de Doutor.

Orientador

Dr. Marx Leandro Naves Silva

LAVRAS - MG

2011

ANNA HOFFMANN OLIVEIRA

**EROSÃO HÍDRICA E SEUS COMPONENTES NA SUB-BACIA
HIDROGRÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA,
ELDORADO DO SUL (RS)**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Conservação do Solo e da Água, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 25 de fevereiro de 2011.

Dr. Nilton Curi	UFLA
Dr. Mozart Martins Ferreira	UFLA
Dr. Luis Antonio Lima	UFLA
Dr. Wenceslau Geraldes Teixeira	EMBRAPA

Dr. Marx Leandro Naves Silva
Orientador

LAVRAS - MG
2011

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca da UFLA**

Oliveira, Anna Hoffmann.

Erosão hídrica e seus componentes na sub-bacia hidrográfica do
Horto Florestal Terra Dura, Eldorado do Sul (RS) / Anna Hoffmann
Oliveira. – Lavras : UFLA, 2011.

181 p. : il.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Lavras, 2011.

Orientador: Marx Leandro Naves Silva.

Bibliografia.

1. Escoamento superficial. 2. Fator topográfico. 3. Modelo de
elevação digital hidrológicamente consistente. 4. RUSLE. 5.
USLE. 6. USPED. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 631.45

**Dedico com muito carinho, à minha inesquecível infância, onde semeei os
sonhos que vivo desde então.**

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a Deus e à Vida, por mais esta experiência.

À minha mãe querida, referência de vida e dedicação, pelo amor incondicional. À minha irmã Manoela, por ser minha companheira de vida (nascemos de mãos dadas!), sempre me apoiar e ser uma fonte de inspiração. À toda a minha família, por me incentivar a concluir mais esta etapa, amo vocês.

Ao Gustavo, presente que eu ganhei da vida, pelo apoio, carinho e especial contribuição para o desenvolvimento desta tese, compartilhando seu conhecimento sempre com muito entusiasmo e paciência.

Aos professores Marx Leandro Naves Silva e Nilton Curi pela confiança em mim e no meu trabalho durante a condução desta pesquisa, pela amizade e conhecimentos transmitidos ao longo dos anos de pós-graduação.

À Mayesse (Má) e ao Cesar, pela valiosa parceria que possibilitou o desenvolvimento de muitas idéias e bons trabalhos durante o doutorado. A Má em especial, amiga de longa data e companheira de pós-graduação, a primeira a me instigar no universo do fator topográfico, muito obrigada.

Aos queridos amigos que tornaram esta jornada muito mais feliz e especial, Ayeska, Ceyça, Eduardo e Paula, muito obrigada pelo brilho que iluminou este caminho. Aos amigos e colegas da pós-graduação, Gabi, Carlinha, Bárbara, Piero, Jerusa, Michele, Diego e Dani, pelo agradável convívio e amizade durante o curso.

À empresa CMPC Celulose Riograndense, por conceder a área experimental para a realização deste trabalho. À Universidade Federal de Lavras e ao Departamento de Ciência do Solo, pela oportunidade concedida para realização do doutorado. À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos.

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi analisar o relevo da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS) identificando características favoráveis à geração do escoamento superficial, bem como avaliar o desempenho de fatores topográficos empíricos (LS_{USLE} , LS_{RUSLE}) e semiempíricos ($LS_{RUSLE\ 3D}$, LS_{USPED}) em vista de sua eficiência em simular o potencial erosivo pelo modelo Universal Soil Loss Equation (USLE). Para tais análises partiu-se da definição de um modelo de elevação digital hidrológicamente consistente (MEDHC) e considerou-se os parâmetros obtidos com as parcelas de perdas de solo instaladas nos plantios florestais presentes na área. O MEDHC Topogrid proporcionou a identificação mais precisa dos caminhos preferenciais do fluxo que formam a rede de drenagem, garantindo a confiabilidade dos resultados derivados nas análises da erosão hídrica na sub-bacia. Os parâmetros fisiográficos associados ao relevo, forma e sistema de drenagem, indicaram áreas de cabeceira como sendo de elevado potencial de escoamento superficial, refletindo a necessidade prioritária de um manejo conservacionista do solo nestes locais, considerados de alto risco erosivo. Contudo, a quantificação do escoamento superficial e das perdas de solo nos diferentes usos do solo para principal classe da sub-bacia (Argissolo Vermelho - PV) revelou que a cobertura florestal e o tipo de manejo diminuem o potencial de escoamento, erosão e aporte de sedimentos na bacia, aumentando a interceptação e infiltração de água. A sub-bacia apresentou um elevado índice de erosividade. O fator C indicou uma boa proteção do solo nos dois sistemas florestais de eucalipto com valores de 0,10 para a floresta do híbrido de *Eucalyptus saligna* (FE1) e 0,03 para o sistema florestal híbrido de *E. urophylla*, *E. maidenii* e *E. globulus* (FE2), enquanto na floresta nativa (FN) foi de 0,01. As perdas de solo estimadas com os modelos $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} não apresentaram diferença estatística em relação às perdas de campo e geraram uma distribuição da erosão hídrica ponderada pelo fluxo acumulado, enquanto os modelos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} superestimaram as perdas de solo. O fator LS_{USPED} associado ao modelo USLE foi o mais eficiente na modelagem da erosão na sub-bacia, pois representou o processo erosivo de forma ampla ao estimar áreas potenciais de erosão e de deposição. O sistema florestal atualmente adotado é sustentável do ponto de vista da erosão hídrica devendo ser mantidas as práticas conservacionistas existentes, à exceção da área sob o sistema FE1 as quais compreendem grande parte das áreas de elevado potencial de perdas de solo e deposição na sub-bacia.

Palavras-chave: Modelo de elevação digital hidrológicamente consistente (MEDHC). Escoamento superficial. Fator topográfico. USLE. RUSLE. RUSLE 3D. USPED.

ABSTRACT

The purpose of this study was to analyze the relief of the sub-basin Terra Dura (RS) forestry garden identifying characteristics to surface runoff generation, and to evaluate the performance of empirical topographic factors (LS_{USLE} , LS_{RUSLE}) and semi-empirical ($LS_{RUSLE\ 3D}$, LS_{USPED}) in view of its efficiency to simulate the erosive potential model for the Universal Soil Loss Equation (USLE). For such analysis started with the definition of a digital elevation model hydrologically consistent (MEDHC) and considered the parameters obtained with the plots of soil loss was installed in forest plantations in the study area. The MEDHC Topogrid provided a more precise identification of preferential flow paths that form the drainage network, ensuring the reliability of the results derived in the analysis of water erosion of the sub-basin. The parameters associated with the physiographic relief, shape and drainage system, indicated areas of headwater as being of high surface runoff potential, reflecting the overriding need for a conservation management of soil at these places considered high risk erosion. Moreover, the quantification of surface runoff and soil loss in different land uses for the main class of the sub-basin (Red Argisol – RA / Udult) revealed that the forest cover type and management reduce the potential of surface runoff, erosion and intake sediments in the basin, increasing water interception and infiltration. The sub-basin showed a high erosivity index. The C factor indicated a good protection of soil in two eucalypt forest systems with values of 0.10 to the forest of the hybrid *Eucalyptus saligna* (FE1) and 0.03 for the forest hybrid system of *E. urophylla*, *E. maidenii* e *E. globulus* (FE2) while in native forest (NF) was 0.01. The soil losses estimated using $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} models no statistically significant differences in relation of losses of field and generated a distribution of water erosion by the weighted cumulative flow, while the LS_{USLE} and LS_{RUSLE} models overestimated soil loss. The factor LS_{USPED} associated with the model USLE was the most efficient in the modeling of erosion in the sub-basin, as it represented the erosion process broadly estimate the potential areas of erosion and deposition. The forest system currently adopted is sustainable point of view of water erosion and should be maintained existing conservation practices, with the exception of the area under the system FE1 which comprise most of the high potential areas of soil loss and deposition in the sub-basin.

Keywords: Digital elevation model hydrologically consistent (MEDHC). Surface runoff. Topographic factor. USLE. RUSLE. RUSLE 3D. USPED.

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO 2

Figura 1	Localização da sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, município de Eldorado do Sul, RS.....	45
Figura 2	Forma de obtenção da direção de fluxo, pelo método D8, e fluxo acumulado a partir do modelo de elevação hipotético.....	51
Figura 3	Forma de obtenção da direção de fluxo pelo método D_{∞} e subconjunto de um modelo de elevação hipotético sobre um bloco central de uma matriz ou <i>grid</i>	51
Figura 4	Curvas de nível geradas pelos modelos Topogrid, TIN Linear e TIN Natural Neighbors, para a sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	55
Figura 5	Fluxo acumulado pelo método D8 para os três modelos de elevação digital testados, na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).....	59
Figura 6	Fluxo acumulado obtido pelo método D_{∞} para os três modelos de elevação digital testados, na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	60
Figura 7	Rede de drenagem verdadeira obtida por levantamento planialtimétrico (linha tracejada) vs. rede de drenagem gerada pelos métodos D8 e D_{∞} (linha contínua) nos MED avaliados. No detalhe, a área entre as duas linhas utilizada na estimativa do erro de determinação da rede de drenagem.....	63

CAPÍTULO 3

Figura 1	Mapas de localização, classes de uso e solo na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS). PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háptico; SX: Planossolo Háptico; FE1: Floresta de eucalipto plantada em 2005; FE2: Floresta de eucalipto plantada em 2001; FN: Floresta nativa.....	83
Figura 2	Desenho esquemático das parcelas de coleta de escoamento superficial e sedimentos.....	92
Figura 3	Classificação da rede de drenagem na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS), segundo Strahler (1957).	97
Figura 4	Perfil do curso d'água principal da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	99
Figura 5	Mapas de altitude e declividade da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	100
Figura 6	Precipitação média diária, máxima diária e média mensal no período de 09/2007 a 08/2010, na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	102
Figura 7	Índice de umidade do solo (W) na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS) durante: máxima precipitação média diária (7,8 mm); menor precipitação máxima diária (41 mm) e maior precipitação máxima diária (101 mm), durante o período de 10/2007 a 06/2010.....	102
Figura 8	Áreas saturadas durante as precipitações diárias, relativas a cada classe de solo.....	109

CAPITULO 4

Figura 1	Mapas de localização, classes de uso e solo na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS). PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háptico; SX: Planossolo Háptico; FE1: Floresta de eucalipto plantada em 2005; FE2: Floresta de eucalipto plantada em 2001; FN: Floresta nativa.....	136
Figura 2	Perdas de solo estimadas através do modelo USLE para cada fator topográfico avaliado na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).....	165
Figura 3	Tolerância de perdas de solo estimadas através do modelo USLE para cada fator topográfico avaliado na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).....	166

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 1	Resultado do teste t para avaliação da diferença altimétrica entre a base planialtimétrica e os MED Topogrid, TIN linear (L) e TIN natural neighbor (NN).	57
Tabela 2	Faces de exposição geradas a partir dos MED avaliados.	57
Tabela 3	Diferenças entre a rede de drenagem estimada e a observada, para os MED avaliados.....	61

CAPITULO 3

Tabela 1	Atributos físicos, matéria orgânica (MO), características e expressão geográfica dos solos na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	84
Tabela 2	Características dos sistemas florestais de eucalipto na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	84
Tabela 3	Classificação do índice de umidade do solo (W) quanto ao risco de erosão.	90
Tabela 4	Equações de erosividade mensal (EI_{30}) ajustadas para o município de Eldorado do Sul (SANTOS, 2008).	93
Tabela 5	Condutividade hidráulica saturada estimada pela equação de Dane e Puckett (1994) e classes de permeabilidade dos solos estudados na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	106
Tabela 6	Escoamento superficial em Argissolo Vermelho (PV) na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS), para as florestas de eucalipto e sistemas de referência, no período de 11/2006 a 10/2010.	111

Tabela 7	Perdas de solo para florestas de eucalipto e sistemas de referência na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS), no período de 11/2006 a 10/2010.....	114
----------	---	-----

CAPITULO 4

Tabela 1	Atributos físicos, matéria orgânica (MO), características e expressão geográfica dos solos na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	137
Tabela 2	Características dos sistemas florestais de eucalipto na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	137
Tabela 3	Equações de erosividade mensal (EI_{30}) ajustadas para o município de Eldorado do Sul (SANTOS, 2008).....	141
Tabela 4	Valores de fator K utilizados para os solos da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	142
Tabela 5	Calibração dos parâmetros empíricos m e n do fator $LS_{RUSLE\ 3D}$..	154
Tabela 6	Calibração dos parâmetros empíricos m e n do fator LS_{USPED}	155
Tabela 7	Resultados de validação da USLE através dos modelos de fator topográfico.....	156
Tabela 8	Perdas médias de solo estimadas pela USLE com os fatores topográficos testados, para cada classe de solo na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS).	160

SUMÁRIO

	CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL	16
1	INTRODUÇÃO.....	16
2	REFERENCIAL TEÓRICO.....	20
2.1	Ciclo hidrológico, escoamento superficial e erosão hídrica.....	20
2.2	Modelos de erosão e SIG.....	22
2.2.1	Modelos empíricos.....	24
2.2.2	Modelos físicos.....	26
2.2.3	Modelos semiempíricos	27
3	CONSIDERAÇÕES GERAIS	29
	REFERÊNCIAS.....	30
	CAPÍTULO 2 CONSISTÊNCIA HIDROLÓGICA DE MODELOS DE ELEVAÇÃO DIGITAL (MED) PARA AVALIAÇÃO DA EROSIÃO HÍDRICA NA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA, ELDORADO DO SUL, RS.....	36
1	INTRODUÇÃO.....	39
2	MATERIAL E MÉTODOS	44
2.1	Área de estudo.....	44
3	Determinação do modelo de elevação digital hidrológicamente consistente (MEDHC)	46
3.1	Áreas planas e depressões no MED	48
3.2	Análise da direção de fluxo	49
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
4.1	Avaliação dos MED.....	53
4.2	Direção de fluxo.....	58
5	CONCLUSÃO.....	64
	REFERÊNCIAS.....	65
	CAPÍTULO 3 ESCOAMENTO SUPERFICIAL E PERDAS DE SOLO NA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA, MUNICÍPIO DE ELDORADO DO SUL, RS	74
1	INTRODUÇÃO.....	77
2	MATERIAIS E MÉTODOS	81
2.1	Área de estudo.....	81
2.2	Diagnóstico do escoamento superficial e perdas de solo.....	84
2.2.1	Caracterização fisiográfica	85
2.2.2	Índice de umidade do solo.....	87
2.2.3	Escoamento superficial e perdas de solo.....	90
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	95

3.1	Análise fisiográfica	95
3.2	Índice de umidade do solo	101
3.3	Escoamento superficial e perdas de solo	110
4	CONCLUSÃO	116
	REFERÊNCIAS	117
CAPÍTULO 4 POTENCIAL DE EROÇÃO HÍDRICA E ADEQUAÇÃO DA USLE NA SUB-BACIA HIDROGÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA, MUNICÍPIO DE ELDORADO DO SUL, RS		
		128
1	INTRODUÇÃO	131
2	MATERIAIS E MÉTODOS	135
2.1	Área de estudo	135
2.2	Estimativa da erosão pelo modelo USLE	137
2.2.1	Fator R	140
2.2.2	Fator K	141
2.2.3	Fator C	142
2.2.4	Fator P	143
2.2.5	Fator LS	143
2.2.5.1	Modelos empíricos	144
2.2.5.2	Modelos semiempíricos	146
2.2.5.2.1	Calibração dos parâmetros m e n	148
2.2.6	Validação da USLE com diferentes modelos de fator topográfico	150
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	151
3.1	Fatores R, K e C	151
3.2	Fator LS	152
3.2.1	Calibração dos fatores $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED}	152
3.3	Validação do modelo USLE	155
4	CONCLUSÃO	167
	REFERÊNCIAS	169

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, observou-se um crescente aumento da demanda por produtos de base florestal, acompanhado do aumento das áreas plantadas. Atualmente, o Brasil possui cerca de 2,5 milhões de hectares de florestas de eucalipto, mais da metade plantada nos últimos cinco anos, com 270 mil hectares no estado do Rio Grande do Sul (ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE PRODUTORES DE FLORESTAS PLANTADAS - ABRAF, 2010; FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION - FAO, 2010). Aproximadamente 70% do total da produção dos eucaliptais são destinados à produção de celulose e papel, uma indústria caracterizada por plantios extensivos que levantam alguns desafios e preocupações ambientais relacionadas às condições de cultivo destes solos. O manejo adotado pode modificar os atributos do solo, influenciando processos físicos, químicos e biológicos, acarretando na redução da produtividade e em sua degradação.

A sustentabilidade ambiental das florestas de eucalipto é alcançada por meio da adequada utilização de práticas conservacionistas que minimizem os impactos ambientais das plantações sobre a biodiversidade, o solo, o regime de águas, o clima e também o homem (VITAL, 2007). No caso da sustentabilidade do sítio florestal, busca-se a manutenção da produtividade, controlando e otimizando os fatores que podem alterar a capacidade produtiva da área, como a erosão, fertilidade, pragas e doenças, umidade, matocompetição e melhoramento genético.

O solo, como base do sistema florestal promove o crescimento das raízes; armazena e fornece água; armazena, fornece e recicla nutrientes minerais; a otimização das trocas gasosas; a atividade biológica; armazena e libera carbono (FERREIRA; GONÇALVES; DIAS, 2008). Estes atributos são funções de suas propriedades e processos físicos, logo, a sustentabilidade de um sistema florestal depende basicamente da proteção e aumento da qualidade do solo, de forma a não ultrapassar a capacidade de resiliência dos elementos que o compõem (SCHOENHOLTZ; MIEGROET; BURGER, 2000). A medida de manutenção da resiliência do solo é dada pelo risco de erosão e tolerância de perdas de solo (FERREIRA; GONÇALVES; DIAS, 2008).

A erosão hídrica é considerada a principal causa da degradação física, química e biológica do solo (CAPECHE et al., 2004) e redução da produtividade das culturas (FERREIRA; GONÇALVES; DIAS, 2008) e, portanto, uma boa indicadora da sustentabilidade em sistemas agrícolas. Em plantios florestais, apesar da superfície do solo encontrar-se mais protegida, da água da chuva, em razão do dossel e da serrapilheira, as operações de manejo, colheita, construção e manutenção de estradas, aumentam o risco de erosão nestes sistemas (FIG, 2007; SCHOENHOLTZ; MEGROET; BURGER, 2000; SHERIDAN et al., 2006).

A erosão hídrica tem no escoamento superficial, direto ou deflúvio, a fase do ciclo hidrológico mais diretamente associada ao seu desenvolvimento. O escoamento superficial impulsiona o transporte das partículas mais finas e reativas do solo, enriquecidas com matérias orgânicas e nutrientes (BARROS et al., 2009). O movimento da água no solo causado pelo escoamento superficial e sub-superficial, além dos canais de escoamento, bem como a percolação e infiltração de água, podem ser determinadas através de modelos hidrológicos que descrevem matematicamente a distribuição espacial destes processos (GUIMARÃES, 2003; SABZEVARI et al., 2010). A necessária simplificação

dos sistemas leva à construção de modelos baseados em leis físicas, como os modelos físicos e semiempíricos, ou em observações e relações entre quantidades, caso dos modelos empíricos e semiempíricos, de modo que as variáveis menos importantes são ignoradas e os processos são agregados e conceituados em esquemas que permitem quantificar a resposta hidrológica (GARCÍA-BARTUAL, 1989; FERRERO, 2004).

Métodos empíricos simples, tais como a Equação Universal de Perdas de Solo (Universal Soil Loss Equation - USLE) (WISHMEIER; SMITH, 1978), a versão revisada da USLE (Revised Universal Soil Loss Equation - RUSLE) (RENARD et al., 1997) e a versão modificada da USLE (Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE) (WILLIAMS, 1975) são os modelos mais utilizados para estimativa das perdas de solo por erosão hídrica em bacias hidrográficas. Outros modelos derivados da USLE, mas que agregam uma base física que tenta relacionar a morfologia do relevo com os parâmetros de escoamento definidores da erosão são designados semiempíricos, conceituais ou distribuídos, a exemplo dos modelos RUSLE 3D e USPED (Unit Stream Power Erosion and Deposition) (MITASOVA et al., 1996).

O relevo, como variável determinante na estimativa da erosão hídrica, necessita de uma análise rigorosa e eficaz em toda a sua extensão. Esta análise se tornou mais acessível nos últimos anos em decorrência dos avanços nas técnicas de coleta da informação espacial, associados às novas formas de armazenamento e à crescente potência informática disponível para seu manejo (FERRERO, 2004). A gestão dos dados espaciais é realizada por um sistema informatizado denominado Sistema de Informação Geográfica (SIG) que, além de um sistema de base de dados com capacidades específicas para dados referenciados espacialmente, também é capaz de realizar operações para análise de dados (STAR; ESTES, 1990). O SIG tornou possível o uso de modelos de

elevação digital (MED) para avaliação da erosão hídrica de modo específico ao considerar a forma do relevo do solo (DVORÁK; NOVÁK, 1994).

Considerando a influência da paisagem no processo erosivo associada às potencialidades de análise em um SIG, este trabalho teve como objetivo analisar detalhadamente o relevo da sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura visando identificar características favoráveis à geração do escoamento superficial, bem como estimar o potencial erosivo pelo modelo USLE com a utilização de modelos de fatores topográficos empíricos e semiempíricos. Para tais análises partiu-se da definição de um modelo de elevação digital hidrologicamente consistente e a adoção dos parâmetros obtidos com as parcelas de perdas de solo instaladas nos plantios florestais presentes na área.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Ciclo hidrológico, escoamento superficial e erosão hídrica

O ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado principalmente pela energia solar, associado à gravidade e à rotação terrestre. É o elemento fundamental da hidrologia, uma vez que representa a água em fases distintas e independentes, desde a ocorrência de precipitações até seu retorno à atmosfera sob a forma de vapor (GOLDENFUM; TUCCI, 1998).

Parte da precipitação não atinge o solo, devido à evaporação durante a queda ou pode ficar retida pela vegetação, no processo de interceptação pela cobertura vegetal. A parte que atinge o solo pode infiltrar ou escoar sobre a superfície, ou evaporar diretamente do solo ou através das plantas. Quando a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, a água escoar superficialmente. Primeiramente, são preenchidas as depressões do terreno e, em seguida, inicia-se o escoamento propriamente dito, ou seja, a água procura os canais naturais, que se concentram nos vales principais formando os rios, para finalmente dirigirem-se aos lagos, mares e oceanos (PRUSKI et al., 2006; TEIXEIRA et al., 2003).

O ciclo hidrológico tem no escoamento superficial, direto ou deflúvio, a fase mais diretamente associada à erosão hídrica. Apesar do impacto das gotas de chuva desempenhar papel importante na desagregação do solo, o escoamento superficial impulsiona o transporte de partículas enriquecidas em matérias orgânicas e nutrientes, que são as frações mais reativas do solo (BARROS et al., 2009). A erosão hídrica é definida como o processo de desgaste da superfície terrestre pela ação da água, que destaca e remove o solo ou seu material geológico de origem de um ponto da superfície e o deposita em outro (SOIL

SCIENCE SOCIETY OF AMERICA - SSSA, 2008). Logo, o solo é um testemunho dos processos evolutivos que moldam a paisagem. Porém, no momento em que a perda de solo excede a taxa natural, isto significa um processo erosivo acelerado que vai de encontro com a degradação do sistema, normalmente em razão de atividades antrópicas.

Segundo Pruski e Silva (1997) o escoamento superficial é influenciado por dois tipos de parâmetros: fisiográficos e agroclimáticos. Em relação aos parâmetros fisiográficos, quanto maiores forem as áreas, forma e declividade da bacia, maior deverá ser a vazão máxima de escoamento superficial. Também fazem parte destes, as condições de superfície decorrentes do tipo de solo, da topografia e da rede de drenagem. O tipo de solo interfere na taxa de infiltração da água no solo e na capacidade de retenção de água sobre a superfície; a topografia influencia a velocidade da água e capacidade de armazenamento da água sobre este, sendo normalmente menor a capacidade de armazenamento em áreas declivosas comparada as áreas planas; enquanto a rede de drenagem permite a rápida concentração do escoamento, favorecendo, conseqüentemente, a ocorrência de elevadas vazões de escoamento superficial.

Os parâmetros agroclimáticos incluem a precipitação, o uso do solo e a evapotranspiração. O escoamento superficial tende a aumentar com a elevação da magnitude, da intensidade e da duração da precipitação, o qual constitui a principal forma de entrada de água em uma bacia hidrográfica. A cobertura e condições de uso do solo exercem influência considerável na capacidade de infiltração de água do solo e na interceptação da água advinda da precipitação. Uma taxa de evapotranspiração elevada acarreta em uma menor umidade do solo quando da ocorrência de precipitação e, conseqüentemente, maior deverá ser a taxa de infiltração (PRUSKI; SILVA, 1997).

O comportamento do ciclo hidrológico, de uma maneira geral, depende da precipitação e da área da bacia hidrográfica ou bacia de drenagem,

caracterizada como uma área da superfície terrestre definida topograficamente que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, num determinado ponto de um canal fluvial. Tal conceito abrange todos os espaços de armazenamento, de circulação e saídas de água e do material por ela transportado, que mantêm relações com esses canais (COELHO NETO, 2001).

A realização de estudos hidrológicos associados a bacias hidrográficas surgiu da necessidade de se descrever o balanço hídrico e de se compreender o comportamento dos processos que controlam o movimento de água no sistema e os impactos decorrentes das mudanças do uso do solo sobre a quantidade e qualidade da água (WHITEGEAD; ROBINSON, 1993).

2.2 Modelos de erosão e SIG

A erosão hídrica é um processo dirigido hidrológicamente. Os modelos hidrológicos podem ser definidos como representações matemáticas do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou sub-superfície terrestre, que permitem a simulação de processos físicos nas suas dimensões temporais (PULLAR; SPRINGER, 2000). O procedimento de modelagem de sistemas complexos como a hidrologia de bacias hidrográficas exige um conhecimento detalhado da sub-bacia e dos processos físicos e biológicos que interferem no movimento da água (PRUSKI et al., 2006). A modelagem matemática da erosão é baseada na compreensão das leis físicas e dos processos da paisagem, tais como o escoamento superficial e a formação do solo. Traduzindo estes componentes em relacionamentos, um modelo descreve os processos fundamentais da erosão hídrica: desprendimento, transporte e deposição (JETTEN; GOVERS; HESSEL, 2003).

O SIG é um sistema informatizado criado para armazenar e analisar a informação referenciada geograficamente por meio de uma projeção e um

sistema de coordenadas, e relacioná-la com bases de dados não espaciais (CAMARA et al., 2001; STAR; ESTES, 1990). Na aplicação em modelos de erosão, um SIG pode ser utilizado como ferramenta auxiliar para a análise espacial. As vantagens da utilização do SIG para a representação espacial da erosão são: o processamento de extensas bases de dados e a criação de cenários; a capacidade para mostrar a distribuição espacial dos resultados; e a visualização dos resultados, tanto de forma estática ou cartográfica, como ao longo do tempo ou dinâmica, da área de estudo ou de um ponto específico (ALATORRE; BEGUERÍA, 2009).

As possibilidades de análises e cálculos do SIG permitem o monitoramento da cobertura vegetal e mudanças no uso do solo em uma grande variedade de escalas espaciais a partir da elaboração de mapas contendo dados qualitativos (solo, por exemplo) e quantitativos (como precipitação e relevo), reformulações e sínteses sobre os dados ambientais disponíveis, com grande potencial no estabelecimento de planos integrados de manejo e conservação do solo e da água (BENHADJ et al., 2007; COELHO, 2007; IRVEN; TOPALOG; UYGUR, 2007; JU; GOPAL; KOLACZYK, 2005; PANDEY; CHOWDARY; MAL, 2007; ROGAN; DONGMEL, 2004). O SIG, quando integrado a um modelo, é uma poderosa ferramenta na análise da erosão do solo, uma vez que o processo tem caráter espacialmente distribuído. O mapa é uma imagem definida como *raster*, a qual contém a descrição de cada pixel, em oposição aos gráficos vetoriais.

O advento das técnicas de análise espaço-temporais no geoprocessamento direcionou o desenvolvimento dos modelos de perda de solo. Estas empregam modelos de dados distribuídos que necessitam de adaptações para a substituição dos valores médios por valores distribuídos, ou seja, valores específicos para cada unidade de área (pixel) (BLOISE et al., 2001).

A modelagem de dados espaciais representa os dados de forma matemática ou gráfica em um espaço tridimensional e os modelos de erosão hídrica são diferenciados, entre outros fatores, pelo tratamento da dimensão espacial, existindo numerosas variáveis (ALATORRE; BEGUERÍA, 2009). Em geral, os modelos podem ser classificados em três categorias principais, dependendo dos processos físicos simulados, dos algoritmos que descrevem estes processos, e dos dados de dependência do modelo. Os modelos podem ser: empíricos, semiempíricos (semidistribuídos ou conceituais) ou físicos (distribuídos) (SAAVEDRA, 2005). De acordo com Tucci (1998), modelos de previsão, frequentemente, não examinam os fenômenos hidrológicos no seu contexto geográfico, utilizando uma representação simplificada de elementos espaciais, assumindo a bacia hidrográfica como uniforme. Estas limitações dos modelos chamados - não distribuídos - ou empíricos podem ser superadas pelo uso de modelos semidistribuídos ou distribuídos que permitem a detecção de efeitos e anomalias locais. Entretanto, modelos distribuídos se apresentam complexos na sua operação e demandam grandes volumes de dados de entrada espacializados para descrição da variabilidade da paisagem.

2.2.1 Modelos empíricos

Os modelos empíricos geralmente são os mais simples dos três modelos. Eles são baseados principalmente na análise de experimentos e procuram caracterizar o resultado obtido nas parcelas de erosão utilizando técnicas estatísticas. A base computacional e dos dados necessários é geralmente menor do que para os modelos conceituais e baseados fisicamente (LI; O'NEILL; LACEY, 1996). Estes modelos, geralmente, têm grande agregação temporal e espacial, sendo baseados na análise dos processos erosivos utilizando técnicas

estatísticas. Assim, são particularmente úteis como um passo inicial para identificar as fontes de sedimentos.

No entanto, modelos empíricos são muitas vezes criticados por empregar hipóteses irreais sobre a física do sistema de drenagem, por ignorar a heterogeneidade inerente ao sistema de drenagem e suas características, tais como chuva e tipo de solo. Embora estas críticas sejam válidas, uma malha meteorológica insuficiente (escassez de dados) e a heterogeneidade do solo restringem o uso de modelos mais complexos. Tais modelos são geralmente baseados no pressuposto de estacionalidade, que supõe que as condições subjacentes permanecem inalteradas durante o período do estudo (SAAVEDRA, 2005). Este pressuposto limita o potencial dos modelos empíricos para prever os efeitos de mudanças na bacia ou sistema de drenagem. Além disso, modelos empíricos tendem a não responder diretamente a eventos, negligenciando os processos de precipitação e escoamento (enxurrada) superficial na bacia (KANDEL et al., 2004).

No entanto, modelos empíricos são frequentemente utilizados em detrimento dos mais complexos, quando a base de dados é limitada e são particularmente úteis como um primeiro passo na identificação das causas e das fontes de sedimento erodido. Métodos empíricos simples tais como a Equação Universal de Perdas de Solo (Universal Soil Loss Equation - USLE) (WISHMEIER; SMITH, 1978), a versão modificada da USLE (Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE) (WILLIAMS, 1975) ou a versão revisada da USLE (Revised Universal Soil Loss Equation - RUSLE) (RENARD et al., 1997) são os mais utilizados para estimativa da erosão em bacias hidrográficas.

2.2.2 Modelos físicos

Os modelos físicos são baseados em um entendimento da física da erosão e dos processos de transporte de sedimentos utilizando um sistema de equações baseadas em transferência de massa, dinâmica e energia (KANDEL et al., 2004). Sistemas físicos são frequentemente descritos por uma combinação de modelos determinísticos (base física) e empíricos (baseado em observações). Em princípio, podem ser aplicados fora do leque de condições utilizadas para a calibração e, como seus parâmetros físicos têm um significado, podem ser avaliados a partir de medições diretas e sem a necessidade de longos períodos de registros hidrológicos e meteorológicos (SMITH et al., 1995), sendo capazes de simular a erosão total e a produção de sedimentos e proporcionar múltiplos resultados espacialmente distribuídos na bacia (PULLAR; SPRINGER, 2000).

Embora os modelos físicos simulem processos reais, eles sofrem da necessidade de muitos parâmetros relacionados a cada um destes processos, uma vez que tais modelos são organizados em diferentes submodelos relacionados com a hidrologia, hidráulica e mecânica dos solos e da meteorologia (BHATTARAI; DUTTA, 2007). A partir de um potente sistema de computação necessário ao processamento deste grande número de parâmetros, este tipo de modelo calcula a erosão utilizando uma representação matemática dos processos hidrológicos fundamentais e erosivos (SAAVEDRA, 2005) em uma base espacialmente distribuída (PERRIN; MICHEL; ANDREASSIAN, 2001; SANTOS et al., 2003). A vantagem dos modelos físicos é decorrente de sua capacidade de transferência relativa, que favorece a predição da erosão e da produção de sedimentos sob diferentes condições climáticas ou fisiográficas, montando cenários com capacidade de considerar as questões ambientais, bem como as alterações climáticas (BANIS; BATHURST; WALLING, 2004).

Os modelos físicos surgiram após a década de 1970, em decorrência da disponibilidade computacional após este período. Alguns exemplos dos primeiros modelos baseados fisicamente são Aerial Non Point Source Watershed Environment Response Simulation (ANSWERS) (BEASLEY et al., 1989), Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems (CREAMS) (KNISEL, 1980), o Water Erosion Prediction Project (WEPP) (NEARING et al., 1989), e mais recentemente o Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (ARNOLD; FOHRER, 2005).

2.2.3 Modelos semiempíricos

Os modelos físicos podem distinguir e simular vários tipos de processos erosivos como, a erosão laminar, sulcos, deslocamento de massa, entre outros. Contudo, ao exigirem um grande número de parâmetros empíricos de entrada que não podem ser obtidos com precisão suficiente para sua aplicação em escala de paisagem sem um custo substancial, tornam-se inviáveis. No caso de métodos semiempíricos, o impacto destes diferentes processos é previsto e incorporado na modelagem através de parâmetros empíricos, sendo o caso dos modelos RUSLE 3D e USPED (MITASOVA et al., 2001). Os valores dos parâmetros destes modelos são normalmente obtidos através da calibração em comparação aos dados observados, tais como descarga de fluxo e concentração de sedimentos (ZHOU; LIU, 2002). Neste contexto, os modelos semiempíricos representam os processos dentro da escala em que foram simulados (ARNOLD, 1996).

Os modelos semiempíricos são situados entre os modelos de base empírica e física, visando refletir os processos físicos que regem o sistema, mas descrevê-los com relações empíricas. Esta é a principal característica que os distingue dos modelos empíricos, os quais não fazem inferência quanto aos

processos de trabalho e se apoiam em relações estatísticas ou observadas entre as variáveis e o modelo gerado (SAAVEDRA, 2005). De acordo com Mitasova et al. (1996), a combinação de métodos de base empírica e base física é necessária ao se modelar processos complexos que ocorrem na paisagem como a erosão hídrica, o transporte e deposição de sedimentos, pois existem lacunas no entendimento de processos relevantes, além da dificuldade na medição dos parâmetros.

Estes modelos são normalmente baseados na representação da bacia hidrográfica através de uma série linear de dados armazenáveis (SIVAPALAN; JOTHITYANGKOON; MENABDE, 2002). Ao incorporar os processos físicos de transferência de sedimento e geração de escoamento superficial em sua estrutura, representam os caminhos de fluxos na bacia gerando uma caracterização da dinâmica de cada um deles (VINEY; SIVAPALAN, 1999). Os modelos semiempíricos tendem a incluir uma descrição geral dos processos de drenagem, sem incluir os elementos específicos que ocorrem no complexo processo de interações. Isto permite que forneçam uma indicação sobre os efeitos qualitativos e quantitativos das mudanças no uso da terra, mesmo na ausência de grandes bases de dados espaço-temporal.

3 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os processos erosivos constituem a principal forma de degradação do solo e são favorecidos em consequência da rápida e extensiva mudança do uso do solo decorrente do aumento da demanda de recursos florestais. Logo, estes sistemas necessitam de um planejamento conservacionista que garanta o uso sustentável do solo e da água. A erosão hídrica, sendo um processo dirigido hidrológicamente, exige um conhecimento detalhado do relevo e dos processos físicos e biológicos que interferem no movimento da água para sua modelagem em sistemas complexos, como a hidrologia de bacias hidrográficas.

Nos últimos anos, as análises de relevo e modelagem da erosão hídrica se tornaram mais acessíveis e rigorosas em decorrência dos avanços nas técnicas de gestão dos dados espaciais realizada por modelos de elevação digital (MED) em Sistemas de Informação Geográfica (SIG).

Os modelos mais utilizados para estimativa das perdas de solo por erosão hídrica em bacias hidrográficas são métodos empíricos simples, tais como a Equação Universal de Perdas de Solo (Universal Soil Loss Equation - USLE) e sua versão revisada (Revised Universal Soil Loss Equation - RUSLE). Derivados da USLE, os modelos que agregam uma base física a fim de relacionar os parâmetros de escoamento definidores da erosão e a morfologia do relevo são considerados mais completos, designados métodos semiempíricos, a exemplo dos modelos RUSLE 3D e USPED (Unit Stream Power Erosion and Deposition).

No presente trabalho, a abordagem destes temas na sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura (RS) pretende gerar informações relevantes que contribuam para a sustentabilidade dos sistemas florestais no Brasil e em especial dos plantios de eucalipto no estado do Rio Grande do Sul.

REFERÊNCIAS

ALATORRE, L. C.; BEGUERÍA, S. Identification of eroded areas using remote sensing in a badlands landscape on marls in the central Spanish Pyrenees. **Catena**, Amsterdam, v. 76, n. 3, p. 182-190, Mar. 2009.

ARNOLD, J. G. et al. **SWAT**: soil and water assessment tool, user's manual. Temple: USDA-ARS, 1996. 190 p.

ARNOLD, J. G.; FOHRER, N. SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 19, n. 3, p. 563-572, Feb. 2005.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE PRODUTORES DE FLORESTAS PLANTADAS. **Anuário estatístico da ABRAF**: ano base 2009. Brasília, 2010. 140 p.

BANIS, Y. N.; BATHURST, J. C.; WALLING, D. E. Use of caesium-137 data to evaluate SHETRAN simulated long-term erosion patterns in arable lands. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 18, n. 10, p. 1795-1809, July 2004.

BARROS, L. S. et al. Perdas de solo e água em plantio de *Acacia mangium wild* e savana em Roraima, norte da Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, n. 2, p. 447-454, mar./abr. 2009.

BEASLEY, D. B. et al. ANSWERS: a model for watershed planning. **Transactions of ASAE**, St. Joseph, v. 23, n. 4, p. 938-944, July/Aug. 1980.

BENHADJ, I. et al. Land use in semi arid area derived from NDVI images at high and low spatial resolution. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RECENT ADVANCES IN QUANTITATIVE REMOTE SENSING, 2., 2006, Valencia. **Proceedings**...Valencia: Global Change Unit/ University of Valencia, 2006. p. 25-29.

BHATTARAI, R.; DUTTA, D. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS at catchment scale. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 21, n. 10, p. 1635-1647, Oct. 2007.

BLOISE, G. L. F. et al. **Avaliação da suscetibilidade natural à erosão dos solos da Bacia do Olaria – DF**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2001. 33 p. (Boletim de pesquisa e desenvolvimento).

CAMARA, G. et al. **Introdução à ciência da geoinformação**. São José dos Campos: INPE, 2001. 324 p.

CAPECHE, C. L. et al. **Parâmetros técnicos relacionados ao manejo e conservação do solo, água e vegetação perguntas e respostas**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 2004. 16 p. (Comunicado técnico, 28).

COELHO, A. L. N. Modelagem hidrológica da bacia do rio doce (MG/ES) com base em imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 8, n. 22, p. 116-131, set. 2007.

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia uma base de atualização e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. cap. 3, p. 93-148.

DVORÁK, J.; NOVÁK, L. Erosion factors. In: _____. (Ed.). **Soil conservation and silviculture**. Amsterdam: Elsevier Science, 1994. chap. 3, p. 39-80.

FERREIRA, A. G.; GONÇALVES, A. C.; DIAS, S. S. Avaliação da sustentabilidade dos sistemas florestais em função da erosão. **Silva Lusitana**, Oeiras, v. 16, p. 55-67, jun. 2008. Número especial.

FERRERO, V. O. **Hidrologia computacional y modelos digitales del terreno: teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico**. [S.l.: s.n.], 2004. 364 p. Disponível em: <http://www.gabrielortiz.com/descargas/Hidrologia_Computacional_MDT_SIG.pdf>. Acesso em: 2 dez. 2010.

FIG, D. Questioning CSR in the Brazilian Atlantic forest: the case of Aracruz Celulose SA. **Third World Quarterly**, London, v. 28, n. 4, p. 831- 849, June 2007.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION. **Global forest resources assessment 2010**: main report. Rome, 2010. 340 p. (FAO. Forestry paper, 163).

GARCÍA-BARTUAL, R. Estimación de la respuesta hidrológica de una cuenca sobre la base de la teoría del Hidrograma Unitario Geomorfológico. **Cuaternario y Geomorfología**, Madrid, v. 3, n. 1/4, p. 1-7, dic. 1989.

GOLDENFUM, J. A.; TUCCI, C. E. M. **Hidrologia de águas superficiais**. Brasília: ABEAS, 1998. 122 p.

GUIMARÃES, R. F. Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos shallow stability. **Espaço & Geografia**, Brasília, v. 6, n. 2, p. 133-150, 2003.

IRVEM, A.; TOPALOG, F.; UYGUR, V. Estimating spatial distribution of soil loss over Seyhan River Basin in Turkey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 336, n. 1/2, p. 30-37, Mar. 2007.

JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. Erosion models: quality and spatial predictions. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 17, n. 5, p. 887-900, Apr. 2003.

JU, J.; GOPAL, S.; KOLACZYK, E. D. On the choice of spatial and categorical scale in remote sensing land cover classification. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 96, n. 1, p. 62-77, May 2005.

KANDEL, D. D. et al. Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modelling. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 18, n. 8, p. 1423-1446, June 2004.

KNISEL, W. G. (Ed.). **CREAMS**: a field-scale model for chemicals, runoff and erosion for agricultural management systems. Washington: USDA, 1980. 640 p. (Conservation research report, 26).

LI, Z.; O'NEILL, A. L.; LACEY, S. Modelling approaches to the prediction of soil erosion in catchments. **Environmental Software**, Southampton, v. 11, n. 1/3, p. 123-133, 1996.

MITASOVA, H. et al. Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. **International Journal of Geographical Information Systems**, London, v. 10, n. 5, p. 629- 641, 1996.

MITASOVA, H. et al. **Terrain modeling and soil erosion simulation: applications for Ft. Hood report for USA CERL**. Champaign: University of Illinois, 2001. Disponível em:
<<http://skagit.meas.ncsu.edu/~helena/gmslab/reports/cerl01/finalreport/report01/default.htm>>. Acesso em: 22 out. 2010.

NEARING, M. A. et al. A process-based soil erosion model for USDA: water erosion prediction project technology. **Transactions of ASABE**, St. Joseph, v. 32, n. 5, p. 1587- 1593, Sept./Oct. 1989.

PANDEY, A.; CHOWDARY, V. M.; MAL, B. C. Identification of critical erosion prone areas in the small agricultural watershed using USLE, GIS and remote sensing. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 21, n. 4, p. 729-746, Apr. 2007.

PERRIN, C.; MICHEL, C.; ANDREASSIAN, V. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 242, n. 3/4, p. 275-301, Feb. 2001.

PRUSKI, F. F. et al. **HIDROS: dimensionamento de sistemas hidroafícolas**. Viçosa, MG: UFV, 2006. 259 p.

PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Escoamento superficial**. Viçosa, MG: DEA/UFV, 1997. 33 p. (Caderno didático, 26).

PULLAR, D.; SPRINGER, D. Towards integrating GIS and catchment models. **Environmental Modelling & Software**, Oxford, v. 15, n. 5, p. 451-459, July 2000.

RENARD, K. G. et al. **Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. Washington: USDA, 1997. 404 p. (Agriculture handbook, n. 703).

ROGAN, J.; DONGMEI, C. Remote sensing technology for mapping and monitoring land-cover and land-use change. **Progress in Planning**, New York, v. 61, n. 4, p. 301-325, May 2004.

SAAVEDRA, C. P. **Estimating spatial patterns of soil erosion and deposition in the Andean region using geo-information techniques**: a case study in Cochabamba, Bolivia. 2005. 229 p. Thesis (Doctor of Philosophy) - Wageningen University the Netherlands, Enscheda, 2005.

SABZEVARI, T. et al. A steady-state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 14, n. 6, p. 891-900, June 2010.

SANTOS, C. A. G. et al. Application of an optimization technique to a physically based erosion model. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 17, n. 5, p. 989-1003, Apr. 2003.

SCHOENHOLTZ, S. H.; MIEGROET, H.; BURGER, J. A. A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: challenges and opportunities. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 138, n. 1/3, p. 335-356, Nov. 2000.

SHERIDAN, G. J. et al. The effect of truck traffic and road water content on sediment delivery from unpaved forest roads. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 20, n. 8, p. 1683-1699, May 2006.

SIVAPALAN, M.; JOTHITYANGKON, C.; MENABDE, M. Linearity and non linearity of basin response as a function of scale: discussion of alternative definitions. **Water Resources Research**, Washington, v. 38, n. 2, p. 1012-1015, Feb. 2002.

SMITH, R. E. et al. KINEROS: a kinematic runoff and erosion model. In: SINGH, V. P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch: W. Resources, 1995. chap. 20, p. 697-732.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. **Glossary of soil science terms**. Madison, 2008. 88 p.

STAR, J.; ESTES, J. **Geographic information systems**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1990. 303 p.

TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a terra**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 558 p.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: UFRGS, 1998. 669 p.

VINEY, N. R.; SIVAPALAN, M. A conceptual model of sediment transport: application to the Avon river basin in Western Australia. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 13, n. 5, p. 727-743, Apr. 1999.

VITAL, M. H. F. Impacto ambiental de florestas de eucalipto. **Revista do BNDES**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 28, p. 235-276, dez. 2007.

WHITEHEAD, P. G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 145, n. 3/4, p. 217-230, May 1993.

WILLIAMS, J. R. Sediment routing for agricultural watersheds. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 11, n. 5, p. 965-974 Oct. 1975.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington: USDA, 1978. 58 p. (Agriculture handbook, n. 537).

ZHOU, Q.; LIU, X. Error assessment of grid-based flow routing algorithms used in hydrological models. **International Journal of Geographic Information Science**, London, v. 16, n. 8, p. 819-842, 2002.

CAPÍTULO 2

**CONSISTÊNCIA HIDROLÓGICA DE MODELOS DE ELEVAÇÃO
DIGITAL (MED) PARA AVALIAÇÃO DA EROSÃO HÍDRICA NA SUB-
BACIA HIDROGRÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA,
ELDORADO DO SUL, RS**

**THE CONSISTENCY HYDROLOGICAL OF DIGITAL ELEVATION
MODELS (DEM) TO EVALUATE WATER EROSION IN THE SUB-
BASIN TERRA DURA FORESTRY GARDEN, ELDORADO DO SUL, RS**

RESUMO

O desenvolvimento da erosão hídrica ocorre em resposta ao modo como a água se move, através e sobre uma determinada paisagem. O modelo de elevação digital (MED) deve, portanto, ser o mais confiável possível, uma vez que constitui a base para a análise do relevo. Este trabalho teve como objetivo definir um modelo de elevação digital hidrologicamente consistente (MEDHC) para análise da suscetibilidade à erosão hídrica na sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, município de Eldorado do Sul, RS. Foram testados os modelos gerados com os interpoladores Topogrid, TIN linear (TIN L) e TIN natural neighbor (TIN NN). A qualidade em relação às análises hidrológicas foi avaliada através da comparação das curvas de nível geradas pelos modelos testados com as curvas originais da sub-bacia (escala 1:10.000); avaliação da quantidade de áreas planas; e comparação da drenagem gerada pelos modelos a partir de duas metodologias de direção de fluxo com a drenagem original. Entre os modelos avaliados o Topogrid apresentou maior consistência hidrológica, verificada na melhor continuidade das curvas de nível (menos arestas) e maior detalhamento da área de drenagem e divisores, acarretando em uma menor quantidade de áreas planas e em caminhos de fluxo mais detalhados, independente do método de direção de fluxo utilizado (D8 ou D ∞). A rede de drenagem derivada é influenciada tanto pelo MED quanto pelo método de direção de fluxo, pode apresentar diferenças significativas em relação à realidade. A rede de drenagem gerada pelo método distribuído D ∞ obteve melhor desempenho na descrição dos caminhos de fluxo comparado ao método de direção única D8. O MEDHC Topogrid associado ao método D ∞ proporcionou a identificação mais precisa dos caminhos preferenciais do fluxo que formam a rede de drenagem. Esta similaridade em relação à rede de drenagem real garante a confiabilidade dos resultados derivados, tanto do modelo quanto do método, que serão considerados para as análises da erosão hídrica na sub-bacia do horto florestal Terra Dura.

Palavras-chave: Topogrid. TIN Linear. TIN natural neighbor. Direção de fluxo. Rede de drenagem.

ABSTRACT

The development of water erosion occurs in response to the way water moves, through and over a given landscape. The digital elevation model (DEM) must therefore be as reliable as possible, since that is the basis for the analysis of relief. This study had as objective to define a digital elevation model hydrologically consistent (DEMHC) for analysis of susceptibility to water erosion in the sub-basin Terra Dura forestry garden, municipality of Eldorado do Sul, RS. The generated models were tested with Topogrid interpolation, TIN linear (TIN L) and TIN natural neighbor (TIN NN). The quality in relation to hydrological analysis was evaluated by comparing the contours generated by models tested with the original curves of the sub-basin (1:10.000 scale), evaluate the amount of flat areas, and comparing of drainage generated by the models from two methods of flow direction with the original drainage. Among the models studied showed greater consistency Topogrid hydrological, checked in better continuity of contour (less edges) and more details of the drainage area and splitters, resulting in alower number of flat areas and flow paths more detailed independent the method used to flow direction (D8 and $D\infty$). The drainage network derived is influenced by the MED as the method of flow direction, can vary markedly in relation to reality. The drainage network generated by $D\infty$ distributed method performed better in describing the flow paths compared to the method of single direction D8. The Topogrid DEMHC associated with the $D\infty$ method provided more precise identification of preferential flow paths that form the drainage network. This similarity in relation to the actual drainage network ensures the reliability of the results derived from both model and the method, which will be considered for the analysis of water erosion in the sub-basin Terra Dura forestry garden.

Keywords: Topogrid. TIN Linear. TIN natural neighbor. Flow direction. Drainage network.

1 INTRODUÇÃO

O meio físico representa o cenário onde todo ciclo hidrológico ocorre. Na paisagem, a topografia determina o comportamento do escoamento superficial, fase do ciclo hidrológico mais diretamente associada à erosão hídrica. No Brasil, a bacia hidrográfica é atualmente a referência espacial mais comum nos estudos físico-territoriais e de projeto, não só em função de suas características naturais, mas pelo fato dela estar presente em grande parte da legislação vigente no que diz respeito ao meio ambiente, fazendo parte, portanto, do planejamento territorial e ambiental do país (BRASIL, 1997; RODRIGUES; ADADI, 2005).

A bacia hidrográfica ou bacia de drenagem pode ser caracterizada como uma área da superfície terrestre definida topograficamente, que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, num determinado ponto de um canal fluvial (COELHO NETO, 2001). Tal conceito abrange todos os espaços de armazenamento, de circulação e saídas de água e do material por ela transportado, que mantêm relações com esses canais. As relações espaciais destes canais a partir dos padrões da rede de drenagem podem ser utilizadas para identificação de áreas mais propícias à erosão hídrica (NASCIMENTO; GARCIA, 2005), pois funcionam como vias de percolação de água que aceleram os processos de intemperismo, apresentando importância na gênese e evolução dos processos erosivos. Os canais também controlam a dinâmica das águas subterrâneas, as quais podem provocar erosão no interior do material consolidado ou inconsolidado (CERRI; SILVA; SANTOS, 1997). Esse tipo de erosão interna juntamente com a erosão externa nos canais são as causas da origem e desenvolvimento de voçorocas, que caracteriza o estágio mais avançado da degradação do solo pela erosão hídrica.

O relevo, como variável determinante na estimativa das perdas de solo, necessita de uma análise rigorosa e eficaz em toda a sua extensão. Esta análise se tornou mais acessível nos últimos anos em decorrência dos avanços nas técnicas de coleta da informação espacial, associados às formas avançadas de armazenamento de dados informatizados disponíveis para seu manejo (FERRERO, 2004). A gestão dos dados espaciais é realizada por um sistema informatizado denominado Sistema de Informação Geográfica (SIG) que, além de um sistema de base de dados com capacidades específicas para dados referenciados espacialmente, também é um conjunto de operações para análise de dados (STAR; ESTES, 1990). O SIG tornou possível o uso de modelos de elevação digital (MED) para avaliação da erosão hídrica de modo específico ao considerar a forma do relevo do solo (DVORÁK; NOVÁK, 1994).

O MED é uma representação matemática computacional da distribuição da altitude que ocorre dentro de uma região da superfície terrestre. É definido como um conjunto de pontos no espaço, cuja projeção plana forma uma partição do domínio segundo uma matriz regular de pontos (CÂMERA et al., 2001). Existem diferentes métodos de interpolação para geração de MED, os quais são construídos através de grades regulares retangulares, a exemplo do Topogrid (HUTCHINSON, 1989), ou redes irregulares triangulares (TIN) (CÂMERA et al., 2001).

Diversos trabalhos de análise e modelagem da erosão hídrica utilizam o modelo TIN (FERRAZ et al., 2007 ; FERREIRA; GONÇALVES; DIAS, 2008; LIU et al., 2009; ZHANG; WANG; WU, 2008), bem como o modelo Topogrid a (BILAÇO et al., 2009; BLOISE et al., 2001; FREITAS et al., 2007; KANDRIKA; DWIVEDI, 2003; MATA et al., 2007; SILVA, 2003, 2004), para geração do MED. A escolha do modelo depende do uso a que se destina, do tipo de terreno e da disponibilidade de dados.

Para a avaliação do processo erosivo, a escolha do MED eficiente deve ser precedida de uma análise intensa de informações a partir de um ponto de vista hidrológico, pois o desenvolvimento da erosão hídrica ocorre em resposta ao modo como a água se move através e sobre a paisagem (CHAGAS et al., 2010). Os dados de altitude utilizados na geração de MED são provenientes de mapas topográficos, técnicas de aerofotogrametria e imagens de satélite (BUARQUE et al., 2009; CAMARGO et al., 2009; CHAGAS et al., 2010; PAZ; COLLISCHONN; SILVEIRA, 2006; RENNÓ et al., 2008; TAHIR; KAAB; XU, 2010).

A consistência geomorfológica e hidrológica de um MED é alcançada quando a imagem matricial representa fidedignamente as feições do relevo, como divisores da bacia hidrográfica, talvegues e elementos côncavos e convexos, e assegura a convergência do escoamento superficial para a rede de drenagem mapeada (BAENA et al., 2004; FERRERO, 2004; PINHEIRO, 2006). Neste sentido, entre as principais limitações de um MED tem-se a ocorrência de depressões e áreas planas, inclusive ao longo dos rios, verificadas após o processo de geração do modelo, comprometendo qualquer estudo hidrológico de superfície (CHAGAS et al., 2010; HICKEY, 2000). Estas áreas, naturais ou decorrentes do próprio processo de geração do modelo, são células cercadas por outras de maiores elevações que interrompem o escoamento superficial para a célula vizinha, comprometendo qualquer estudo hidrológico de superfície (HICKEY, 2000; HICKEY; SMITH; JANKOWSKI, 1994; NARDI et al., 2008; SERIO et al., 2008; VAN REMORTEL; HAMILTON; HICKEY, 2001; VAN REMORTEL; MAICHLE; HICKEY, 2004).

A superfície representada no MED possibilita, além da visualização tridimensional, também a extração de informações empregadas na modelagem hidrológica, tais como a direção de fluxo do escoamento superficial, rede de drenagem, divisores da bacia hidrográfica, declividade e a orientação das

vertentes (AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA, 2007; FAIRFIELD; LEYMARIE, 1991; JENSON; DOMINGUE, 1988; RIBEIRO et al., 2008; VALERIANO, 2003).

A direção de fluxo define a trajetória de fluxo, tanto de água, como de sedimentos e nutrientes, em áreas adjacentes aos pontos de menor altitude (NARDI et al., 2008) em todas as posições na bacia hidrográfica. Independente da magnitude do evento chuvoso, o algoritmo de fluxo em um SIG estabelece uma rede de fluxo unidimensional conectando cada célula com outras células da bacia hidrográfica no MED até o ponto onde se encontra todo o escoamento superficial gerado no interior da bacia hidrográfica, definido por exutório (MAIDMENT et al., 1996). Desta forma as relações hidrológicas são construídas entre pontos diferentes dentro de uma bacia hidrográfica, sendo necessária a continuidade topográfica para que exista uma drenagem funcional (RENNÓ et al., 2008).

Os métodos de direção de fluxo baseados em MED podem ser classificados genericamente em: concentrativos, também chamados de direção única ou de oito direções, que consideram o encaminhamento de toda a água de uma célula para outra (COSTA-CABRAL; BURGESS, 1994; FAIRFIELD; LEYMARIE, 1991; GARBRECHT; MARTZ, 1997; JENSON; DOMINGUE, 1988; O'CALLAGHAN; MARK, 1984; ORLANDINI et al., 2003); e dispersivos ou de múltipla direção, que transferem a água para uma ou mais células (COSTA-CABRAL; BURGESS, 1994; FREEMAN, 1991; LEA, 1992; LINDSAY, 2003; QUINN et al., 1991; SEIBERT; MCGLYNN, 2007; TARBOTON, 1997). Na análise da erosão hídrica, os métodos mais amplamente utilizados são concentrativos (BLOISE et al., 2001; BUARQUE et al., 2009; CHAGAS et al., 2010; EFE; EKINCI; CÜREBAL, 2007; FERREIRA; GONÇALVES; DIAS, 2008; MENDES; ORDOÑEZ; GREHS, 2006; PATRICHE; CAPATANA; STOICA, 2006; RIEKE-ZAPP; NEARING, 2005;

SERIO et al., 2008; SILVA, 2003; VAN REMORTEL; HAMILTON; HICKEY, 2001; VAN REMORTEL; MAICHLE; HICKEY, 2004; WANG et al., 2001; WINCHELL et al., 2008; ZHANG; WANG, 2008).

Neste contexto, o objetivo do presente trabalho foi definir um modelo de elevação digital hidrológicamente consistente (MEDHC) para fins de análise da suscetibilidade à erosão hídrica na sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, município de Eldorado do Sul, RS. A qualidade em relação às análises hidrológicas foi testada em três modelos de elevação digital (MED) através da comparação das curvas de nível geradas pelos modelos testados com as curvas originais da sub-bacia (escala 1:10.000); da avaliação da quantidade de áreas planas; e da comparação entre a drenagem gerada pelos modelos a partir de duas metodologias de direção de fluxo e a drenagem original.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

A área de estudo abrange a sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, localizada no município de Eldorado do Sul e inserida na região fisiográfica Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul. A Depressão Central inclui uma faixa larga leste-oeste entre o Planalto e a Serra do Sudeste, situada na Bacia Hidrográfica do Rio Jacuí e seus afluentes. Caracteriza-se por apresentar amplas planícies e pequenas colinas, com relevo levemente ondulado e altitudes inferiores a 100 m, exceto nos tabuleiros, cuja altitude máxima está entre 250 e 300 m (BRASIL, 1973). A sub-bacia compreende uma área de 101,5 ha, sendo delimitada pelas coordenadas UTM 22J 440.902 e 441.931E e 6.662.028 e 6.660.462 S (Datum SAD 69) (Figura 1).

De acordo com a classificação de Köppen, o clima predominante na região é do tipo Cfa, subtropical úmido, caracterizado por apresentar chuvas durante todos os meses do ano e possuir a temperatura do mês mais quente superior a 22°C, e a do mês mais frio superior a 3°C. A precipitação média anual é de, aproximadamente, 1.500 mm (BRASIL, 1973).

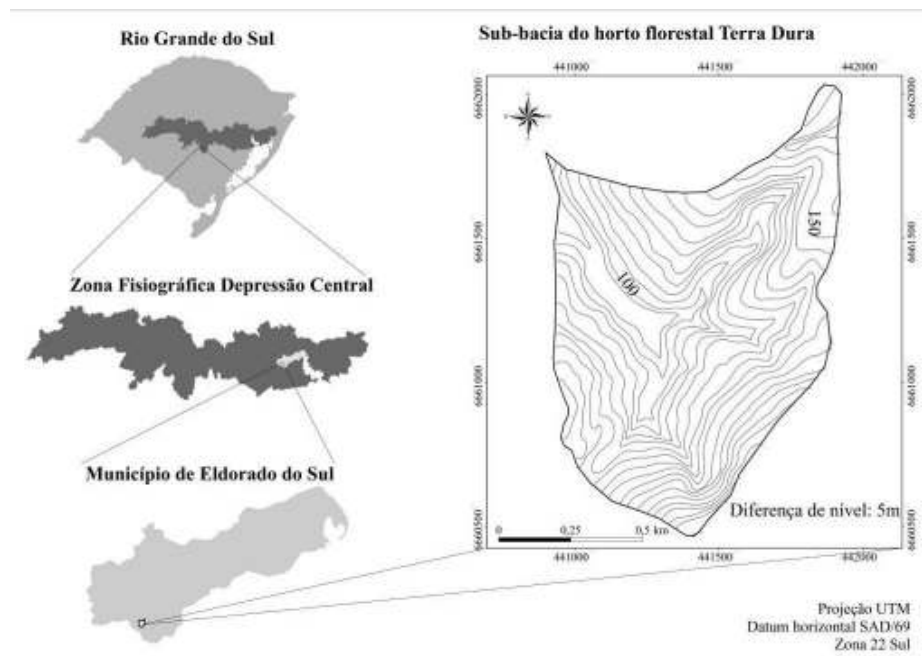


Figura 1 Localização da sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, município de Eldorado do Sul, RS

3 DETERMINAÇÃO DO MODELO DE ELEVAÇÃO DIGITAL HIDROLOGICAMENTE CONSISTENTE (MEDHC)

A representação do relevo feita em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) utiliza uma estrutura numérica de dados correspondente à distribuição espacial da altitude e da superfície do terreno, denominada modelo de elevação digital (MED). Esse modelo é obtido por meio da interpolação de curvas de nível extraídas de uma carta topográfica ou através de imagens de sensores remotos. Existem disponíveis numerosos métodos para produção de MED, os quais podem ser diferenciados pela maneira como tentam modelar a superfície usando informações relativas às curvas (WISE, 2000).

O trabalho iniciou-se com a preparação de uma base cartográfica e o estabelecimento de um banco de dados georreferenciados. A documentação cartográfica utilizada foi constituída por carta planialtimétrica e da hidrografia geradas por aerofotogrametria em escala 1:10.000, com distância vertical entre curvas de nível igual a 5 m. O *software* ArcGIS 9.3 da Environmental Systems Research Institute - ESRI (2009) com o conjunto de ferramentas denominado TauDEM 5.0 (TARBOTON; MOHAMMED, 2010) foi utilizado para dar suporte às análises e ao geoprocessamento dos dados existentes, bem como de dados gerados, permitindo a elaboração de um banco de dados geográficos onde estão armazenadas todas as informações temáticas utilizadas.

No presente estudo foram avaliados os MED gerados por três interpoladores, com tamanho de célula (*pixel*) de 5 m: Topogrid, TIN Linear (TIN L) e TIN Natural Neighbor (TIN NN). O MED Topogrid (HUTCHINSON, 1989) utiliza um método de interpolação de diferenças finitas, combinando interpolação local como o método do Inverso do Quadrado da Distância, e interpolação global que utiliza uma superfície de continuidade, como o

interpolador *Kriging* (ESRI, 2009). O procedimento é chamado *Topo to Raster* dentro do sistema de informação geográfica ArcGis (ESRI, 2009).

O modelo TIN (Triangulated Irregular Network) possui uma estrutura de representação baseada em uma lista de vértices associados a cada amostra, representados por suas coordenadas (x e y) e sua cota (z). Uma segunda estrutura de dados, em geral um garfo, determina a conectividade entre as amostras. As amostras são conectadas formando faces triangulares, cuja intersecção, caso haja, é uma aresta ou vértice comum. O critério para conexão das amostras deve produzir triângulos “bem formados” (com uma boa razão de aspecto), sendo o critério de Delaunay (O’ROURKE, 1998) o mais utilizado (CÂMARA et al., 2001). Os pontos que servem de base para a triangulação são àqueles que coincidem com as curvas de nível e que serviram para sua digitalização, bem como, os pontos cotados. As posições das coordenadas e das elevações de três pontos formando os vértices de cada faceta triangular são usadas para calcular cada um dos parâmetros do terreno, tal como os declives e as exposições.

O modelo TIN pode ser transformado em um MED através de métodos de interpolação, os quais podem gerar resultados distintos. Foram avaliados os métodos: linear (TIN L) e de vizinhança, denominado natural neighbor (TIN NN). A interpolação TIN L gera uma superfície prismática constituída por triângulos que se unem ao longo de arestas. O método TIN NN utiliza um esquema de ponderação baseado na área próxima dos vértices de cada triângulo presente em todas as direções ao redor de cada centro de célula formada (ESRI, 2009).

O teste estatístico utilizado para avaliação da qualidade altimétrica dos modelos foi o teste t de Student (ZWILLINGER; KOKOSKA, 2000) ao nível de 90% de significância onde, H_0 : não há diferença significativa entre a base planialtimétrica e os modelos Topogrid, TIN L e TIN NN. Utilizou-se 94 pontos

amostrais distribuídos ao longo das curvas de nível referência em toda a bacia de estudo.

Com o mesmo conjunto amostral, o nível de erro ou incerteza contido nos dados foi obtido pela análise de sensibilidade baseada no erro médio quadrático (EMQ). O EMQ foi calculado através da equação:

$$\text{EMQ} = \sqrt{(\Sigma (Z_i - Z_t)^2 / (n-1))}$$

onde:

Z_i = valor altimétrico do MED (TIN L; TIN NN; Topogrid);

Z_t = valor altimétrico da curva de nível referência;

n = número de amostras.

Para avaliação da consistência hidrológica dos modelos a serem utilizados na modelagem da erosão hídrica na sub-bacia, realizou-se: a) a vetorização dos MED gerados com metade da diferença de nível original (5m) para comparação visual (avaliação qualitativa); b) comparação altimétrica entre os modelos gerados através do teste t e do erro médio quadrático; c) a análise da continuidade do escoamento superficial na rede de drenagem realizada pela avaliação das áreas planas obtidas; e d) comparação entre a drenagem mapeada e a drenagem derivada pelos diferentes MED, e metodologias de direção de fluxo, D8 e D infinito (D_∞).

3.1 Áreas planas e depressões no MED

A quantificação das áreas planas foi feita pelo mapa de aspecto, que expressa o ângulo entre a direção de fluxo e o norte (HERMUCHE et al., 2002).

Outra falha comum na superfície de um MED são as regiões denominadas “*sinks*”, que são áreas rodeadas por elevações com valores de cotas superiores, semelhantes a uma depressão (MENDES; CIRILO, 2001). O preenchimento dessas pequenas depressões é o primeiro tratamento dado à matriz de altitudes, sendo fundamental para aumentar a qualidade do MED (REDIVO et al., 2002), pois a presença destas ao longo da hidrografia interrompe o escoamento superficial, comprometendo a exatidão dos resultados durante a aplicação de modelos hidrológicos, sedimentológicos e de erosão hídrica (ALVES SOBRINHO et al., 2010).

Para correção das depressões espúrias nos MED foi utilizada a função “*Pit remove*” (ArcGis9.3 TauDEM 5.0) (ESRI, 2009; TARBOTON; MOHAMMED, 2010), que considera as altitudes dos *pixels* vizinhos para preencher os “*sinks*” (sumidouros).

3.2 Análise da direção de fluxo

A estimativa da direção de fluxo é baseada no princípio físico de que as massas de gravidade controlada seguem na direção do declive mais acentuado. O declive é caracterizado identificando o plano tangente à superfície topográfica no centro da célula. A taxa máxima de mudança na elevação no plano caracteriza-o gradiente de inclinação, enquanto a correspondente direção cardinal desta maior diferença é o aspecto (TARBOTON, 1997).

No método designado Deterministic 8 (D8) (O'CALLAGHAN; MARK, 1984), o fluxo de cada célula (ou pixel) é atribuído para um dos seus oito vizinhos, quer adjacente ou diagonal, na direção com declive de encosta mais íngreme, como demonstrado na Figura 2. Na nova grade gerada, cada pixel recebe o valor correspondente ao somatório das áreas de todos os pixels cujo escoamento contribui para o pixel analisado (JENSON; DOMINGUE, 1988). As

oito direções possíveis de fluxo possuem um número baseado na convenção indicada na Figura 2 (Leste = 1; Sudeste = 2; Sul = 4; Sudoeste = 8; Oeste = 16; Noroeste = 32; Norte = 64; Nordeste = 128).

O método D_{∞} ou D infinito (TARBOTON, 1997) calcula a direção do fluxo da água de acordo com a declividade do terreno, distribuindo o fluxo proporcionalmente entre as células vizinhas, como ilustrado na Figura 3. Este procedimento especifica continuamente a direção do fluxo (um ângulo entre 0 e 2π) tomado na encosta de declive mais acentuado, distribuindo-o entre as oito faces geradas pela malha de 3 x 3 pixels que contém o pixel analisado no centro (Figura 3). Estas faces evitam a aproximação envolvida no ajuste do plano e a influência de vizinhos com altitudes mais elevadas sobre o fluxo de água a jusante (TARBOTON; MOHAMMED, 2010). Quando a direção não segue uma das direções cardeais ($0, \pi/2, \pi, 3\pi/2$) ou diagonais ($\pi/4, 3\pi/4, 5\pi/4, 7\pi/4$), o fluxo acumulado é calculado a partir do aporte de fluxo de um pixel entre os dois pixels a jusante de acordo com a proximidade do ângulo de fluxo em relação a um ângulo direto para o pixel central (Figura 3).

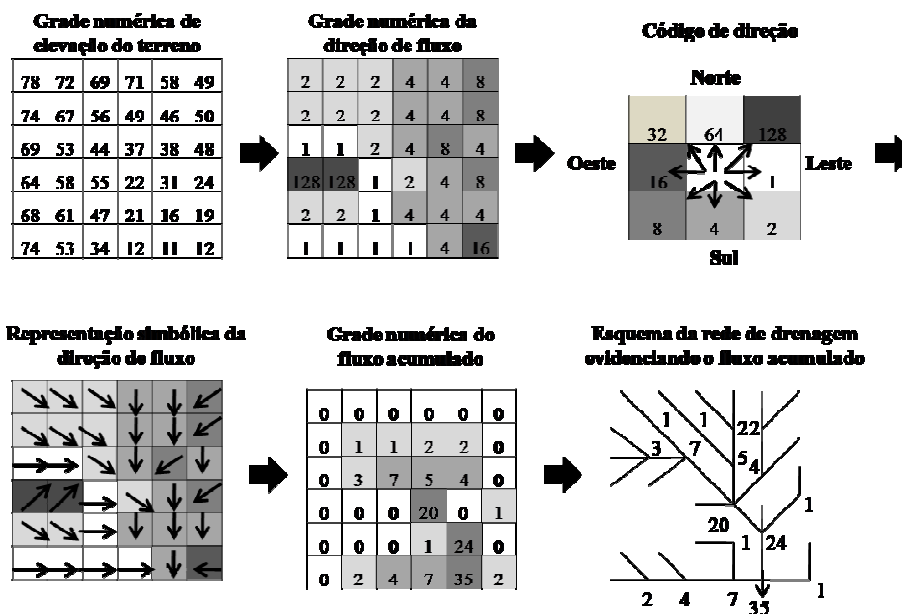


Figura 2 Forma de obtenção da direção de fluxo, pelo método D8, e fluxo acumulado a partir do modelo de elevação hipotético

Fonte: Adaptado de ESRI (2009).

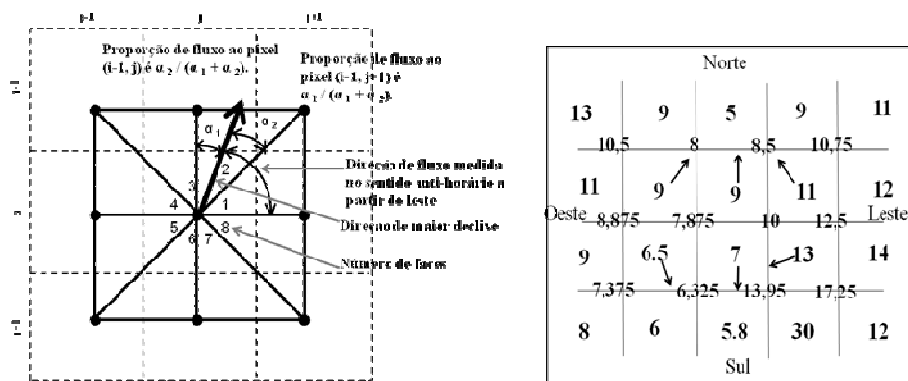


Figura 3 Forma de obtenção da direção de fluxo pelo método D_{∞} e subconjunto de um modelo de elevação hipotético sobre um bloco central de uma matriz ou *grid*

Fonte: Tarboton (1997).

Ao se definir as direções de escoamento, espera-se que a rede de drenagem resultante localize-se dentro da calha do rio. Cada rede hidrográfica gerada pelos dois métodos de direção de fluxo (D8 e D ∞) nos três MED avaliados foi comparada com a rede hidrográfica considerada verdadeira, traçada no levantamento planialtimétrico da sub-bacia (escala 1:10.000).

Para a análise do desempenho dos modelos quanto à rede de drenagem foi feita a análise de sensibilidade baseada no erro médio, conforme metodologia proposta por Buarque et al. (2009). A estimativa do erro foi obtida admitindo-se uma área entre a linha da rede de drenagem tomada como verdadeira e uma linha correspondente à rede de drenagem obtida a partir das direções de fluxo. Esta área dividida pelo comprimento do rio resulta no erro médio, uma largura média de erro entre as duas drenagens que representa fisicamente a distância média entre os traçados das drenagens geradas e verdadeira.

As drenagens obtidas foram comparadas considerando-se a largura média de 4 m da rede de drenagem verdadeira, a fim de não superestimar os erros gerados, pois, a rede de drenagem estimada pode passar dentro da calha do rio mesmo não coincidindo com o traçado real (BUARQUE et al., 2009).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Avaliação dos MED

Na análise visual, as curvas de nível obtidas dos modelos testados para a sub-bacia do horto florestal Terra Dura apresentaram poucas diferenças entre si, as quais se localizaram principalmente a montante e a jusante das linhas de drenagem (Figura 4). As diferenças à montante devem ser atribuídas à regularização do escoamento executada pelo método Topogrid, que corrige o relevo para um modelo hidrológicamente consistente (Figura 4). As diferenças à jusante, contudo, devem ser atribuídas à interpretação do modelo TIN, que não gera um bom detalhamento de grandes áreas (triângulos) formadas entre curvas de nível de mesma altitude (Figura 4).

A correção do relevo efetuada pelo modelo Topogrid, observada no detalhe da Figura 4, é realizada a partir da combinação de métodos de interpolação local e global. Esta associação permite que as mudanças bruscas de declividade presentes na área de drenagem e divisores sejam ajustadas, gerando uma estrutura de drenagem conectando característica de um padrão definido pela força erosiva da água (ESRI, 2009).

Os métodos: linear (L) e natural neighbors (NN) apresentaram grande similaridade, pois ambos são associados ao modelo TIN. Contudo, a menor frequência de arestas no método NN destacou melhor a continuidade da superfície na geração das curvas de nível comparado ao linear (Figura 4). O modelo TIN L construiu uma superfície contínua, mas não suave, pois, como a altura de cada célula é definida a partir do encontro de cada triângulo, as curvas de nível são segmentos de reta paralelos no interior de cada triângulo e formam uniões angulosas segundo as arestas da triangulação. Estas arestas foram suavizadas no método TIN NN em decorrência de sua maior complexidade,

onde a altura é definida pela ponderação da área circular próximas aos vértices de cada triângulo presente ao redor de cada centro de célula formada (ESRI, 2009).

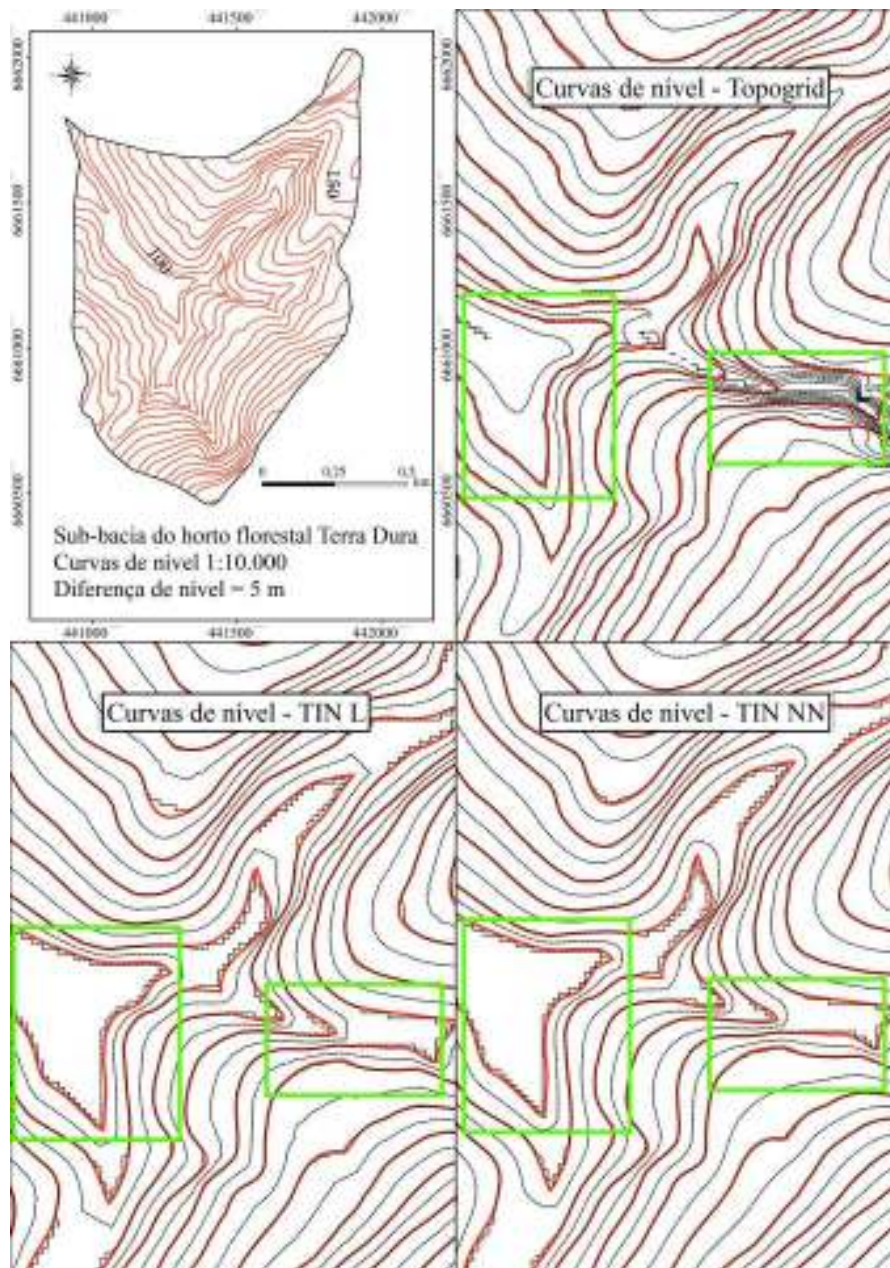


Figura 4 Curvas de nível geradas pelos modelos Topogrid, TIN Linear e TIN Natural Neighbors, para a sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

A análise estatística dos modelos em relação à base altimétrica para todos os modelos testados na sub-bacia do horto florestal Terra Dura, não apresentou diferença estatística significativa em relação à base vetorial original de escala 1: 10.000 (Tabela 1). Os erros foram reduzidos para todos os modelos concordando com Liu et al. (2009) e Chagas et al. (2010), que destacam a elevada confiabilidade de modelos que se originam de bases planialtimétricas precisas. Contudo, a análise do erro revelou um mesmo EMQ para os interpoladores TIN, de 0,247, duas vezes superior ao observado para o Topogrid, de 0,114 (Tabela 1). Estes resultados corroboram o observado por Zeilhofer (2001). O autor utilizou cartas topográficas na escala 1:100.000, que verificou um menor erro médio quadrático do Topogrid, de 11,43, comparado ao interpolador TIN, com 13,00, em estudo para avaliar as características fisiográficas da Bacia do Rio Cuiabá. Redivo et al. (2002) também relataram desempenho menos satisfatório do MED gerado por interpolador TIN em relação ao Topogrid para delimitação de bacias hidrográficas.

A presença de áreas planas, avaliada através do aspecto, revelou maiores diferenças entre os modelos como observados na Tabela 2. Tal característica, sendo ou não real, torna-se indesejável no MED, pois causa a interrupção do fluxo de água ao longo do declive e prejudica a análise do potencial erosivo (HICKEY, 2000; HICKEY; SMITH; JANKOWSKI, 1994; SERIO et al., 2008; VAN REMORTEL; HAMILTON; HICKEY, 2001; VAN REMORTEL; MAICHLE; HICKEY, 2004). O maior detalhamento do método Topogrid reduziu estes locais a 0,1%, enquanto o método TIN L e TIN NN ficaram com 5,9% e 4,6%, respectivamente. Os resultados dos modelos TIN são próximos apesar dos diferentes métodos de interpolação, pois o critério para conexão das amostras é a produção de triângulos bem formados, ou com boa razão de aspecto (CÂMARA et al., 2001). Estes resultados concordam com o observado por Zeilhofer (2001). O autor verificou que a triangulação de Delaunay reproduziu,

caracteristicamente, as altitudes originais das curvas de nível, enquanto o Topogrid permitiu a modificação das elevações originais conforme as trajetórias da rede de drenagem, pois, como interpolador global, é capaz de determinar declives menores do que a escala final nas curvas originais, ou seja, garantindo a convergência do relevo. Os algoritmos de triangulação geram áreas planas, pois atribuem o mesmo valor da linha para a área entre duas isolinhas.

Tabela 1 Resultado do teste t para avaliação da diferença altimétrica entre a base planialtimétrica e os MED Topogrid, TIN linear (L) e TIN natural neighbor (NN)

	Topogrid	TIN L	TIN NN
Amostras	94	94	94
t_{cal}	1,214	-0,831	-0,816
t_{tab}	1,29	1,29	1,29
EMQ	0,114	0,247	0,247

*EMQ: Erro médio quadrático. Se $t_{cal} < t_{tab}$: Aceita-se H_0 . H_0 : não há diferença significativa entre a base planialtimétrica e os modelos Topogrid, TIN L e TIN NN.

Tabela 2 Faces de exposição geradas a partir dos MED avaliados

Aspecto	Topogrid	TIN L	TIN NN
	----- ha (%) -----		
Plano	0,1 (0,1)	6,0 (5,9)	4,7 (4,6)
Norte	3,4 (3,4)	3,2 (3,1)	3,4 (3,3)
Nordeste	11,7 (11,6)	10,1 (9,9)	10,2 (10)
Leste	7,3 (7,2)	6,1 (6,1)	6,2 (6,1)
Sudeste	8,1 (7,9)	6,8 (6,7)	6,7 (6,6)
Sul	8,8 (8,7)	7,7 (7,6)	8,2 (8,1)
Sudoeste	16,0 (15,8)	15,6 (15,3)	15,8 (15,6)
Oeste	15,5 (15,2)	16,4 (16,2)	16,6 (16,3)
Noroeste	24,7 (24,3)	23,2 (22,8)	23,2 (22,9)
Norte	5,9 (5,8)	6,4 (6,3)	6,5 (6,4)
Total	101,5 (100)	101,5 (100)	101,5 (100)

É importante considerar que os erros são inerentes, como ressaltam Chagas et al. (2010), visto que o MED é uma visão simplificada da realidade, submetida a um processo de generalização. Nesse sentido, apesar do modelo TIN não ter apresentado o mesmo desempenho do Topogrid na sub-bacia do horto florestal Terra Dura, é um método amplamente utilizado sendo frequentemente citado na literatura para a geração de MED empregados na modelagem e espacialização da erosão hídrica (EFE; EKINCI; CÜREBAL, 2007; FERRAZ et al., 2007; FERREIRA; GONÇALVES; DIAS, 2008; LIU et al., 2009; PATRICHE; CAPATANA; STOICA; 2006; ZHANG; WANG, 2008).

4.2 Direção de fluxo

A determinação das áreas de fluxo acumulado, as quais permitem a simulação da rede hidrográfica, são definidas com base exclusivamente na direção de fluxo. Cada *pixel* recebe o valor correspondente ao somatório de todos os *pixels* cujo escoamento contribuiu para o *pixel* analisado (JENSON; DOMINGUE, 1988). O fluxo acumulado representa a quantidade de chuva que vai escoar através de cada célula, supondo que todas as chuvas se tornam enxurradas e não há interceptação, evapotranspiração ou perda de águas subterrâneas (ESRI, 2009).

Nas Figuras 5 e 6, os baixos valores de fluxo acumulado correspondem geralmente a áreas de interflúvios, e valores altos se concentram nas redes de drenagem. Os métodos de determinação da direção do escoamento testados (D8 e D ∞) produziram resultados diferentes, os quais nem sempre concordam com a realidade, principalmente quando aplicados em regiões planas, confirmando o observado por Buarque et al. (2009), Nardi et al. (2008) e Ramos et al. (2003), pois dependem do tratamento que cada algoritmo dá a estas regiões. Como o método D8 direciona todo o fluxo para a célula de maior gradiente, observam-se

linhas de drenagem retilíneas em todos os modelos testados (Figura 5), ainda mais destacadas nas áreas planas. Verifica-se maior interferência destas áreas na associação do método D8 com os modelos TIN, quando comparados ao método D_{∞} com o modelo Topogrid (Figuras 5 e 6). De acordo com Zeilhofer (2001), as áreas planas, que representam interrupções e deslocamentos da rede de drenagem e do fluxo superficial acumulado, mostram que o modelo TIN não é apropriado para a elaboração destes parâmetros.

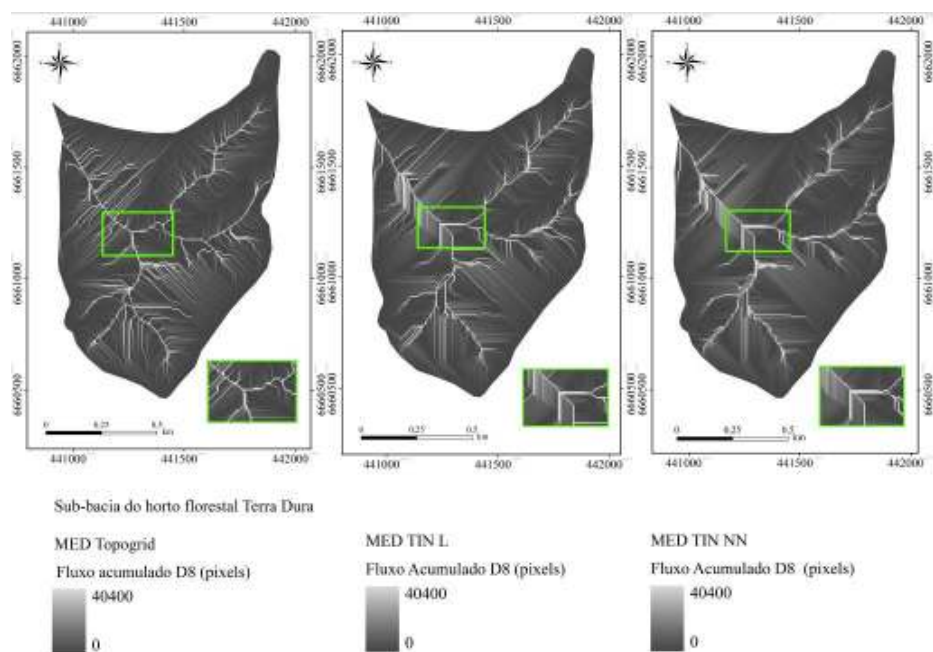


Figura 5 Fluxo acumulado pelo método D8 para os três modelos de elevação digital testados, na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

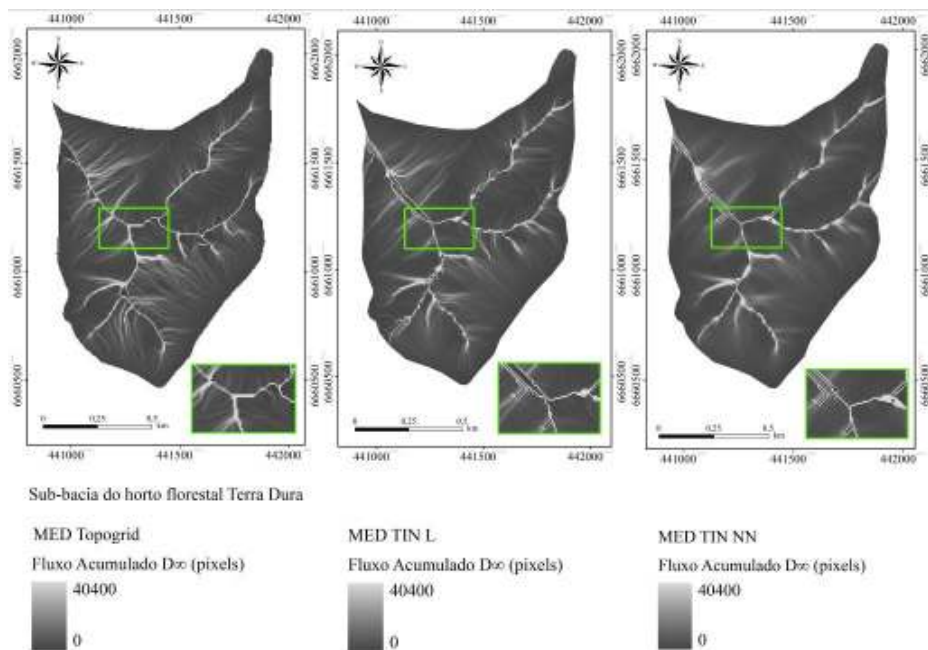


Figura 6 Fluxo acumulado obtido pelo método D_{∞} para os três modelos de elevação digital testados, na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

A desvantagem do método D8 surge da determinação do fluxo dentro de apenas uma das oito direções possíveis, separadas por 45° , que se expressa em padrões de fluxo paralelos (ou convergentes) nas direções dos pontos cardeais ou diagonais, não sendo possíveis valores intermediários a estes (NARDI et al., 2008). Em uma topografia complexa, contudo, o fluxo divergente, frequentemente, pode ocorrer causando um significativo impacto na delimitação da área de contribuição da bacia (WINCHELL et al., 2008).

O método D_{∞} , por sua vez, como considera uma distribuição proporcional entre os *pixels* de acordo com a declividade, não apresentou os traçados angulares característicos da restrição de caminhos do fluxo. Uma grande vantagem do método D_{∞} é considerar a forma da superfície divergente,

ou seja, o fluxo também se torna divergente (BOGAART; TROCH, 2006). Consequentemente, este método proporcionou o maior detalhamento e uma melhor definição dos caminhos preferenciais do fluxo que formam a rede de drenagem da sub-bacia (Figura 6), sendo mais preciso, portanto, para analisar áreas mais propícias à erosão hídrica.

O cálculo do erro médio entre a drenagem observada e estimada, realizado a fim de avaliar quantitativamente o desempenho da interação MED e método de direção de fluxo, verificou menor erro do modelo Topogrid com similaridade dos métodos D8 e D_{∞} (Tabela 3). Ou seja, este modelo obteve maior detalhamento dos caminhos do escoamento e concordância entre as redes de drenagem, conforme observado na Figura 7. Zeilhofer (2001) também verificou a superioridade do Topogrid em relação ao modelo TIN para aplicações hidrológicas, manifestada principalmente na simulação da rede de drenagem e do fluxo superficial acumulado pelo método D8. O maior erro foi observado com a utilização do método D8 no MED TIN L (Tabela 3), também constatada na análise visual (Figura 7). Nos MED TIN L e TIN NN, as diferenças ocorreram principalmente devido à influência dos métodos de direção de fluxo.

Tabela 3 Diferenças entre a rede de drenagem estimada e a observada, para os MED avaliados

Modelo	Método	Erro (m ²)	Erro médio (m)
Topogrid	D8	3549,3	1,37
	D_{∞}	3410,9	1,31
TIN L	D8	18958,8	7,31
	D_{∞}	6766,57	2,61
TIN NN	D8	13558,9	5,23
	D_{∞}	6477,6	2,5

O método D8 provocou erros quanto à orientação da matriz da rede de drenagem (Figura 7), concordando com Guimarães (2000), Ramos et al. (2007) e Winchell et al. (2008). A inabilidade do método de direção única (D8) em simular a direção de fluxo ao longo da inclinação da encosta também é ressaltada por Nardi et al. (2008), que destacam o melhor desempenho do método de direções múltiplas (D_{∞}), assim como Bogaart e Troch (2006), Erskine, Ramirez e MacDonald (2006), Farinasso et al. (2006), Freitas et al. (2007), Günter, Seibert e Uhlenbrooks (2004), Mata et al. (2007) e Pan et al. (2004), ao analisarem a espacialização dos processos erosivos. Estes resultados foram verificados ainda nos estudos de Desmet e Govers (1996) para modelagem do fator topográfico, os quais optaram por um método de direção múltipla de fluxo devido ao melhor ajuste nas análises dos processos erosivos.

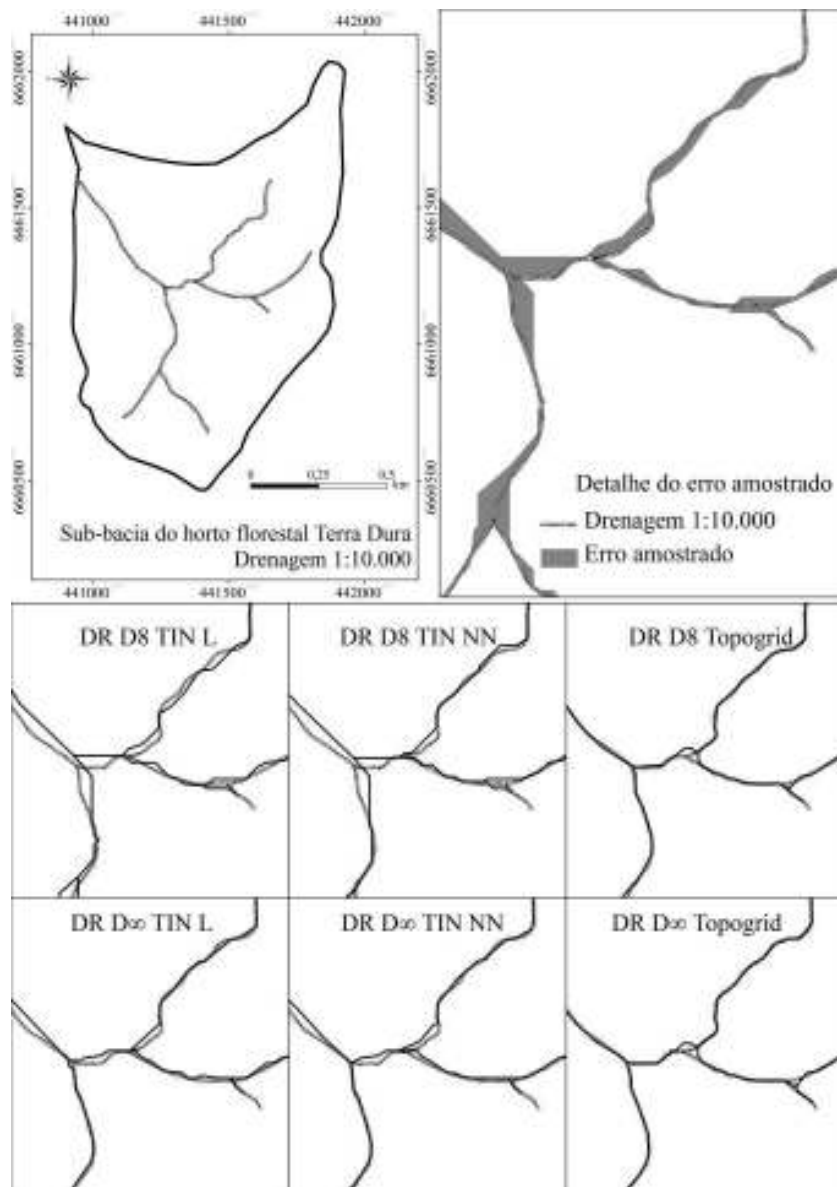


Figura 7 Rede de drenagem verdadeira obtida por levantamento planialtimétrico (linha tracejada) vs. rede de drenagem gerada pelos métodos D8 e D ∞ (linha contínua) nos MED avaliados. No detalhe, a área entre as duas linhas utilizada na estimativa do erro de determinação da rede de drenagem

5 CONCLUSÃO

O modelo de elevação digital hidrológicamente consistente (MEDHC) escolhido para subsidiar as análises de suscetibilidade à erosão hídrica na sub-bacia do horto florestal Terra Dura foi o Topogrid. Este modelo apresentou maior consistência hidrológica, verificada na melhor continuidade das curvas de nível (menos arestas) e no maior detalhamento da área de drenagem e divisores, acarretando em uma menor quantidade de áreas planas.

A rede de drenagem estimada para a sub-bacia do horto florestal Terra Dura foi influenciada tanto pelo MED quanto pelo método de direção de fluxo, podendo apresentar diferenças em relação à realidade. O método D_{∞} associado ao modelo Topogrid proporcionou a identificação mais precisa dos caminhos preferenciais do fluxo e conseqüentemente definiu mais detalhadamente a rede de drenagem.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Manual de construção da base hidrográfica ottocodificada**: fase 1 – construção da base topológica de hidrografia e ottobacias conforme a codificação de bacias hidrográficas de Otto Pfafstetter: versão 2.0. Brasília: ANA/SGI, 2007. 144 p.

ALVES SOBRINHO, T. A. et al. Delimitação automática de bacias hidrográficas utilizando dados SRTM. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 30, n. 1, p. 46-57, jan./fev. 2010.

BAENA, L. G. N. et al. Espacialização da $Q_{7,10}$, $Q_{90\%}$ e $Q_{95\%}$ visando a gestão dos recursos hídricos: estudo de caso para a bacia do Rio Paraíba do Sul. **Revista Engenharia na Agricultura**, Viçosa, MG, v. 12, n. 1, p. 24-31, jan./mar. 2004.

BILAȘCO, Ș. et al. Implementation of the USLE model using GIS techniques: case study the Someșean plateau. **Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences**, Baia Mare, v. 4, n. 2, p. 123- 132, Oct. 2009.

BLOISE, G. L. F. et al. **Avaliação da suscetibilidade natural à erosão dos solos da Bacia do Olaria – DF**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2001. 33 p. (Boletim de pesquisa e desenvolvimento).

BOGAART, P. W.; TROCH, P. A. Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 10, p. 925-936, Dec. 2006.

BRASIL. **Lei nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997**. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH) e cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. Brasília, 1997. Disponível em:<
http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L9433.htm>. Acesso: 23 mar. 2010.

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul**. Recife: MA/DPP-AS/DRNR, 1973. 431 p. (Boletim técnico, 30).

BUARQUE, D. C. et al. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de Modelos Digitais de Elevação RBRH. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 14, n. 2, p. 91-103, abr./jun. 2009.

CÂMARA, G. et al. **Introdução à ciência da geoinformação**. São José dos Campos: INPE, 2001. 324 p.

CAMARGO, F. F. et al. Geomorphological mapping using object-based analysis and ASTER DEM in the Paraíba do Sul Valley, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 30, n. 24, p. 6613-6620, 2009.

CERRI, L. E. S.; SILVA, J. A. F.; SANTOS, P. H. P. Erosão do solo: aspectos conceituais. **Geociências**, Guarulhos, v. 6, n. 2, p. 92-98, dez. 1997.

CHAGAS, C. S. et al. Avaliação de modelos digitais de elevação para aplicação em um mapeamento digital de solos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 2, p. 218-226, fev. 2010.

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia uma base de atualização e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. cap. 3, p. 93-148.

COSTA-CABRAL, M. C.; BURGESS, S. J. Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, n. 6, p. 1681-1692, Dec. 1994.

DESMET, P. J. J.; GOVERS, G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 51, n. 5, p. 427-433, Sept. 1996.

DVORÁK, J.; NOVÁK, L. Erosion factors. In: _____. (Ed.). **Soil conservation and silviculture**. Amsterdam: Elsevier Science, 1994. chap. 3, p. 39-80.

EFE, R.; EKINCI, D.; CÜREBAL, I. Erosion analysis of Sahin Creek watershed (NW of Turkey) using GIS based on RUSLE (3d) method. **Journal of Applied Sciences**, New York, v. 8, n. 1, p. 49-58, Jan. 2008.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS Professional GIS for the desktop, version 9.3**. Redlands, 2009. 1 CD-ROM.

ERSKINE, R. H. T. R. G.; RAMIREZ, J. A.; MACDONALD, L. H. Comparison of grid-based algorithms for computing upslope contributing area. **Water Resources Research**, Washington, v. 42, p. 9416-9419, Sept. 2006.

FAIRFIELD, J.; LEYMARIE, P. Drainage networks from grid digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 27, n. 5, p.709-717, May. 1991.

FARINASSO, M. et al. Avaliação qualitativa do potencial de erosão laminar em grandes áreas por meio da EUPS equação universal de perdas de solos utilizando novas metodologias em SIG para os cálculos dos seus fatores na região do Alto Parnaíba PI-MA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 7, n. 2, p. 73-85, 2006.

FERRAZ, S. F. B. et al. Uso de indicadores hidrológicos para classificação de trechos de estradas florestais quanto ao escoamento superficial. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, n.75, p. 39-49, set. 2007.

FERREIRA, A. G.; GONÇALVES, A. C.; DIAS, S. S. Avaliação da sustentabilidade dos sistemas florestais em função da erosão. **Silva Lusitana**, Oeiras, v. 16, p. 55-67, jun. 2008. Número especial.

FERRERO, V. O. **Hidrologia computacional y modelos digitales del terreno: teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico**. [S.l.: s.n.], 2004. 364 p. Disponível em: <http://www.gabrielortiz.com/descargas/Hidrologia_Computacional_MDT_SIG.pdf>. Acesso em: 2 dez. 2010.

FREEMAN, T. G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. **Computers & Geosciences**, New York, v. 17, n. 3, p. 413-422, 1991.

FREITAS, L. F. de. et al. Determinação do potencial de erosão a partir da utilização da EUPS na bacia do Rio Preto. **Espaço & Geografia**, Brasília, v. 10, n. 2, p. 431-452, 2007.

GARBRECHT, J.; MARTZ, L. W. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 193, n. 3/4, p. 204-213, June 1997.

GUIMARÃES, R. F. **A modelagem matemática na avaliação de áreas de risco a deslizamentos**: o exemplo das bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ). 2000. 157 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

GÜNTNER, A.; SEIBERT, J.; UHLENBROOK, S. Modeling spatial patterns of saturated areas: an evaluation of different terrain indices. **Water Resources Research**, Washington, v. 40, n. 5, p. 5114-5119, May 2004.

HERMUCHE, P. M. et al. **Morfometria como suporte para elaboração de mapas pedológicas**: I bacias hidrográficas assimétricas. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2002. 25 p.

HICKEY, R. Slope angle and slope length solutions for GIS. **Cartography**, Brisbane, v. 29, n. 1, p. 1-8, Jan. 2000.

HICKEY, R.; SMITH, A.; JANKOWSKI, P. Slope length calculations from a DEM within ARC/INFO GRID. **Computers, Environment, and Urban Systems**, New York, v. 18, n. 5, p. 365-380, Sept./Oct. 1994.

HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 106, n. 3/4, p. 211-232, Apr. 1989p.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, Falls Church, v. 54, n. 11, p.1593-1600, Nov. 1988.

KANDRIKA, S.; DWIVEDI, R. S. Assessment of the impact of mining on agricultural land using erosion-deposition model and space borne multispectral data. **Journal of Spatial Hydrology**, Champaign, v. 3, n. 2, p. 1-17, fall 2003.

LEA, N. L. An aspect driven kinematic routing algorithm. In: PARSONS, A. J.; ABRAHAMS, A. D. (Ed.). **Overland flow: hydraulics and erosion mechanics**. New York: Chapman & Hall, 1992. chap. 16, p. 393-407.

LINDSAY, J. B. A physically based model for calculating contributing area on hillslopes and along valley bottoms. **Water Resources Research**, Washington, v. 39, n. 12, p. 1332-1336, Dec. 2003.

LIU, H. et al. Suitability of S factor algorithms for soil loss estimation at gently sloped landscapes. **Catena**, Amsterdam, v. 77, n. 3, p. 248-255, June 2009.

MAIDMENT, D. R. et al. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 10, n. 6, p. 833-844, June 1996.

MATA, C. L. et al. Avaliação multitemporal da susceptibilidade erosiva na bacia do rio Urucuia (MG) por meio da Equação Universal de Perda de Solos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 8, n. 2, p. 57-71, 2007.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. **Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação**. Porto Alegre: ABRH, 2001. 536 p.

MENDES, C. A. B.; ORDOÑEZ, J. E. S.; GREHS, S. A. Arcabouço de modelo hidrológico de escala continental utilizando-se a topologia da rede de drenagem simulada: aplicação na bacia hidrográfica amazônica. **Geografia**, Londrina, v. 15, n.2, p. 21- 49, jul./dez. 2006.

NARDI, F. et al. Hydrogeomorphic properties of simulated drainage patterns using digital elevation models: the flat area issue. **Hydrological Sciences Journal**, Oxford, v. 53, n. 6, p. 1176-1193, Dec. 2008.

NASCIMENTO, P. S. R.; GARCIA, G. J. Compartimentação fisiográfica para análise ambiental do potencial erosivo a partir das propriedades da rede de drenagem. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 25, n. 1, p. 231-241, jan./abr. 2005.

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer Vision Graphics Image Processing**, New York, v. 28, n. 3, p. 323-344, 1984.

ORLANDINI, S. et al. Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 39, n. 6, 1144-1148, June 2003.

O'ROURKE, J. **Computational geometry in C**. New York: Cambridge University, 1998. 376 p.

PAN, F. et al. A comparison of geographical information systemsbased algorithms for computing the TOPMODEL topographic index. **Water Resources Research**, Washington, v. 40, n. 6, p. 1-11, June 2004.

PATRICHE, C. V.; CAPATANA, V. C.; STOICA, D. L. Aspects regarding soil erosion spatial modeling using the USLE / RUSLE within GIS. **Geographia Technica**, Cluj Napoca, v. 2, n. 2, p. 87-97, Oct. 2006.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; SILVEIRA, A. L. L. Improvements in large scale drainage networks derived from digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 42, n. 8, p. 8502-8507, Aug. 2006.

PINHEIRO, E. S. Comparação entre dados altimétricos shuttle radar topography mission, cartas topográficas e GPS: numa área com relevo escarpado. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, v. 58, n. 1, p. 1-9, abr. 2006.

QUINN, P. et al. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 5, n. 1, p. 59-79, Jan./Mar. 1991.

RAMOS, V. M. et al. Algorithm development for incorporating soil physical properties of each different soil class in a land-slide prediction model (SHALSTAB). **Solos e Rochas**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 139-148, Sept./Dec. 2007.

RAMOS, V. M. et al. Avaliação de metodologias de determinação do cálculo de áreas de contribuição. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 4, n. 2, p. 41-49, 2003.

REDIVO, A. L. et al. **Comparação entre diferentes interpoladores na delimitação de bacias hidrográficas**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2002. 20 p. (Documentos, 71).

RENNÓ, C. D. et al. A new terrain descriptor using SRTM-DEM: mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 112, n. 9, p. 3469-3481, Sept. 2008.

RIBEIRO, C. A. A. S. et al. Estruturação topológica de grandes bases de dados de bacias hidrográficas. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 32, n. 4, p. 687-696, jul./ago. 2008.

RIEKE-ZAPP, D. H.; NEARING, M. A. Slope shape effects on erosion: a laboratory study. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 69, n. 5, p. 1463-1471, Jan. 2005.

RODRIGUES, C.; ADADI, S. Técnicas fundamentais para o estudo de bacias hidrográficas. In: VENTURI, L. A. B. **Praticando a geografia: técnicas de campo e laboratório em geografia e análise ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. cap. 9, p. 147-166.

SEIBERT, J.; MCGLYNN, B. L. A new triangular multiple flow direction algorithm for computing upslope areas from gridded digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 43, n. 4, p. 1-8, Apr. 2007.

SERIO, J. et al. Aplicação da USLE e SIG na caracterização de três micro bacias hidrográficas no Brasil. **Revista Acadêmica Ciências Agrárias e Ambientais**, Curitiba, v. 6, n. 2, p. 213-221, abr./jun. 2008.

SILVA, V. C. da. Cálculo automático do fator topográfico (LS) da EUPS, na bacia do rio Paracatu. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 33, n. 1, p. 29-34, 2003.

SILVA, V. C. da. Estimativa da erosão atual da bacia do rio Paracatu (MG / GO / DF). **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 34, n. 3, p. 147-159, 2004.

STAR, J.; ESTES, J. **Geographic information systems**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1990. 303 p.

TAHIR, M. E. H. E.; KAAB, A.; XU, C. Y. Identification and mapping of soil erosion areas in the Blue Nile, Eastern Sudan using multispectral ASTER and MODIS satellite data and the SRTM elevation model. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 14, n. 7, p. 1167-1178, July 2010.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in the grid digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 33, n. 2, p. 309- 319, Feb. 1997.

TARBOTON, D. G.; MOHAMMED, I. N. **TauDem 5.0**: terrain analysis using digital elevation models. Logan: Utah State University, 2010. Disponível em: <<http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0/downloads.html>>. Acesso em: 2 set. 2010.

VALERIANO, M. M. Mapeamento da declividade em microbacias com sistemas de informação geográfica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p. 303-310, maio/ago. 2003.

VAN REMORTEL, R.; HAMILTON, M.; HICKEY, R. J. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data. **Cartography**, Brisbane, v. 30, n. 1, p. 27-35, Jan. 2001.

VAN REMORTEL, R. D.; MAICHLE, R.W.; HICKEY, R. J. Computing the LS factor for the Revised Universal Soil Loss Equation through array-based slope processing of digital elevation data using a C++ executable. **Computers & Geosciences**, New York, v. 30, n. 9/10, p. 1043-1053, Nov. 2004.

WANG, G. et al. Spatial prediction and uncertainty assessment of topographic factor for revised universal soil loss equation using digital elevation models. **Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, Amsterdam, v. 56, n. 1, p. 65-80, June 2001.

WINCHELL, M. F. et al. Extension and validation of a geographic information system-based method for calculating the Revised Universal Soil Loss Equation length-slope factor for erosion risk assessments in large watersheds. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 63, n. 3, p. 105-111, May/June 2008.

WISE, S. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 14, n. 11/12, p. 1909-1929, Aug. 2000.

ZEILHOFER, P. Modelação de relevo e obtenção de parâmetros fisiográficos na Bacia do Rio Cuiabá. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.6, n.3, p. 95- 109, jul./set. 2001.

ZHANG, Q.; WANG, L.; WU, F. GIS-Based assessment of soil erosion at Nihe Gou Catchment. **Agricultural Sciences in China**, Amsterdam, v. 7, n. 6, p. 746-753, June 2008.

ZWILLINGER, D.; KOKOSKA, S. **Standard probability and statistics tables and formulae**. Boca Raton: Chapman & Hall/CRC, 2000. 554 p.

CAPÍTULO 3

**ESCOAMENTO SUPERFICIAL E PERDAS DE SOLO NA SUB-BACIA
HIDROGRÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA,
MUNICÍPIO DE ELDORADO DO SUL, RS**

**SURFACE RUNOFF AND SOIL LOSSES IN THE SUB-BASIN TERRA
DURA FORESTRY GARDEN, MUNICIPALITY OF ELDORADO DO
SUL, RS**

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi identificar o potencial de escoamento superficial e suscetibilidade à erosão hídrica da sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, situada no município de Eldorado do Sul, RS. O potencial da paisagem em gerar escoamento foi avaliado por meio das características fisiográficas e do índice de umidade do solo (W). Em relação à cobertura vegetal, foram analisadas as perdas de solo e água por escoamento superficial na principal classe de solo da sub-bacia, o Argissolo Vermelho (PV), em dois sistemas florestais de eucalipto, que representam o uso atual: floresta do híbrido de *Eucalyptus saligna* (FE1) e do híbrido de *Eucalyptus urophylla*, *Eucalyptus maidenii* e *Eucalyptus globulus* (FE2); e dois sistemas de referência: a floresta nativa (FN), que representa a cobertura vegetal original do solo e o solo descoberto (SD) como testemunha de máxima erosão. Os parâmetros fisiográficos associados ao relevo, forma e sistema de drenagem da sub-bacia indicaram uma área de elevado potencial de escoamento superficial, com declividade média de 16,6%, forma quadrada e densidade de drenagem (Dd) de 2,56 km km⁻². Durante os eventos de máxima precipitação diária, de 7,8, 41 e 101 mm dia⁻¹, o índice de umidade dos solos revelou um alto potencial de escoamento superficial e erosão hídrica em cerca de 15%, 61% e 88% da sub-bacia, respectivamente. Os meses de maiores precipitações (agosto a novembro) são mais críticos considerando o gradiente textural expressiva dos solos que favorece a saturação do horizonte superficial e, conseqüentemente, o desenvolvimento de sulcos de erosão, razão pela qual, operações de manejo nas quais o solo fica exposto, como o corte raso, devem ser evitadas. A quantificação do escoamento superficial e perdas de solo nos diferentes usos do solo para o PV seguiram a sequência SD > FE1 > FE2 > FN, com perdas médias de água de 851, 125, 120 e 42 mm ano⁻¹, respectivamente, e solo de 7,01; 0,472; 0,135 e 0,037 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. O sistema florestal e o tipo de manejo atualmente adotados favorecem a interceptação e infiltração de água, diminuindo o potencial de escoamento, erosão e aporte de sedimentos na bacia e, portanto, são sustentáveis do ponto de vista da erosão hídrica. As práticas conservacionistas existentes devem ser mantidas, principalmente em áreas de cabeceira, de forma a reduzir o potencial de escoamento superficial e erosão na sub-bacia.

Palavras-chave: Erosão hídrica. Morfometria. Saturação do solo.

ABSTRACT

The objective of this study was to identify the surface runoff potential and the susceptibility to water erosion of the sub-basin Terra Dura forestry garden, located in Eldorado do Sul, RS. The potential of the landscape to generate surface runoff was assessed by physiographic characteristics and soil moisture index (W). Regarding vegetation, were analyzed soil loss and water by surface runoff in the main class of soil sub-basin, the Red Argisol (RA) (Udult) in two eucalyptus forest systems which represent the current use: forest Hybrid *Eucalyptus saligna* (FE1) and the hybrid *Eucalyptus urophylla*, *Eucalyptus maidenii* e *Eucalyptus globulus* (FE2); and two reference systems: the native forest (NF), which represents the original vegetation cover of soil and bare soil (BS) as control of maximum erosion. The parameters physiographic associated with the relief, shape and drainage of sub-basin indicated a area of high surface runoff potential, with a slope of 16.6%, square shape and drainage density (Dd) of 2.56 km km⁻². During the events of maximum daily precipitation of 7.8, 41 and 101mm dia⁻¹, and soil moisture index showed a high surface runoff potential and water erosion about 15%, 61% and 88% of sub -basin, respectively. The months of greatest rainfall (August to November) are more critical considering significant texture gradient of the soil that favors the saturation of surface horizon and consequently development of gully erosion, therewith the management operations on which soil is exposed, such as clear cutting should be avoided. The quantification of surface runoff and soil loss in different uses of soils for the RA followed the sequence BS> FE1> FE2> NF, with average losses of water from 851, 125, 120 and 42 mm year⁻¹, respectively, and soil of 7.01, 0.472, 0.135 and 0.037 Mg ha⁻¹ year⁻¹. The forest system and the type of forest management currently adopted favoring the interception and infiltration of water, reducing the surface runoff potential, erosion and sediment delivery in the basin, therefore are sustainable in terms of water erosion. The existing conservation practices should be maintained, especially in headwater areas, in order to reduce the surface runoff potential and erosion in the sub-basin.

Keywords: Water erosion. Morphometry. Soil saturation.

1 INTRODUÇÃO

O uso sustentável do solo exige o conhecimento das potencialidades e limitações dos componentes ambientais para subsidiar o planejamento das atividades produtivas e gerenciamento dos recursos naturais (CALDERANO FILHO, 2003). Definir o potencial de uso e manejo florestal do solo pela avaliação da erosão hídrica requer, primeiramente, o estudo das características hidrológicas da bacia hidrográfica (RANZINI; LIMA, 2002), as quais envolvem aspectos de clima, geomorfologia, solo, vegetação, deflúvio e evapotranspiração (CARDOSO et al., 2006; TONELLO et al., 2006).

A erosão hídrica tem no escoamento superficial, direto ou deflúvio, a fase do ciclo hidrológico mais diretamente associada ao seu desenvolvimento. Apesar do impacto das gotas de chuva desempenhar papel importante na desagregação do solo, o escoamento superficial impulsiona o transporte de partículas enriquecidas em matérias orgânicas e nutrientes, que são as frações mais reativas do solo (BARROS et al., 2009). Dependendo da carga de sedimento e do volume e velocidade do escoamento, este material pode ainda depositar-se no leito dos corpos d'água (AVANZI et al., 2008). O volume de escoamento determina o poder erosivo e depende da quantidade de chuva precipitada, da capacidade de infiltração do solo e da capacidade de retenção do fluxo de água na superfície do solo (DUNE; LEOPOLD, 1978).

De acordo com Pruski e Silva (1997) o escoamento superficial é influenciado por dois tipos de parâmetros: fisiográficos e agroclimáticos. Os parâmetros fisiográficos incluem: área, forma e declividade da bacia os quais, quanto maiores, tanto maior deverá ser a vazão máxima de escoamento superficial; condições de superfície decorrentes do tipo de solo, da topografia e da rede de drenagem; tipo de solo interferindo na taxa de infiltração da água no solo e na capacidade de retenção de água sobre a superfície; topografia

influenciando a velocidade da água e capacidade de armazenamento da água sobre este, sendo normalmente apresentada menor capacidade de armazenamento em áreas declivosas comparado às áreas planas; e rede de drenagem que permite a rápida concentração do escoamento, favorecendo, conseqüentemente, à ocorrência de elevadas vazões de escoamento superficial.

Os parâmetros agroclimáticos incluem a precipitação, o uso do solo e a evapotranspiração. O escoamento superficial tende a aumentar com a elevação da magnitude, da intensidade e da duração da precipitação, a qual constitui a principal forma de entrada de água em uma bacia hidrográfica. A cobertura e condições de uso do solo exercem influência considerável na capacidade de infiltração de água do solo e na interceptação da água advinda da precipitação. Uma taxa de evapotranspiração elevada acarreta uma menor umidade do solo quando da ocorrência de precipitação e, conseqüentemente, maior deverá ser a taxa de infiltração (PRUSKI; SILVA, 1997).

O movimento da água no solo causado pela infiltração, percolação e escoamento, tanto superficial quanto sub-superficial, bem como nos canais de escoamento, podem ser determinados através de modelos hidrológicos que descrevem matematicamente a distribuição espacial destes processos (GUIMARÃES et al., 2003; SABZEVARI et al., 2010). Os modelos hidrológicos podem ser definidos como representações matemáticas do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou sub-superfície terrestre, que permitem a simulação de processos físicos nas suas dimensões temporais (PULLAR; SPRINGER, 2000). A umidade do solo pode ter efeitos significativos na coesão entre as partículas do solo, influenciando as fases iniciais da erosão causada pela precipitação (FERRERO, 2004). Ao descrever o índice de umidade do solo, um modelo permite analisar o comportamento hidráulico e a propensão dos solos ao escoamento superficial, além de fornecer subsídios a outras importantes análises na paisagem, como por exemplo,

previsão de enchentes, deslizamentos de encostas, áreas adequadas ao plantio, disponibilidade hídrica em situações de escassez e elaboração de sistemas viários menos vulneráveis (DAMACENA et al., 2010; GUERRA; GUERRA, 2003; GUIMARÃES et al., 2009; MOORE; GRAYSON, 1991; MOORE; O'LOUGHLIN; BURCH, 1988; O'LOUGHLIN, 1986; WILLIAMS; MCNAMARA; CHANDLER, 2009).

Os impactos da mudança do uso e manejo do solo sobre as variáveis hidrológicas e erosivas são um pouco mais conhecidos. A cobertura vegetal representa o fator mais importante na dissipação da energia de impacto das gotas da chuva na superfície do solo, visto que pode evitar a desagregação de suas partículas (FOSTER, 1982). Além disso, os resíduos vegetais em contato direto com a superfície do solo são muito eficazes na redução da carga de sedimentos no escoamento superficial ou enxurrada, pois, sob tal forma, eles formam uma intrincada rede filtrando os sedimentos em suspensão na enxurrada (FOSTER, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005). A floresta desempenha importante papel na distribuição de energia e água na superfície, influenciando nos processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão. O aumento da cobertura vegetal e o tipo de manejo destes locais podem afetar o padrão de escoamento e o aporte de sedimento em bacias hidrográficas (AVANZI et al., 2008; LIMA, 1988; LOPES et al., 2007; RANZINI; LIMA, 2002; WALLING, 1999; ZHANG et al., 2004).

No presente trabalho objetivou-se identificar o potencial de escoamento superficial e suscetibilidade à erosão da sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, situada no município de Eldorado do Sul, RS. O potencial da paisagem em gerar escoamento foi avaliado por meio das características fisiográficas e do índice de umidade do solo (O' LOUGHLIN, 1986). Em relação à cobertura vegetal, foram analisadas as perdas de solo e água por escoamento superficial na classe de solo mais frequente da sub-bacia para dois

sistemas florestais de eucalipto, que representam o uso atual, e dois sistemas de referência: a floresta nativa, que representa a cobertura vegetal original do solo e o solo descoberto como testemunha de máxima taxa de erosão hídrica.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

A área de estudo abrange a sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, localizada no município de Eldorado do Sul e inserida na região fisiográfica Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul. A sub-bacia compreende uma área de 101,5 há., sendo delimitada pelas coordenadas UTM 22J 440.902 e 441.931E e 6.662.028 e 6.660.462 S (Datum SAD 69) (Figura 1).

De acordo com a classificação de Köppen, o clima predominante na região é do tipo Cfa, subtropical úmido, caracterizado por apresentar chuvas durante todos os meses do ano e possuir a temperatura do mês mais quente superior a 22°C, e a do mês mais frio superior a 3°C. A precipitação média anual é de, aproximadamente, 1.500 mm (BRASIL, 1973). As chuvas ocorrem bem distribuídas durante todos os meses do ano. A amplitude de variação entre os meses de máxima e mínima não chega a ser significativa para caracterizar o clima como tendo um período chuvoso e outro seco.

A Depressão Central inclui uma faixa larga leste-oeste situada entre o Planalto e a Serra do Sudeste, situada na Bacia Hidrográfica do Rio Jacuí. Caracteriza-se por apresentar amplas planícies e pequenas colinas, com relevo levemente ondulado e altitudes inferiores a 100 m, exceto nos tabuleiros, cuja altitude máxima está entre 250 e 300 m (BRASIL, 1973).

A zona fisiográfica corresponde à borda da bacia sedimentar do Paraná, constituída por sedimentos depositados pelos diferentes agentes ao longo de várias épocas geológicas. Essa série sedimentar se caracteriza por apresentar material arenoso em proporções elevadas, friáveis, permeáveis, tendo como material de coesão principal, o óxido de ferro (MEDEIROS; MULHER FILHO; VEIGA, 1989). Nesta região, assim como em todo o estado, os principais solos

são os Argissolos, principalmente, Argissolo Vermelho distrófico (PV) seguido do Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico (PVA) (STRECK et al., 2008).

Na sub-bacia do horto florestal Terra Dura os solos apresentam esta distribuição, embora apresentem grande variabilidade espacial (Figura 1). As classes Argissolo Vermelho distrófico típico (PV) e Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico (PVA) são as mais frequentes, seguidas de Cambissolo Háptico Tb distrófico típico (CX), Argissolo Amarelo distrófico típico (PA), Nitossolo Vermelho distrófico típico (NV) e Planossolo Háptico eutrófico gleissólico (SX) (Tabela 1). As informações de textura e matéria orgânica (MO) referentes ao horizonte superficial (0-20 cm), bem como profundidade, relevo e expressão geográfica predominante, dos solos da sub-bacia do horto florestal Terra Dura podem ser observadas na Tabela 1. Os perfis dos solos estão descritos em Costa et al. (2009) e as informações foram extraídas de Oliveira (2008) e Costa et al. (2009).

O uso do solo predominante na sub-bacia é o cultivo de florestas de eucalipto designadas FE1 e FE2 (Figura 1), com as principais características podendo ser observadas na Tabela 2. O restante da área refere-se à floresta nativa preservada, representada pela formação florestal designada Floresta Estacional Decidual Aluvial (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 1991), e às estradas (Figura 1).

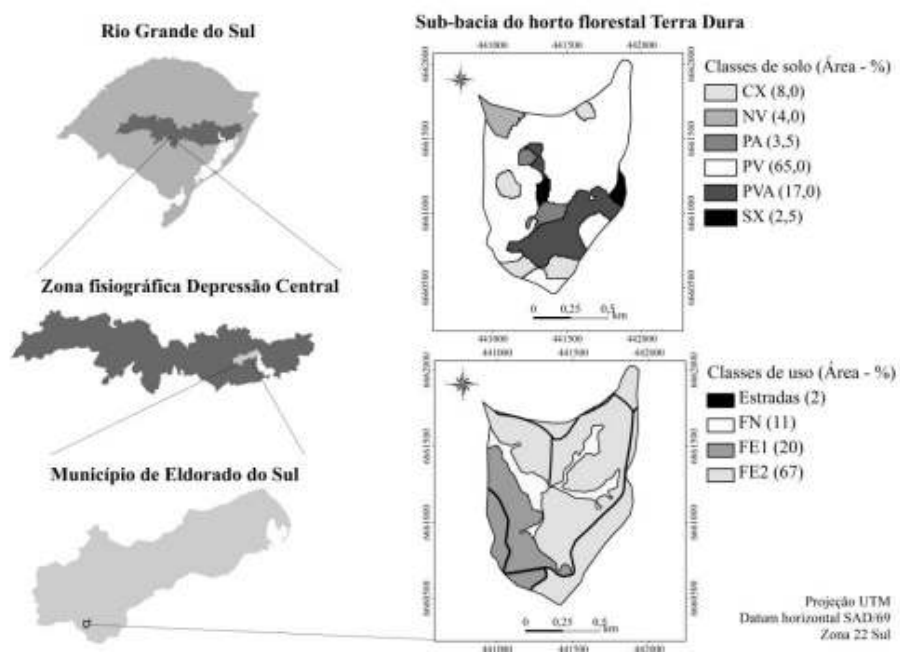


Figura 1 Mapas de localização, classes de uso e solo na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS). PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háptico; SX: Planossolo Háptico; FE1: Floresta de eucalipto plantada em 2005; FE2: Floresta de eucalipto plantada em 2001; FN: Floresta nativa

Fonte do mapa de solo: adaptado de Costa et al. (2009).

Tabela 1 Atributos físicos, matéria orgânica (MO), características e expressão geográfica dos solos na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

	Argila	Silte	Areia	Relação textural	MO	Prof. <i>solum</i> *	Prof. efetiva	Relevo
	----- g kg ⁻¹ -----				g kg ⁻¹	-----m-----		
PA	230	390	380	2,14	14,0	1,5	1,0	ondulado
PV	240	140	620	2,90	15,6	2,0	1,0	ondulado
PVA	140	350	510	2,51	21,4	2,0	1,0	ondulado/forte
CX	360	170	470	1,32	25,0	0,8	0,6	ondulado
NV	250	310	440	1,06	16,1	2,0	1,0	ondulado
SX	170	410	420	2,09	25,1	1,5	0,7	plano

*Profundidade do *solum* (horizonte A+B). PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háplico; SX: Planossolo Háplico.

Tabela 2 Características dos sistemas florestais de eucalipto na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

Sistema	Referência	Ano plantio	Manejo	Prática conservacionista
Híbrido de <i>E. saligna</i>	FE1	2004	cultivo mínimo; 3x3 m	plantio em nível; manutenção resíduos colheita
Híbrido de <i>E. urophila</i> , <i>E. maidenii</i> e <i>E. globulus</i>	FE2	2001	cultivo mínimo; 3x3 m	plantio em nível; manutenção resíduos colheita

2.2 Diagnóstico do escoamento superficial e perdas de solo

Utilizando o *software* ArcGis 9.3 (ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE - ESRI, 2009) e o conjunto de ferramentas denominado TauDEM 5.0 (TARBOTON; MOHAMMED, 2010) foi organizada uma base cartográfica da área de estudo, contendo os seguintes planos de informações: altimetria - mapa das curvas de nível, com equidistância vertical de

5 m e modelo de elevação digital hidrologicamente consistente (MEDHC) obtido pelo interpolador Topogrid; hidrografia - rede hidrográfica (rios, córregos e nascentes) do terreno; classe de solo e cobertura vegetal.

2.2.1 Caracterização fisiográfica

A partir de mapas digitalizados da sub-bacia, implementou-se um inventário com as seguintes características físicas: área de drenagem, perímetro, comprimento axial, largura média, coeficiente de compacidade, fator de forma, comprimento total dos cursos de água, comprimento do curso de água principal, densidade de drenagem, extensão média do escoamento superficial, desnível topográfico máximo da bacia e declividade. Os coeficientes de avaliação da forma, drenagem e relevo da sub-bacia foram calculados segundo Tucci (2002) e Vilella e Mattos (1975).

Os coeficientes utilizados para quantificar a influência da forma superficial da bacia hidrográfica no seu modo de resposta à ocorrência de uma precipitação foram:

a) coeficiente de compacidade: $K_c = P_{BH} / P_C$, onde P_{BH} é o perímetro da bacia e P_C o perímetro de um círculo de área igual à da bacia. Quanto mais próximo da unidade for este coeficiente, mais a bacia se assemelha a um círculo. Assim, pode-se resumi-lo da seguinte forma: 1,00 a 1,25 possui alta propensão a grandes enchentes; 1,25 a 1,50 possui tendência mediana a grandes enchentes; e $> 1,50$ a bacia não é sujeita a grandes enchentes.

b) Fator de forma: $K_f = L_{médio} / L_{ax}$, onde $L_{médio}$ é o comprimento médio da bacia e L_{ax} o seu comprimento axial, em km. O fator de forma pode assumir os seguintes valores: 1,00 a 0,75 está sujeita a enchentes; 0,75 a 0,50 possui tendência mediana; e $< 0,50$ não sujeita a enchentes.

c) Índice de conformação: $I_c = A_{BH} / L_{ax}^2$, onde L_{ax}^2 é um quadrado de lado igual ao comprimento axial da bacia. Quanto mais próximo de 1 o coeficiente, maior a propensão à enchentes, pois a bacia fica cada vez mais próxima de um quadrado.

Utilizando-se um mapa da sub-bacia incluindo todos os canais, quer sejam perenes, intermitentes ou efêmeros e seguindo o critério de Strahler (1957), a rede hidrográfica foi ordenada considerando todos os canais sem tributários como de primeira ordem; os canais de segunda ordem, por outro lado, originando da confluência de dois canais de primeira ordem; os de terceira ordem, por sua vez, se formam pela junção de canais de ordem 2. Desta forma, foram calculados índices e valores que forneceram características relativas aos componentes da rede hidrográfica:

a) densidade de drenagem: $Dd \text{ (km km}^{-2}\text{)} = \sum L / A_{BH}$, onde L é o comprimento total dos canais. A Dd reflete o grau de dissecação topográfica em paisagens elaboradas pela atuação fluvial e retrata as disponibilidades de canais para o escoamento linear das águas.

b) Densidade da rede de drenagem: $DR \text{ (km)} = N / A_{BH}$, onde N é o número total de cursos d'água.

c) Extensão média do escoamento superficial: $Cm \text{ (km)} = 1 / (4 * Dd)$. A extensão do percurso superficial representa a distância média percorrida pelas enxurradas antes de encontrar um canal permanente.

d) Sinuosidade do curso de água principal: $S = L / Lt$, onde L é o comprimento do seu canal principal e Lt o comprimento do seu talvegue, medido em linha reta. Este índice expressa a relação entre o comprimento do canal principal e a distância vetorial entre dois pontos extremos do canal principal, descrevendo o grau de sinuosidade ou divagação dos cursos de água, constituindo-se como um fator controlador da velocidade de escoamento das

águas (VILELA; MATTOS, 1975). O valor de 1,5 divide os rios de alta (maior que 1,5) e baixa (menor que 1,5) sinuosidade (TEIXEIRA et al., 2003).

e) Declividade do curso de água principal: $S1 (\%) = (h1 * 100) / L$, onde $h1$ é a diferença entre cotas da nascente e a da seção de controle.

A declividade do terreno consiste entre variação de altitude entre dois pontos do terreno e a distância horizontal que os separa. A caracterização da declividade média da bacia (I) foi avaliada por: $I(\%) = (D/A_{BH}) * \sum CN_i * 100$, onde D é a equidistância entre as curvas de nível (m); A_{BH} é a área da bacia em m^2 ; e $\sum CN_i$ é o comprimento total das curvas de nível (m).

As classes do mapa de declividade foram definidas conforme Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA (2006), utilizando-se o MEDHC definido anteriormente.

2.2.2 Índice de umidade do solo

A modelagem matemática pode ser utilizada na delimitação das zonas de saturação, possibilitando representar a realidade de um determinado ambiente e a previsão dos processos que nele irão ocorrer (GUIMARÃES et al., 2009). Na sub-bacia do horto florestal Terra Dura, o padrão espacial da umidade do solo foi determinado a partir do modelo hidrológico desenvolvido por O'Loughlin (1986), onde o padrão de saturação baseia-se na análise da área de contribuição a montante, na transmissividade do solo e na declividade. O modelo considera que o fluxo infiltra até um plano de mais baixa condutividade, em geral o contato solo-rocha, seguindo então um caminho determinado pela topografia.

A condição de saturação é definida por um índice de umidade (W) quando a condição de saturação está em equilíbrio, não variando no tempo:

$$W = (Q/T) * [a / (b * \text{sen}\theta)]$$

Onde:

W = Índice de umidade do solo (*adimensional*)

Q = precipitação (mm)

T = transmissividade do solo ($m^2 s^{-1}$)

a = área de contribuição (m^2)

b = tamanho do *pixel* (m)

$\text{sen } \theta$ = seno da declividade (radianos)

A razão Q/T corresponde ao controle hidrológico, enquanto a razão $a/b \cdot \text{sen} \theta$ corresponde ao controle morfológico (DIETRICH et al., 1993). As zonas de saturação ocorrem sempre onde o fluxo de drenagem a montante excede a capacidade do perfil do solo de transmitir este fluxo (GUIMARÃES, 2003), isto é, se o produto entre a área drenada a montante (a) e a precipitação (Q) for maior do que o produto da transmissividade do solo (T) e o seno da declividade local (θ). A região a montante do ponto de análise, possuindo comprimento (b) e delimitada pelas linhas de maior gradiente perpendiculares às curvas de nível é a área de contribuição (a) para uma determinada célula.

Os dados pluviométricos utilizados são referentes ao período de setembro de 2007 a agosto de 2010, obtidos da estação meteorológica automática modelo Campbell instalada na sub-bacia do horto florestal Terra Dura, a qual gerou dados no intervalo de 30 minutos. As chuvas máximas e médias diárias foram identificadas e separadas mensalmente para a escolha dos cenários de escoamento superficial.

A transmissividade do solo foi calculada através do produto da condutividade hidráulica pela profundidade do *solum* (horizonte A + B) (Tabela 1), adaptado de Montgomery e Dietrich (1994a):

$$T = k * b_a$$

Onde:

T = transmissividade do solo ($m^2 s^{-1}$);

k = condutividade hidráulica ($m s^{-1}$);

b_a = profundidade do *solum* (m).

A condutividade hidráulica saturada dos solos da sub-bacia foi estimada através da equação de Dane e Puckett (1994):

$$k_s = 303,84^{-0,144 * Arg}$$

Onde:

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

Arg = argila (%) da camada de 0 a 20 cm (Tabela 1)

Com o objetivo de avaliar a confiabilidade desta equação para os solos da sub-bacia, a permeabilidade do solo à água foi medida em campo nas classes PV e CX com três repetições. Foi utilizado o permeâmetro de Guelph (REYNOLDS; VIEIRA; TOPP, 1992) por meio da taxa constante de infiltração de água a 15 cm de profundidade, com duas cargas constantes de 3 e 6 cm de coluna d'água.

A área de contribuição de cada célula (*pixel*) do MEDHC, considerando uma grade de células, é a sua própria área mais a área dos vizinhos à montante que possuam alguma fração drenada para o *pixel* em questão. O fluxo de cada célula foi obtido pelo método D_{∞} (TARBOTON, 1997), pois foi o que melhor descreveu os caminhos do fluxo superficial na sub-bacia pela análise do erro médio. A área de contribuição A de uma determinada grade de células é calculada a partir do produto do fluxo acumulado pela área de cada célula ($25 m^2$), segundo Moore et al. (1993):

$$A = \chi\eta$$

onde:

A = área de contribuição (m²)

χ = fluxo acumulado (*pixel*);

η = área da célula (m²).

O modelo matemático de O'Loughlin (1986) estabelece que os resultados superiores a 1 correspondem a zonas que possuem condições suficientes para saturar e ocorrer fluxo superficial. Quando o índice de umidade do solo for menor ou igual a 1, toda a água da chuva infiltra no solo, não havendo água disponível para o escoamento superficial e, portanto, reduzindo a propensão à erosão e transporte de sedimentos, conforme a Tabela 3.

Tabela 3 Classificação do índice de umidade do solo (W) quanto ao risco de erosão

Índice W	Grau de saturação	Geração de escoamento superficial	Erosão e transporte de sedimento
≤ 1	não satura	Insignificante	Baixo
> 1	satura	Significante	Alto

Fonte: O'Loughlin (1986).

2.2.3 Escoamento superficial e perdas de solo

O monitoramento do escoamento superficial e das perdas de solo foi estimado para a principal classe de solo da sub-bacia, Argissolo Vermelho (PV). Os quatro sistemas estudados foram: solo sob cultivo de eucalipto, um sistema de clone híbrido natural de *Eucalyptus saligna* instalado em 2004 (FE1) e um de clone híbrido de *Eucalyptus urophylla*, *Eucalyptus maidenii* e *Eucalyptus globulus* plantado em 2001 (FE2); solo sob floresta nativa (FN), como referência

de sistema em equilíbrio; e solo descoberto (SD), preparado inicialmente com uma gradagem e mantido sem vegetação através de capina manual, como referência de máxima perda de solo.

Em cada sistema foi instalada uma parcela de erosão, de onde se coletaram dados no período de novembro de 2006 a outubro de 2010. As parcelas possuem dimensões de 12,0 x 12,0 m em FE1 e FE2, e 4,0 x 12,0 m em FN e SD, sendo a maior dimensão localizada no sentido máximo do declive (20%) da classe de solo (Figura 2). As parcelas foram contornadas com chapas galvanizadas de 0,40 m de largura, enterradas 0,20 m no solo. Na extremidade inferior de cada parcela, foram colocadas calhas coletoras para condução da enxurrada até dois tanques coletores, tendo o primeiro tanque de sedimentação com capacidade para 250 L e um recipiente calibrado para a coleta de sedimentos. O excedente da enxurrada passava por um divisor do tipo Geib, em que 1/15 de água da enxurrada era encaminhada para o segundo tanque com capacidade para 500 L.

O escoamento superficial originado nas parcelas foi coletado nos tanques. Para sua quantificação foi feita a leitura da altura atingida pela água da enxurrada nos tanques de coleta com o auxílio de uma régua graduada. Com a enxurrada homogeneizada, foram retiradas amostras, as quais foram transferidas para o laboratório e submetidas à decantação e posteriormente conduzidas à estufa, a 105° C, para determinação das perdas de solo.

O critério da eficácia do sistema de manejo do solo na redução da erosão foi definido a partir do cálculo da tolerância de perdas do solo. A tolerância foi estimada pela metodologia desenvolvida por Bertol e Almeida (2000) para o Estado de Santa Catarina, através dos seguintes atributos extraídos de Costa et al. (2009): profundidade efetiva do solo, relação textural entre os horizontes sub-superficial e superficial, permeabilidade e o teor de matéria orgânica.

A erosividade da chuva foi calculada pelo índice EI_{30} , o método mais utilizado no Rio Grande do Sul (PAULA et al., 2010) pois possui boa correlação linear entre a energia cinética e as perdas de solo (MORAIS; MUTTI; ELTZ, 1988).

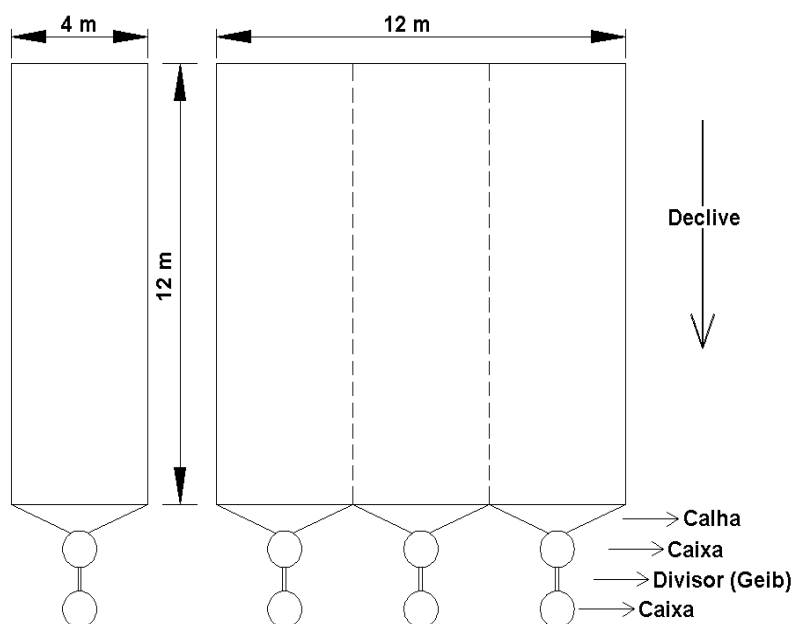


Figura 2 Desenho esquemático das parcelas de coleta de escoamento superficial e sedimentos

Na área de estudo, os valores de erosividade da chuva foram calculados utilizando as equações mensais ajustadas por Santos (2008) para o município limítrofe, Porto Alegre, RS (Tabela 4). Para gerar as equações, Santos (2008) utilizou dados diários de precipitação de 19 anos (1986 a 2005) referentes à estação meteorológica de Porto Alegre, obtendo o EI_{30} , além de dados pluviométricos de Eldorado do Sul e mais 18 municípios localizados na mesma zona fisiográfica. As precipitações diárias iguais ou maiores a 10 mm por mês foram separadas e somadas para o cálculo da precipitação erosiva média mensal

(> 10 mm) e do coeficiente de Fournier modificado (LAGO, 2000) utilizados nas equações (SANTOS, 2008). Considerou-se as chuvas individuais àquelas separadas por mais de 6 horas. O coeficiente de Fournier modificado (Rc_m) foi obtido pela equação:

$$Rc_m \text{ (mm)} = p^2 (> 10 \text{ mm}) P^{-1} (> 10 \text{ mm})$$

onde:

$p (> 10 \text{ mm})$ = precipitação erosiva mensal (mm)

$P (> 10 \text{ mm})$ = precipitação anual (mm)

O EI_{30} anual foi obtido pelo somatório dos índices em cada mês do ano (WISCHMEIER; SMITH, 1978). Utilizou-se uma média aritmética mensal para obtenção da precipitação e erosividade em meses não contemplados pela coleta de dados da estação climatológica, no caso, o período de novembro de 2006 a setembro de 2007, e de julho a outubro de 2010.

Tabela 4 Equações de erosividade mensal (EI_{30}) ajustadas para o município de Eldorado do Sul (SANTOS, 2008)

Mês	Equação
Janeiro	$EI_{30}=100,0364 Rc_m^{0,7541}$
Fevereiro	$EI_{30}=118,9836 Rc_m^{0,7529}$
Março	$EI_{30}=122,9510 Rc_m^{0,6447}$
Abril	$EI_{30}=30,0082Rc_m+62,1497$
Mai	$EI_{30}=68,2722 Rc_m^{0,6220}$
Junho	$EI_{30}=38,2619 Rc_m^{0,8253}$
Julho	$EI_{30}=38,6182 Rc_m^{0,7305}$
Agosto	$EI_{30}=49,4122 Rc_m^{0,6422}$
Setembro	$EI_{30}=0,2093 p>10^{1,4965}$
Outubro	$EI_{30}=1,4550 p>10^{1,1521}$
Novembro	$EI_{30}=0,2268 p>10^{1,6412}$

Dezembro	$EI_{30}=114,8968 R C_m^{0,6730}$
----------	-----------------------------------

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise fisiográfica

Como características fisiográficas básicas da sub-bacia do horto florestal Terra Dura determinou-se uma área de 1,01 km², com perímetro de 4,6 km, comprimento axial de 0,99 km, largura média de 0,77 km e comprimento do talvegue de 0,89 km. A pequena área acarreta na maior concentração do escoamento superficial na bacia e no menor tempo necessário para que este escoamento atinja a seção de controle, comparado a bacias maiores.

A forma da bacia influencia no escoamento superficial durante uma determinada chuva. O coeficiente de compacidade (K_c) encontrado foi de 1,28 indicando que a sub-bacia, em condições normais de precipitação, possui tendência mediana a grandes enchentes. Bacias hidrográficas cuja forma se aproxima a de um círculo, tendem a proporcionar a conversão do escoamento superficial para um trecho pequeno do rio principal; assim, quanto mais próximo a 1 for este índice maior a potencialidade de picos de enchentes (OLIVEIRA et al., 2010).

Por outro lado, a bacia apresenta uma forma quadrada, comprovada pelo fator de forma (K_f) igual a 0,77 e o índice de conformação (I_c) de 1,03, que indicam uma bacia com propensão a enchentes. Este formato favorece o fluxo dos canais de menor para o de maior ordem hierárquica, tendendo a atingir a simultaneidade e ocasionando enchentes, segundo Resende et al. (2007). O fluxo bem distribuído ao longo de todo o canal principal produz cheias, com volume superior, quando comparada a uma bacia de forma alongada (OLIVEIRA et al., 2010). No estudo de Lopes et al. (2007) para a sub-bacia do Córrego Jataí, o I_c foi de 0,58, enquanto Alves e Castro (2003) encontraram valores de I_c correspondente a 0,34 para a bacia do Rio Tanque, o que possibilitou inferir que

em ambas as bacias a área é mais alongada e permite o escoamento e portanto, possui baixa propensão à ocorrência de cheias.

A hierarquia fluvial ou ordem dos rios é uma classificação que reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma sub-bacia. Na Figura 3 observa-se a rede de drenagem classificada como de 3º ordem (STRAHLER, 1957) com 8 cursos de água. A densidade da rede de drenagem (DR) foi de 7,88 canais km⁻². Estes parâmetros retratam a grande disponibilidade de cabeceiras de canais ou nascentes. Tais cabeceiras possuem um significado hidrológico claro ao demarcar o escoamento sub-superficial, predominante nas encostas, dos canais de escoamento superficial (BOGAART; TROCH, 2006). As cabeceiras do curso de água são uma zona de convergência dos fluxos superficial e subterrâneo havendo, assim, uma interação sinérgica favorável ao processo de incisão sobre a vertente que denota o elevado risco de erosão destas áreas, onde um manejo conservacionista do solo deve ser priorizado.

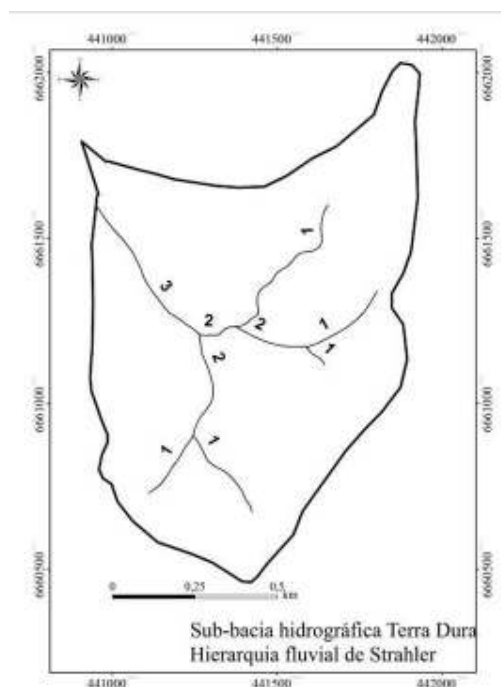


Figura 3 Classificação da rede de drenagem na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS), segundo Strahler (1957)

Os resultados de Dd permitiram avaliar o nível de desenvolvimento do sistema de drenagem da sub-bacia e fornecer uma indicação da sua eficiência. A sub-bacia apresentou Dd de $2,56 \text{ km km}^{-2}$, indicando um sistema bem drenado. Segundo Villela e Mattos (1975) este índice pode variar de $0,5 \text{ km km}^{-2}$ em bacias com drenagem escassa a $3,5 \text{ km km}^{-2}$ ou mais em bacias bem drenadas. Este valor é próximo ao classificado por Collares (2000), de 3 a 4 km km^{-2} , como indicativo de sistema desenvolvido. A Dd possibilita identificar a propriedade de transmissividade do terreno e conseqüentemente algumas características de potencial erosivo. Valores baixos de densidade de drenagem estão geralmente associados a regiões de rochas permeáveis e de regime pluviométrico caracterizado por chuvas de baixa intensidade ou pouca concentração da

precipitação. Na sub-bacia, a Dd elevada indicou ser uma área pouco permeável, com relevo mais movimentado, também identificado nos estudos de Nascimento e Garcia (2005) e Oliveira et al. (2010). É importante ressaltar que este fator deve ser monitorado, pois pode ser alterado com a utilização dos recursos hídricos decorrente da agricultura, a ponto de influenciar a disponibilidade de água (COLLARES, 2000). O comprimento médio (Cm) do caminho percorrido pelas águas pluviais antes de se estabilizarem ao longo de um canal guarda uma estreita relação com a Dd, sendo de 0,09 km.

A sinuosidade dos canais é influenciada, entre outros, pela carga de sedimentos e pela declividade dos canais (TEIXEIRA et al., 2003). A sinuosidade do curso d'água principal (S) de 1,27 enquadra o canal como pouco tortuoso, com declividade (S1) de 8,79%. Este índice foi menor do que o obtido por Lana, Paula e Castro (2001), de 2,12, para a bacia do Rio Tanque, um afluente do médio Rio Doce, que indicou canais sinuosos.

Na Figura 4 pode-se observar o perfil longitudinal do curso d'água principal, expresso pela relação entre seu comprimento e sua altimetria, definindo o gradiente. Com uma variação de 50 m da nascente até a seção de controle, nos primeiros 200 m do curso d'água ocorre a maior declividade (cerca de 50% da diferença total de altitude, ou 25 m aproximadamente), indicando que a cabeceira da sub-bacia está propícia a maiores perdas de solo. A segunda parte do curso é caracterizada por ser mais suave, podendo ser uma área de deposição de sedimentos (Figura 4). O resultado confirma as observações de Teixeira et al. (2003) sobre a baixa frequência de canais retos na natureza, que quando existentes representam trechos curtos.

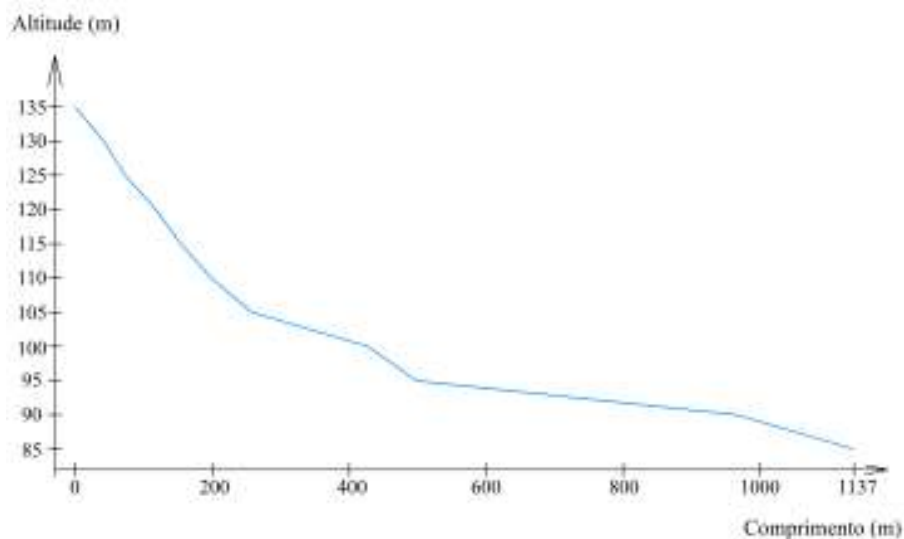


Figura 4 Perfil do curso d'água principal da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

Com uma distância entre curvas de nível de 5 m e 33,8 km de comprimento total das curvas, a declividade média (I) da sub-bacia foi de 16,6%, a qual caracteriza um relevo ondulado. A bacia possui altimetria alternando de 85 a 185 m, com relevo variando de plano a escarpado, respeitando a seguinte distribuição: 1% plano; 9% suave ondulado; 61% ondulado; 25% forte-ondulado, 2% montanhoso e 1% escarpado (Figura 5).

A sub-bacia estudada corresponde, morfologicamente, às características típicas da zona fisiográfica Depressão Central. À exceção das extensas planícies típicas de material recente de origem fluvial, a região é formada por relevo de colinas baixas e pouco declivosas, de altitudes que variam de 80 a 180 m (RAMGRAB et al., 2004).

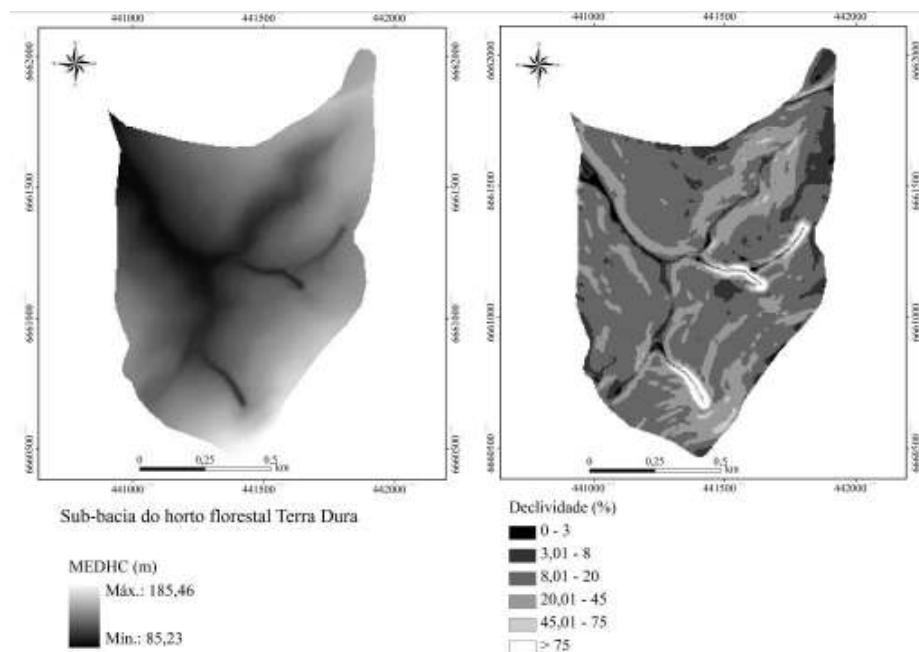


Figura 5 Mapas de altitude e declividade da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

A principal fase de relevo da sub-bacia é a ondulada, caracterizada por declives moderados (8 a 20%), topografia pouco acidentada e colinas. Em seguida, o forte ondulado, com topografia acidentada formada de outeiros ou morros e diferenças de níveis de 100 m (Figura 5), concordando com EMBRAPA (2006). Segundo Calderano Filho et al. (2003), na superfície inclinada entre 8% e 14%, o escoamento superficial tende a ser médio ou rápido e a erosão sob cultivo varia amplamente com o solo e as práticas de manejo. Entre 14% e 20%, a superfície é inclinada a muito inclinada e o escoamento superficial é rápido ou muito rápido na maioria dos solos, os quais provavelmente sofrem erosão hídrica sob cultivo, exceto os mais permeáveis. Da mesma maneira, em relevo forte ondulado (20 a 45%) a superfície é fortemente inclinada e o escoamento é muito rápido para a maioria dos solos. A paisagem

de relevo mais movimentado favorece uma maior velocidade do escoamento superficial e, conseqüentemente, maior arraste das partículas do solo, também relatado por Cogo, Leviens e Schwarz (2003).

3.2 Índice de umidade do solo

As precipitações máximas diárias, médias diárias e médias mensais analisadas no período, das quais foram escolhidos três cenários como referência de análise do índice de umidade do solo, encontram-se na Figura 6. Considerando o escoamento de água da chuva como um fenômeno espacial inerentemente dinâmico, para analisar a mudança no escoamento superficial foram adotadas a menor e a maior precipitação máxima diária, 41 e 101 mm, respectivamente, além da precipitação média diária mais elevada do período, 7,8 mm (Figura 6).

O maior valor de precipitação diária observado no período estudado, 101 mm, ocorreu no dia 02 de maio de 2008. O comportamento de saturação dos solos durante o regime de mudança pluviométrica representado na Figura 7 confirma os resultados morfométricos, ou seja, elevada propensão a enchentes decorrente da pequena área da bacia (101 ha) e de sua forma (I_c), devido à maior concentração do escoamento superficial com o aumento da precipitação (RESENDE et al., 2007). Os resultados concordam com o preconizado por O'Loughlin (1986) a respeito do tamanho das zonas saturadas apresentarem forte dependência da convergência ou divergência topográfica.

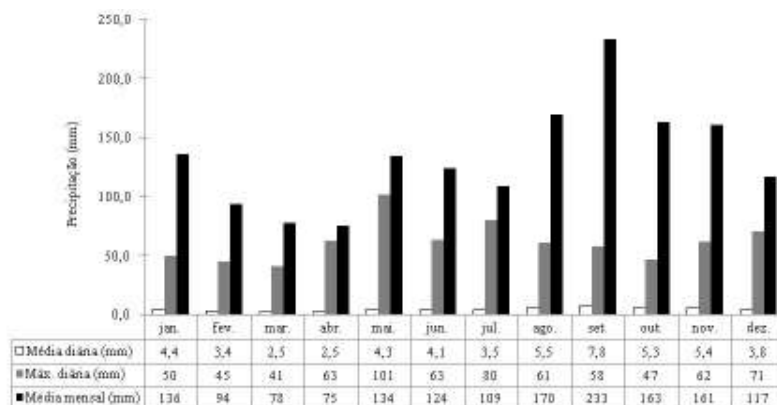


Figura 6 Precipitação média diária, máxima diária e média mensal no período de 09/2007 a 08/2010, na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

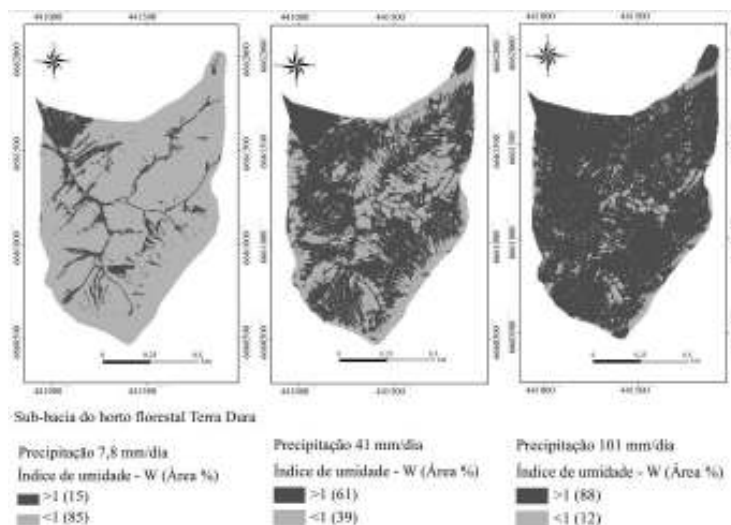


Figura 7 Índice de umidade do solo (W) na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS) durante: máxima precipitação média diária (7,8 mm); menor precipitação máxima diária (41 mm) e maior precipitação máxima diária (101 mm), durante o período de 10/2007 a 06/2010

A precipitação média das médias diárias no período foi 4,3 mm, variando entre 2,5 mm nos meses de março e abril, a 7,8 mm no mês de setembro. Já a máxima diária mensal teve seu menor valor no mês de março e seu maior valor no mês de maio, chegando a 101 mm diários, cerca de 23 vezes maior do que a média diária anual de 4,3 mm. O índice de umidade do solo se comportou de maneira diretamente proporcional à precipitação, aumentando progressivamente em toda a bacia a partir da rede de drenagem principal. Sielfert e Santos (2010) também verificaram aumento da saturação a partir da rede de drenagem e ressaltam a importância de se preservar estas áreas por atuarem como elementos de conectividade hidrológica entre a paisagem e os corpos hídricos. Considerando a biodiversidade específica destas áreas, qualquer prática de manejo inadequada acarretará alterações significativas no equilíbrio dinâmico estabelecido entre os elementos naturais, uma vez que esta dinâmica das águas requer uma adaptação necessária a tal condição ambiental.

O valor máximo de 7,8 mm foi escolhido para representar o processo de saturação em condições médias de precipitação diária. Neste cenário, a área de saturação esteve associada às redes de drenagem e atingiu 15% da sub-bacia, revelando uma capacidade satisfatória de drenagem (Figura 7). Santos e Kobiyama (2008) encontraram resultados similares em uma bacia hidrográfica no Paraná para períodos mais secos do ano, de 15,8%. Segundo os autores, este resultado em períodos de menor precipitação se justifica devido à configuração topográfica da bacia que favorece a formação de banhados, presentes ao longo de um vale formado por aluviões.

Em relação às máximas chuvas diárias esperadas, o cenário da menor precipitação máxima diária mensal (41 mm) apresentou um aumento de 4 vezes na área saturada, em relação à situação média (7,8 mm), ultrapassando 60% da sub-bacia (Figura 7). Para o cenário de chuva máxima de 101 mm, a área saturada de 88% mostrou um pequeno aumento em relação à menor máxima

diária, cerca de 1,4 vezes. Para a amplitude de valores de precipitação máxima diária mensal observada (entre 41 e 101 mm), a sub-bacia do horto florestal Terra Dura encontra a maior parte de sua área saturada (Figura 7).

Nos períodos de pouca chuva, $7,8 \text{ mm dia}^{-1}$, a água do solo percola lentamente em direção ao aquífero, que alimenta o deflúvio da bacia. Já nos períodos chuvosos, 41 e 101 mm dia^{-1} , a infiltração é alta e as camadas superficiais do solo tendem a adquirir condições de saturação. Como o uso da bacia é florestal, Hewlett e Hibbert (1967) destacam que durante um evento de precipitação contínua a maior parte da área tem capacidade de infiltração superior à intensidade da chuva, não gerando o processo de escoamento direto ou superficial. A parcela de água infiltrada formará os fluxos sub-superficial e subterrâneo, alimentando os canais e cursos da água. No momento em que a taxa de fluxo sub-superficial exceder a capacidade do solo em transportá-lo ocorre o processo de elevação do nível de água no solo, emergindo a superfície como escoamento de retorno, de importância direta nos processos de escoamento direto e expansão das áreas saturadas próxima aos canais perenes em direção aos canais intermitentes resultantes dos processos desencadeados a partir do evento de precipitação. Assim, o rápido aumento do deflúvio na sub-bacias ocorre devido ao escoamento sub-superficial e este escoamento irá variar conforme a topografia e a umidade antecedente do solo.

A observância da pequena diferença no aumento das zonas de saturação entre a menor e a maior precipitação máxima diária (41 e 101 mm, respectivamente), fornece um indicativo da influência da umidade antecedente na geração de escoamento superficial na sub-bacia (Figura 7), corroborando observações de Famiglietti et al. (2008), Guerra e Guerra (2003), O'Loughlin (1986), Moore e Grayson (1991) e Moore, O'Loughlin e Burch (1988). Em uma sub-bacia sob cultivo do eucalipto, Avanzi (2005) também apontou a umidade

antecedente associada às maiores quantidades de chuvas, como fator responsável pelos eventos de escoamento superficial.

No Argissolo Vermelho (PV) a permeabilidade avaliada em campo variou de 8,3 a 84,5 mm h⁻¹, com média de 50 mm h⁻¹, classificada como lenta a moderada. Para o Cambissolo Háplico (CX), a taxa variou de 5,7 a 11,4 mm h⁻¹, com média de 10 mm h⁻¹, classificada como lenta. Os valores estimados para estes solos encontram-se dentro da amplitude medida e, assim como para os demais solos da sub-bacia, indicam uma baixa permeabilidade, como observado na Tabela 5. De acordo com Santos et al. (2005), nestas condições o perfil permanece molhado por um período significativo, mas não durante a maior parte do ano. Assim, em decorrência da precipitação intensa que já saturou as camadas mais profundas ou de menor permeabilidade, uma porção da precipitação pluvial não infiltra no solo e, portanto, dá origem ao escoamento superficial, conforme mencionado por Curi et al. (1993), Resende et al. (2007) e Soil Science Society of America - SSSA (2008). Na dinâmica do escoamento superficial, fluxos laminares resultantes do volume de água excedente obedecem à lei da gravidade e escoam a superfície do terreno podendo evoluir através de uma gradativa concentração linear, originando pequenos e estreitos canais erosivos (sulcos), que aprofundados e alargados resultam em voçorocas (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005; HADLEY et al., 1985).

Tabela 5 Condutividade hidráulica saturada estimada pela equação de Dane e Puckett (1994) e classes de permeabilidade dos solos estudados na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

Classe de solo	Condutividade hidráulica --- mm h ⁻¹ ---	Classe de permeabilidade*
PV	9,6	Lenta
PVA	11,1	Lenta
PA	40,5	Lenta a moderada
NV	1,7	Muito lenta
CX	8,3	Lenta
SX	26,3	Lenta a moderada

*Segundo Soil Survey Staff (1993). PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háplico; SX: Planossolo Háplico.

Neste sentido, o mês de setembro, onde se verificou a maior precipitação média diária (7,8 mm), apresentou também a maior precipitação média mensal (233 mm) seguido dos meses de agosto, outubro e novembro (Figura 6). Estes meses, embora não tenham apresentado as maiores precipitações diárias, apresentaram as maiores médias mensais de precipitação (Figura 6), podendo gerar um escoamento superficial significativo. Em meses de maior precipitação há a tendência ao rápido aumento da saturação e conseqüentemente, do escoamento superficial, intensificando a ação erosiva da água por destacamento, transporte e deposição das partículas do solo, concordando com o observado por Avanzi et al. (2008).

Considerando o uso florestal da sub-bacia, o período de agosto a novembro não é favorável, portanto, às operações silviculturais de manejo como plantio, manutenção e abertura de estradas, pois o solo menos protegido se torna mais suscetível ao escoamento superficial. O regime de corte raso ao final do período de rotação, principalmente, é um fator que pode resultar em perdas consideráveis de solo por erosão, prejudicando tanto a qualidade da água quanto

a manutenção da produtividade (BALBINOT et al., 2008; PORTO; WALLING. CALLEGARI, 2009). Com o corte raso de 67% da floresta, Ziemer (1981) quantificou um aumento de 4% no escoamento. Em florestas de eucalipto, o escoamento foi maior na bacia em que houve colheita (BURCH et al., 1987).

A área de saturação analisada em relação às classes de solo não evidenciou um padrão definido na sub-bacia. Segundo Resende et al. (2007), o escoamento e a retenção de água para uma determinada classe de solo são dependentes da profundidade, textura, estrutura, porosidade e pedoforma, que podem se integrar de variadas maneiras. Assim, enquanto a maior e a menor condutividade hidráulica estimada ocorreram no Argissolo Amarelo (PA) e Nitossolo Vermelho (NV) (Tabela 5), as maiores e menores áreas saturadas ocorreram em Nitossolo Vermelho (NV) e Planossolo Háptico (SX) (Figura 7), respectivamente.

Embora a textura não consiga prever sempre a capacidade de retenção de água de uma classe de solo (RESENDE et al., 2007), ela forneceu um bom indicativo. O gradiente textural dos solos na sub-bacia é maior nos Argissolos e no Planossolo, que representam 88% dos solos na sub-bacia, e menor no Cambissolo e no Nitossolo (Tabela 1). Tal característica, associada ao relevo predominantemente ondulado (Tabela 1), são condições favoráveis ao rápido aumento das áreas saturadas e do escoamento superficial.

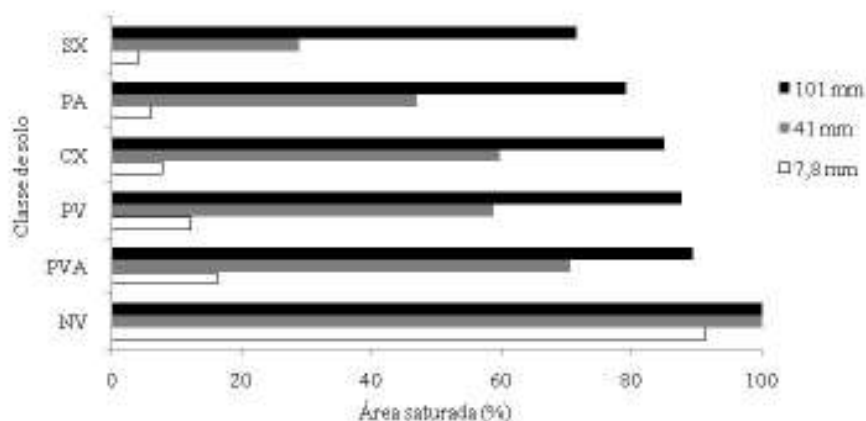
Solos de permeabilidade lenta comumente possuem uma camada de permeabilidade lenta no *solum* ou imediatamente abaixo deste, podendo apresentar diferença textural acentuada entre A e B (SANTOS et al., 2005). Assim, o escoamento superficial tende a ocorrer quando a capacidade de infiltração é excedida e o solo satura apenas no horizonte superficial. Conforme destacam Montgomery e Dietrich (1994b), em condições de clima úmido, relevo suave e presença de cobertura vegetal, o escoamento devido à baixa capacidade

de infiltração dá origem a erosão laminar, enquanto em condições de solo saturado ocorre erosão em sulcos por escoamento superficial e lixiviação.

Ocupando grande parte da sub-bacia, os Argissolos (principalmente PVA e PV) com permeabilidade lenta e lenta a moderada (Tabela 5), apresentaram comportamentos semelhantes durante o aumento das áreas saturadas (Figura 8). Nestes solos, a textura mais arenosa do horizonte superficial possibilita uma rápida infiltração da água, porém, confere menor coesão entre partículas e favorece o processo erosivo. Já na camada sub-superficial, a maior coesão do horizonte B reduz a desagregação e a perda de solo, mas favorece o escoamento superficial.

Este fator, associado às características físicas do sistema de drenagem como relevo ondulado (Figura 5) e morfometria propícia a enchentes (área, I_c , K_f e D_d), geram um escoamento superficial significativo na sub-bacia ($W > 1$) (Tabela 3). A relação densidade de drenagem e permeabilidade foi inversamente proporcional, ou seja, a sub-bacia apresenta elevada densidade de drenagem e baixa permeabilidade dos solos, corroborando observações de Nascimento e Garcia (2005) e Oliveira et al. (2010).

A suscetibilidade à erosão decorrente das limitações físicas de Argissolos típicos do Rio Grande do Sul varia com a textura, espessura da camada arenosa com mudança textural abrupta (arênico e espessarênico), apenas com a mudança textural abrupta e com a declividade (STRECK et al., 2008). Os Argissolos típicos presentes na sub-bacia possuem horizonte B textural mais próximo da superfície quando comparados aos Argissolos arênicos e espessarênicos ocorrentes na região, sendo mais propícios à saturação e ao escoamento superficial em eventos de chuvas máximas, refletindo na menor tolerância de perdas e maior exigência conservacionista (STRECK et al., 2008), principalmente após o corte raso da floresta (PIERCE et al., 1972; RANZINI; LIMA, 2002; VITAL; LIMA; CAMARGO, 1999).



PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho - Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háptico; SX: Planossolo Háptico.

Figura 8 Áreas saturadas durante as precipitações diárias, relativas a cada classe de solo

A baixa permeabilidade associada à textura argilosa, no caso do NV (Tabela 5), acarretou em uma maior capacidade de retenção de água neste solo, refletido nos resultados do índice de umidade. Para a menor precipitação diária avaliada (7,8 mm), o NV apresentou a quase totalidade de sua área saturada (Figura 8). O NV apresenta menor relação textural e textura argilosa representando, de forma geral, um solo menos suscetível à erosão quando comparado aos Argissolos, conforme relatou Costa (2008). Contudo, estas características associadas ao relevo ondulado em que o solo se encontra indicam uma área de elevado potencial de saturação e escoamento em condições médias de precipitação diária, necessitando de práticas de manejo diferenciadas para o eucalipto. Os resultados concordam com Damacena et al. (2010), os quais verificaram uma maior influência das posições no relevo quanto ao padrão de saturação em solos de baixa relação textural.

Já o SX, apesar da permeabilidade lenta a moderada (Tabela 5) decorrente da textura média do horizonte superficial, apresenta condições menos favoráveis à saturação, pois aproximadamente metade da sua área localiza-se na parte alta da sub-bacia, próximo ao divisor da rede de drenagem, concordando com observações de Costa (2008). Tais solos quando localizados em relevo ondulado a forte ondulado não possuem risco de alagamento acentuado devido ao escoamento superficial da água favorecido em razão da maior declividade. Este favorecimento ainda ocorre em razão do aumento abrupto no teor de argila do horizonte A para o B que implica na severa redução da permeabilidade ao longo do perfil.

No CX, apesar do índice de umidade também sofrer influência de maiores altitudes e do relevo mais movimentado, além da baixa capacidade de armazenamento de água e lenta permeabilidade, quando comparado ao NV tem a infiltração de água como algo favorecido devido ao pequeno gradiente textural (Tabela 5), e conseqüentemente, um menor potencial de saturação deste solo.

3.3 Escoamento superficial e perdas de solo

Os resultados mais elevados de escoamento superficial foram verificados em SD e os menores em FN, enquanto os sistemas FE1 e FE2 apresentaram taxas intermediárias (Tabela 6). Os sistemas com eucalipto apresentaram valores de escoamento superficial, relativamente, reduzidos e similares, porém, cerca de 3 vezes maior comparados à FN (Tabela 6). Conforme verificado por Brito et al. (2005), Martins et al. (2003, 2010), Pires et al. (2006) e Silva et al. (2011), a mata nativa é a cobertura que proporciona menor escoamento superficial, para todos os solos, devido a sua complexidade estrutural. O controle da erosão pela espécie arbórea se dá devido à interceptação da chuva pelo dossel, aumento da infiltração de água, manutenção

do teor adequado de matéria orgânica e efeito agregador nas partículas de solo. Segundo Oliveira Júnior e Dias (2005), entre os ecossistemas vegetais, a floresta nativa atua no ciclo hidrológico de maneira mais significativa, pois proporciona melhores condições de infiltração da água da chuva.

Tabela 6 Escoamento superficial em Argissolo Vermelho (PV) na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS), para as florestas de eucalipto e sistemas de referência, no período de 11/2006 a 10/2010

	Precipitação	FE1		FE2		FN		SD	
		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
2006	257	13	5	14	5	7	3	70	27
2007	1.487	155	10	181	12	38	3	1.147	77
2008	1.460	93	6	95	7	30	2	923	63
2009	1.833	142	8	116	6	55	3	888	48
2010	1.134	97	9	74	7	37	3	376	33
Média	1.542	125	8	120	8	42	3	851	55

FE1: Floresta de eucalipto plantada em 2004; FE2: Floresta de eucalipto plantada em 2001; FN: Floresta nativa, referencial de mínima perda de solo e água; SD: solo descoberto, referencial de máximo escoamento superficial e perdas de solo.

O escoamento superficial nos sistemas FE1 e FE2 foi cerca de 7 vezes menor comparado ao SD. Considerando uma capacidade de infiltração constante no PV sob determinada quantidade de precipitação pluvial, o volume do escoamento variou com a capacidade de retenção do fluxo da água na superfície do solo. Tanto o plantio em nível, como a espécie arbórea auxiliaram na redução da velocidade e do volume de escoamento nos sistemas FE1 e FE2 comparado ao SD, se aproximando do sistema em equilíbrio (FN), pois favoreceu a infiltração da água no solo através do parcelamento do comprimento de rampa e aumento da rugosidade do terreno e da capacidade de retenção de água. Silva et al. (2011) quantificaram perdas de água por escoamento de 2,6% a 3,8% em

relação ao total precipitado para Latossolo Vermelho-Amarelo, com redução de 1,2% quando adotado o cultivo mínimo e práticas conservacionistas de plantio em nível e manutenção dos resíduos da colheita florestal nos plantios florestais, em relação ao plantio no sentido do declive e queima de restos culturais. Martins et al. (2010) verificaram perdas de 0,95% a 8,4% para floresta de eucalipto no sistema de cultivo mínimo, em Argissolo Amarelo.

Os valores de escoamento superficial no referencial de máxima perda de solo (SD) refletem o potencial erosivo da sub-bacia em relação às características do relevo, solo e clima, não considerando a cobertura vegetal ou uso do solo. Sob estas condições, o escoamento alcançou máxima de 63% e média de 55%, do total médio anual precipitado (Tabela 6). Estes resultados eram esperados, uma vez que a elevada área de solo saturado para eventos de precipitação máxima (Figura 6) indica um escoamento superficial significativo no PV (Tabela 3). Gilles et al. (2009), Volk, Cogo e Streck (2004) e Volk e Cogo (2008), observaram perdas de água semelhantes, da ordem de 50%, 49% e 35%, respectivamente, e Castro, Cogo e Volk (2006) verificaram perdas de 80%, em parcelas sem cobertura vegetal instaladas em PV sob chuva simulada, no município de Eldorado do Sul (RS). Um paralelo pode ser feito ainda, entre a condição de SD e a operação de corte raso da floresta de eucalipto em Argissolos, sendo recomendadas práticas conservacionistas que controlem a velocidade e o volume do escoamento. Vital, Lima e Camargo (1999) observaram um aumento de 100% no escoamento superficial de um Argissolo Vermelho-Amarelo no primeiro ano após o corte raso do eucalipto, enquanto Pierce et al. (1972) e Ranzini e Lima (2002) relatam consideráveis saídas de nutrientes pelo deflúvio após o corte raso da floresta sob solos com horizonte B textural e Argissolo Vermelho-Amarelo, respectivamente.

O índice de erosividade na sub-bacia, à exceção do ano 2006 e 2010, variou de 3627 a 7523 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, com média de 5908 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹

ano⁻¹ (Tabela 7), classificados respectivamente como moderado e altos (FOSTER et al., 1981). Estes valores se aproximam dos verificados na literatura para o Rio Grande do Sul. Hickmann et al. (2008) determinaram erosividade de 8.875 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ para Uruguaiana, enquanto Bazzano, Peltz e Cassol (2010) verificaram de 5.135 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ em Rio Grande. Em Santa Catarina, um índice de 5.694 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ foi encontrado em Lages (BERTOL, 1993) e de 6.329 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ em Campos Novos (BERTOL, 1994).

As perdas máximas de solo em todos os sistemas estiveram associadas aos primeiros 14 meses de experimento (2006 e 2007) (Tabela 7), período que sofre influência da movimentação de solo inerente à instalação da parcela. A maior perda observada no período (13,89 Mg ha⁻¹) ocorreu em SD, ficando acima da tolerância do solo, de 6,35 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. A perda média do SD no período também foi acima da tolerância de perdas (Tabela 7), mostrando a elevada propensão deste solo à erosão. Nos demais anos, as maiores perdas estiveram associadas à maior erosividade (7.523 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹) registrada em 2009. Os sistemas FE1 e FE2 apresentaram perdas intermediárias à FN e SD, com perdas elevadas no período de alta erosividade.

As perdas médias de solo de 0,472 e 0,135 Mg ha⁻¹ nos sistemas FE1 e FE2 (Tabela 7) são, respectivamente, 13 e 47 vezes menores do que a tolerância permitida, próximas às observadas por Cardoso et al. (2004), Martins et al. (2010), Ranzini e Lima (2002), Silva et al. (2011) e Zhou et al. (2002), para plantios de eucalipto; e menores do que as observadas por Lima (1988). O revolvimento mínimo do solo aliado à manutenção dos resíduos vegetais sobre a superfície contribui para a maior conservação do solo nos sistemas FE1 e FE2. A espécie arbórea promove ainda efeitos de redução no impacto direto das gotas de chuva no solo, aumento da infiltração de água, manutenção do teor adequado de matéria orgânica e agregação das partículas do solo. A camada orgânica presente

na superfície dos solos florestais (serrapilheira) funciona também como barreira física ao livre escoamento superficial, diminuindo o volume e a velocidade da enxurrada, e assim, sua capacidade erosiva de desagregação e transporte de solo, corroborando observações de Cardoso et al. (2004),), Diaz e Querner (2005), Franco et al. (2002), Gonçalves (2002), Kobiyama, (2000), Lima (1996), Martins et al. (2003, 2010), Silva et al. (2011), Walling, (1999), Zhang et al. (2004) e Zhou et al. (2002).

Tabela 7 Perdas de solo para florestas de eucalipto e sistemas de referência na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS), no período de 11/2006 a 10/2010

Ano	Precipitação	Erosividade	FE1	FE2	FN	SD
	mm	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹	----- Mg ha ⁻¹ -----			
2006*	257	985	0,124	0,048	0,032	1,66
2007	1.487	5.783	0,777	0,292	0,038	13,89
2008	1.460	3.627	0,186	0,067	0,026	5,07
2009	1.833	7.523	0,652	0,074	0,028	6,71
2010*						
*	1.134	5.714	0,150	0,058	0,024	0,71
Média	1.542	5.908	0,472	0,135	0,037	7,01

*Dados relativos aos meses 11 e 12; **Dados relativos aos meses 1 a 10. FE1: Floresta de eucalipto plantada no ano de 2004; FE2: Floresta de eucalipto plantada no ano de 2001; FN: Floresta nativa, referencial de mínima perda de solo e água; SD: solo descoberto, referencial de máximo escoamento superficial e perdas de solo.

Nos sistemas individuais com eucalipto, não se observou redução das perdas de solo com a idade da floresta (Tabela 7). Este fato difere do verificado em alguns trabalhos, que quantificaram a redução no escoamento superficial e nas perdas de solo ao longo do ciclo de plantio de *E. grandis* (LIMA, 1988; MARTINS et al., 2010) e *E. saligna* (RANZINI; LIMA, 2002). A diferença verificada entre FE1 e FE2 pode ser atribuída, além das diferentes idades dos

sistemas, às interações de dossel, serrapilheira e sub-bosque, as quais acreditam terem influenciado diretamente na proteção do solo. De acordo com observações de campo, a floresta de *E. saligna* (FE1) possui um dossel mais fechado do que floresta do híbrido *E. urophila*, *E. maidenii* e *E. globulus* (FE2) mesmo com metade da idade, refletindo em um sub-bosque menos desenvolvido e maiores perdas de solo (Tabela 7). Já no dossel mais aberto da FE2, o crescimento do sub-bosque é favorecido, alterando a capacidade de proteção do solo neste sistema, 3,5 vezes menor em relação ao FE1. A influência do sub-bosque na redução da erosão em sistemas florestais também foi relatada nos estudos de Lima (1988), Martins et al. (2010), Oliveira (2008), Porto, Walling e Callegari (2009) e Silva et al. (2011).

4 CONCLUSÃO

Os parâmetros fisiográficos exercem grande influência sobre o escoamento superficial na sub-bacia Terra Dura, indicando uma área com elevado potencial de perdas de solo, água, matérias orgânicas e nutrientes, e assoreamento dos corpos de água.

O índice de umidade dos solos indicou elevado potencial de escoamento superficial e erosão hídrica durante eventos de máxima precipitação diária. Em condições médias de precipitação diária, a saturação esteve associada às redes de drenagem, indicando que o restante da área não é influenciado pelo escoamento gerado a partir da saturação do solo.

A quantificação do escoamento superficial e perdas de solo nos diferentes usos do solo para principal classe da sub-bacia revelou que a cobertura florestal e o tipo de manejo diminuem o potencial de escoamento, erosão e aporte de sedimentos na bacia, favorecendo a interceptação e infiltração da água. O sistema florestal atualmente adotado na sub-bacia é sustentável do ponto de vista da erosão hídrica, devendo ser mantidas as práticas conservacionistas existentes de forma a controlar o potencial de escoamento superficial e erosão.

REFERÊNCIAS

- ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 33, n. 2, p. 117-127, 2003.
- AVANZI, J. C. et al. Calibração e aplicação do modelo MUSLE em uma microbacia hidrográfica nos Tabuleiros Costeiros brasileiros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 12, n. 6, p. 563-569, nov./dez. 2008.
- AVANZI, J. C. **Modelagem do escoamento superficial e erosão hídrica em uma microbacia hidrográfica na região dos Tabuleiros Costeiros**. 2005. 68 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2005.
- BALBINOT, R. et al. O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas. **Ambiência**, Guarapuava, v. 4, n. 1, p. 131-149, jan./abr. 2008.
- BARROS, L. S. et al. Perdas de solo e água em plantio de *Acacia mangium wild* e savana em Roraima, norte da Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, n. 2, p. 447-454, mar./abr. 2009.
- BAZZANO, M. G. P.; ELTZ, F. L. F.; CASSOL, E. A. Erosividade e características hidrológicas das chuvas de Rio Grande (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, n. 1, p. 235-244, jan./fev. 2010.
- BERTOL, I.; ALMEIDA, J. A. Tolerância de perda de solo por erosão para os principais solos do estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 24, n. 3, p. 657-668, jul./set. 2000.
- BERTOL, I. Avaliação da erosividade da chuva na localidade de Campos Novos (SC) no período de 1981-1990. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 29, n. 9, p. 1453-1458, set. 1994.

BERTOL, I. Índice de erosividade da chuva (EI30) para Lages (SC): 1ª aproximação. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 28, n. 4, p. 515-521, abr. 1993.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 5. ed. São Paulo: Ícone, 2005. 355 p.

BOGAART, P. W.; TROCH, P. A. Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 10, p. 925-936, 2006.

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul**. Recife: MA/DPP-AS/DRNR, 1973. 431 p. (Boletim técnico, 30).

BRITO, L. F. et al. Erosão de Latossolo Vermelho muito argiloso relevo ondulado em área de pós-plantio de eucalipto no Vale do Rio Doce, região centro leste do estado de Minas Gerais. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 67, p. 27-36, abr. 2005.

BURCH, G. J. et al. Comparative hydrological behaviour of forested and cleared catchments in southeastern Australia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 90, n. 1/3, p. 19-42, Mar. 1987.

CALDERANO FILHO, B. et al. **Levantamento de solos e avaliação da aptidão agrícola das terras da microbacia Janela das Andorinhas, no município de Nova Friburgo, RJ**. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2003. 52 p. (EMBRAPA Solos. Boletim de pesquisa e desenvolvimento, n. 27).

CARDOSO, C. A. et al. Caracterização hidroambiental da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 30, n. 2, p. 249-256, mar./abr. 2006.

CARDOSO, D. P. et al. Erosão hídrica avaliada pela alteração na superfície do solo em sistemas florestais. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 66, p. 25-37, dez. 2004.

CASTRO, L. G.; COGO, N. P.; VOLK, L. B. S. Alterações na rugosidade superficial do solo pelo preparo e pela chuva e sua relação com a erosão hídrica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 30, n. 2, p. 339-352, mar./abr. 2006.

COGO, N. P.; LEVIENS, R.; SCHWARZ, R. A. Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declive e níveis de fertilidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, n. 4, p. 743-753, ago. 2003.

COLLARES, E. G. **Avaliação de alterações em redes de drenagem de microbacias como subsídio ao zoneamento geoambiental de bacias hidrográficas**: aplicação na bacia do rio Capivari, SP. 2000. 193 f. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Escola de Engenharia, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2000.

COSTA, A. M. da et al. Levantamento detalhado de solos da microbacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura (RS) e considerações sobre escalas de mapeamento. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 33, n. 5, p. 1272-1279, set./out. 2009.

COSTA, A. M. da. **Levantamento de solos, interpretação para o risco de anoxia e estabelecimento de unidades de manejo para a cultura do eucalipto no Rio Grande do Sul**. Lavras: UFLA, 2008. 111 p.

CURI, N. et al. **Vocabulário de ciência do solo**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1993. 90 p.

DAMACENA, F. A. et al. Identificação de zonas de saturação na paisagem a partir de dados de transmissividade obtidos em situ na bacia hidrográfica do rio Jardim (DF). **Espaço & Geografia**, Brasília, v. 12, n. 1, p. 105-123, 2010.

DANE, J. H.; PUCKETT, W. Field soil hydraulic properties based on physical and mineralogical information. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON INDIRECT METHOD FOR ESTIMATION HYDRAULIC PROPERTIES OF UNSATURATED SOILS, 1994, Riverside. **Proceedings...** Riverside: University of California, 1994. p. 389-403.

DIAZ, R. A.; QUERNER, E. P. Estimating the climate change effect upon flood risk reduction by afforestation. In: WAGENER, T. et al. (Ed.). **Regional hydrological impacts of climate change - impact assessment and decision-making**. Wallingford: IAHS, 2005. chap. 2, p. 248-253.

DIETRICH, W. E. et al. Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 101, n. 2, p. 259-278, Mar. 1993.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in environment planning**. São Francisco: Freeman, 1978. 818 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2006. 306 p.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS Professional GIS for the desktop, version 9.3**. Redlands, 2009. 1 CD-ROM.

FAMIGLIETTI, J. S. et al. Field observations of soil moisture variability across scales. **Water Resources Research**, Washington, v. 44, n. 1, p. 1423-1439, Dec. 2008.

FERRERO, V. O. **Hidrologia computacional y modelos digitales del terreno: teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico**. [S.l.: s.n.], 2004. 364 p. Disponível em: <http://www.gabrielortiz.com/descargas/Hidrologia_Computacional_MDT_SIG.pdf>. Acesso em: 02 dez. 2010.

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

FOSTER, G. R. Modelling the erosion process. In: HAAN, C. T.; JOHNSON, H. D.; BRAKENSIEK, D. L. (Ed.). **Hydrologic modeling of small watersheds**. St. Joseph: ASAE, 1982. chap. 5, p. 297-380.

- FRANCO, F. S. et al. Quantificação de erosão em sistemas agrícolas agroflorestais e convencionais na Zona da Mata de Minas Gerais. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 26, n. 6, p. 751-760, nov./dez. 2002.
- GILLES, L. et al. Perdas de água, solo, matéria orgânica e nutriente por erosão hídrica na cultura do milho implantada em área de campo nativo, influenciadas por métodos de preparo do solo e tipos de adubação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, n. 5, p. 1427-1440, set./out. 2009.
- GONÇALVES, J. L. M. Conservação do solo. In: GONÇALVES, J. L. M.; STAPE, J. L. (Ed.). **Conservação e cultivo de solos para plantações florestais**. Piracicaba: IPEF, 2002. cap. 3, p. 47-130.
- GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico – geomorfológico**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 652 p.
- GUIMARÃES, R. F. et al. Análise temporal das áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 39, n. 1, p. 190-198, mar. 2009.
- GUIMARÃES, R. F. Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos Shallow Stability. **Espaço & Geografia**, Brasília, v. 6, n. 2, p. 133-150, 2003.
- HADLEY, R. F. et al. **Recent developments in erosion and sediment yield studies**. Paris: UNESCO, 1985. 127 p.
- HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in the humid areas. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1., 1965, New York. **Proceedings...** New York: Pergamon, 1967. p. 275-290.
- HICKMANN, C. et al. Erosividade das chuvas em Uruguaiana, RS, determinada pelo índice EI30, com base no período de 1963 a 1991. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, n. 2, p. 825-831, mar./abr. 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 1991. 92 p.

KOBIYAMA, M. Ruralização na gestão de recursos hídricos em área urbana. **Revista OESP Construção**, São Paulo, v. 5, n. 32, p. 112-117, set. 2000.

LAGO, J. C. **Erosividade das chuvas na metade sul do Rio Grande do Sul**. 2000. 138 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2000.

LANA, C. E.; PAULA, M. de; CASTRO, P. T. A. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG - Brasil. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 54, n. 2, p. 121-126, abr./jun. 2001.

LIMA, W. P. Escoamento superficial, perdas de solo e de nutriente em microparcelsas reflorestadas com eucalipto em solos arenosos no município de São Simão, SP. **Instituto de Pesquisas Florestais**, Piracicaba, v. 38, n. 1, p. 5-16, abr. 1988.

LIMA, W. P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2. ed. São Paulo: USP, 1996. 301 p.

LOPES, R. M. et al. Características fisiográficas e morfométricas da microbacia do Córrego Jataí no município de Jataí-GO. **Geoambiente**, Jataí, v. 1, n. 9, p. 142-163, jul./dez. 2007.

MARTINS, S. G. et al. Fator cobertura e manejo do solo e perdas de solo e água em cultivo de eucalipto e em mata atlântica nos Tabuleiros Costeiros do estado do Espírito Santo. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 38, p. 517-526, set. 2010.

MARTINS, S. G. et al. Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na região de Aracruz (ES). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, n. 3, p. 395-403, maio 2003.

MEDEIROS, E. R.; MULHER FILHO, I. L.; VEIGA, P. O Mesozóico no oeste do estado do Rio Grande do Sul (São Francisco de Assis e Alegrete). **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v. 12, n. 29, p. 49-60, dez. 1989.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A Physically-Based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, Apr. 1994a.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Landscape dissection and drainage área-slope thresholds. In: KIRBY, M. J. (Ed.). **Process models and theoretical geomorphology**. New York: J. Wiley, 1994b. chap. 11, p. 221-246.

MOORE, I. D. et al. GIS and land surface subsurface process. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. (Ed.). **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford, 1993. chap. 19, p. 196-230.

MOORE, I. D.; GRAYSON, R. B. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. **Water Resources Research**, Washington, v. 27, n. 6, p. 1177-1191, June 1991.

MOORE, I. D.; O'LOUGHLIN, E. M.; BURCH, G. J. A Contour-Based topographic model for hydrological and ecological applications. **Earth Surface Processes and Landforms**, Sussex, v. 13, n. 4, p. 305-320, June 1988.

MORAIS, L. F. B.; MUTTI, L. S. M.; ELTZ, F. L. F. Relações entre características físicas da chuva e perdas de solo no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, n. 3, p. 285-288, maio/jun. 1988.

NASCIMENTO, P. S. R.; GARCIA, G. J. Compartimentação fisiográfica para análise ambiental do potencial erosivo a partir das propriedades da rede de drenagem. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 25, n. 1, p. 231-241, jan./abr. 2005.

OLIVEIRA, A. H. **Erosão hídrica em florestas de eucalipto na região sudeste do Rio Grande do Sul**. 2008. 53 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. C.; DIAS, H. C. T. Precipitação pluvial interna de um fragmento secundário de mata atlântica no município de Viçosa, MG. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 29, n. 1, p. 9-15, nov./dez. 2005.

OLIVEIRA, P. T. S. de et al. Caracterização morfométrica de bacias hidrográficas através de dados SRTM. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 8, p. 819-825, 2010.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, Washington, v. 22, n. 5, p. 794-804, May 1986.

PAULA, G. M. et al. Influência do fenômeno El Niño na erosividade das chuvas na região de Santa Maria (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, n. 4, p. 1315-1323, jul./ago. 2010.

PIERCE, R. S. et al. Nutrient loss from clearcuttings in New Hampshire. In: **WATERSHEDS IN TRANSITION**, 1972, Fort Collins. **Proceedings...** Champaign: AWRA, 1972. p. 285-295

PIRES, L. S. et al. Erosão hídrica pós-plantio em floresta de eucalipto na região centro-leste de Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 41, n. 4, p. 687-695, abr. 2006.

PORTO, P.; WALLING, D. E.; CALLEGARI, G. Investigating the effects of afforestation on soil erosion and sediment mobilisation in two small catchments in Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 79, n. 3, p. 181-188, Dec. 2009.

PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Escoamento superficial**. Viçosa, MG: DEA/UFV, 1997. 33 p. (Caderno didático, 26)

PULLAR, D.; SPRINGER, D. Towards integrating GIS and catchment models. **Environmental Modelling & Software**, Oxford, v. 15, n. 5, p. 451-459, July 2000.

RAMGRAB, G. E. et al. Ramdabrazil: folha SH. 22 - Porto Alegre. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo, sistema de informações geográficas**: programa geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.

RANZINI, M.; LIMA, W. P. Comportamento hidrológico, balanço de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com *Eucalyptus*, no Vale do Paraíba, SP. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, n. 61, p. 144-159, jun. 2002.

RESENDE, M. et al. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 5. ed. rev. Lavras: UFLA, 2007. 322 p.

REYNOLDS, W. D.; VIEIRA, S. R.; TOPP, G. C. An assessment of the single-head analyses for the constant head well permeameter. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 72, n. 4, p. 489-501, Nov. 1992.

SANTOS, C. N. dos. **El Nino, La Nina e a erosividade das chuvas no estado do Rio Grande do Sul**. 2008. 138 p. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2008.

SANTOS, I. dos; KOBIYAMA, M. Aplicação do TOPMODEL para determinação de áreas saturadas da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, Taubaté, v. 3, n. 2, p. 77-89, maio./jul. 2008.

SANTOS, R. D. dos et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5. ed. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 100 p.

SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. dos. Áreas hidrologicamente sensíveis: teoria e aplicação para a bacia do rio Barigui, PR, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, Taubaté, v. 5, n. 2, p. 61-76, maio/jul. 2010.

SILVA, M. A. et al. Sistemas de manejo em plantios florestais de eucalipto e perdas de solo e água na região do Vale do Rio Doce, MG. **Ciência Florestal**, Santa Maria, 2011. No prelo.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. **Glossary of soil science terms**. Madison, 2008. 88 p.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transaction of American Geophysical Union**, Washington, v. 38, n. 6, p. 913-920, July 1957.

STRECK, E. V. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2. ed. rev. Porto Alegre: EMATER/RS, 2008. 222 p.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in the grid digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 33, n. 2, p. 309- 319, Feb. 1997.

TARBOTON, D. G.; MOHAMMED, I. N. **TauDem 5.0**: terrain analysis using digital elevation models. Logan: Utah State University, 2010. Disponível em: <<http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0/downloads.html>>. Acesso em: 2 set. 2010.

TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a terra**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 558 p.

TONELLO, K. C. et al. Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães – MG. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 30, n. 5, p. 849-857, set./out. 2006.

TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia**: ciência e aplicação. 3. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2002. 943 p.

VILELLA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 1975. 245 p.

VITAL, A. R. T.; LIMA, W. P.; CAMARGO, F. R. A. Efeitos do corte raso de plantação de Eucalyptus sobre o balanço hídrico, a qualidade da água e as perdas de solo e de nutrientes em uma microbacia no Vale do Paraíba, SP. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, n. 55, p. 5-16, jun.1999.

VOLK, L. B. S.; COGO, N. P. Inter-relação biomassa vegetal subterrânea-estabilidade de agregados-erosão hídrica em solo submetido a diferentes formas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, n. 4, p. 1713-1722, jul./ago. 2008.

VOLK, L. B. S.; COGO, N. P.; STRECK, E. V. Erosão hídrica influenciada por condições físicas de superfície e subsuperfície do solo resultantes do seu manejo, na ausência de cobertura vegetal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 28, n. 4, p. 763-77, jul./ago. 2004.

WALLING, D. E. Linking land use, erosion, and sediment yields in river basins. **Hydrobiologia**, The Hague, v. 410, p. 223-240, Sept. 1999.

WILLIAMS, C. J.; MCNAMARA, J. P.; CHANDLER, D. G. Controls on the temporal and spatial variability of soil moisture in a mountainous landscape: the signature of snow and complex terrain. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 13, n. 7, p. 1325-1336, July 2009.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington: USDA, 1978. 58 p. (Agriculture handbook, n. 537).

ZHANG, C. et al. Downscaling monthly forecasts to simulate impacts of climate change on soil erosion and wheat production. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 68, n. 4, p. 1376-1385, July/Aug. 2004.

ZHOU, G.Y. et al. Hydrological impacts of reforestation with eucalypts and indigenous species: a case study in southern China. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 167, n. 1/3, p. 209-222, Aug. 2002.

ZIEMER, R. R. Storm flow response to road building and partial cutting in small streams of Northern California. **Water Resources Research**, Washington, v. 17, n. 4, p. 907-917, July/Aug. 1981.

CAPÍTULO 4

**POTENCIAL DE EROÇÃO HÍDRICA E ADEQUAÇÃO DA USLE NA
SUB-BACIA HIDROGÁFICA DO HORTO FLORESTAL TERRA DURA,
MUNICÍPIO DE ELDORADO DO SUL, RS**

**POTENTIAL OF WATER EROSION AND SUITABILITY OF THE
USLE IN THE SUB-BASIN TERRA DURA FORESTRY GARDEN,
MUNICIPALITY OF ELDORADO DO SUL, RS**

RESUMO

A modelagem da erosão auxilia na identificação e classificação de áreas quanto ao risco de erosão, na compreensão dos mecanismos do processo e previsão de cenários com a adoção de determinadas práticas agrícolas ou implantação da cultura. Uma grande limitação no uso dos modelos empíricos de erosão USLE (Universal Soil Loss Equation) e RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) em escala de bacias hidrográficas é a dificuldade em estimar valores adequados do fator topográfico (LS) para aplicações em SIG já que foram desenvolvidos considerando condições uniformes em uma parcela-padrão. Sendo desenvolvidos para terrenos uniformes, não consideram a influência do fluxo convergente e divergente e não proporcionam informações quanto às fontes e sumidouros dos materiais da erosão. Em modelos semi-empíricos como RUSLE 3D e USPED (Unit Stream Power Erosion and Deposition), o fator comprimento do declive (L) é substituído pela área de contribuição à montante, o que permite uma estimativa mais precisa da perda de solo para terrenos complexos e grandes áreas. Assim, além de analisar o potencial de erosão hídrica na sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura (RS), o objetivo do presente trabalho foi avaliar o desempenho de quatro modelos de fator topográfico (LS_{USLE} , LS_{RUSLE} , $LS_{RUSLE\ 3D}$, LS_{USPED}) em vista de sua eficiência em simular o risco de erosão pelo modelo USLE. A sub-bacia apresentou um elevado índice de erosividade, característico do Estado do Rio Grande do Sul. O fator C, contudo, indicou uma boa proteção do solo nos dois sistemas florestais de eucalipto com valores de 0,10 para a floresta do híbrido de *Eucalyptus saligna* (FE1) e 0,03 para o sistema florestal híbrido de *E. urophylla*, *E. maidenii* e *E. globulus* (FE2), enquanto na floresta nativa (FN) foi de 0,01. As perdas de solo estimadas com os modelos semiempíricos $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} não apresentaram diferença estatística em relação às perdas de campo avaliadas e geraram uma distribuição da erosão hídrica ponderada pelo fluxo acumulado, enquanto os modelos empíricos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} superestimaram as perdas de solo. O fator LS_{USPED} associado ao modelo USLE foi o mais eficiente na modelagem da erosão na sub-bacia, pois representou o processo erosivo de forma ampla ao estimar áreas potenciais de erosão e de deposição. O sistema florestal atualmente adotado na sub-bacia é sustentável do ponto de vista da erosão hídrica devendo ser mantidas as práticas conservacionistas existentes, à exceção da área sob o sistema FE1. Nesta área, recomenda-se reduzir o tráfego de máquinas através da substituição da linha de plantio pelo coveamento manual, de forma a controlar o potencial de erosão hídrica.

Palavras-chave: Área de contribuição. Fator LS. RUSLE. RUSLE 3D. USPED.

ABSTRACT

The erosion modeling helps to identify and classify areas on the risk of erosion, in understanding the mechanisms of the process and prediction of scenarios with the adoption of certain agricultural practices or crop establishment. A major limitation in the use of empirical models of erosion USLE (Universal Soil Loss Equation) and RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) watershed scale is the difficulty in estimating appropriate values of the topographic factor (TF) for applications in GIS as were developed considering uniform conditions in a standard plot. Being developed for area uniform, don't consider the influence of convergent and divergent flow and provide no information regarding the sources and sinks of material erosion. In semi-empirical models such as RUSLE 3D and USPED (Unit Stream Power Erosion and Deposition), the slope length factor (L) is replaced by the contribution area amount, which allows a more accurate estimate of soil loss for complex terrain and large areas. Thus, besides examining the potential for erosion in the sub-basin Terra Dura (RS) forestry garden, the objective of this study was to evaluate the performance of four models of topographic factor (LS_{USLE} , LS_{RUSLE} , $LS_{RUSLE\ 3D}$, LS_{USPED}) in view of its efficiency in simulating the risk of erosion by the USLE model. The sub-basin had a high erosivity index, characteristic of the State of Rio Grande do Sul. However the C factor indicated a good protection of the soil in two eucalypt forest systems with values of 0.10 for the forest of the hybrid *Eucalyptus saligna* (FE1) and 0.03 for the forest system and hybrid of *E. urophylla*, *E. maidenii* e *E. globulus* (FE2), while in native forest (NF) was 0.01. The soil losses estimated using semi-empirical models $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} no statistically significant differences in terms of losses evaluated field and generated a distribution of water erosion weighted cumulative flow, while the empirical models LS_{USLE} e LS_{RUSLE} overestimated soil loss. The factor associated with the model USLE was the most efficient in the modeling of erosion in the sub-basin, as it represented the erosion process broadly estimate the potential areas of erosion and of deposition. Currently forestry system adopted in the sub-basin in the sub-basin is sustainable from the standpoint of water erosion and should be maintained existing conservation practices, except for the area under the system FE1. In this area, it is recommended to reduce the traffic of heavy machines by replacing the line of planting by manual cave in order to control the potential of water erosion.

Keywords: Contribution area. LS factor. RUSLE. RUSLE 3D. USPED.

1 INTRODUÇÃO

A erosão hídrica é reconhecidamente um sério problema decorrente da expansão agrícola, e sua conseqüente degradação do solo e, possivelmente, devido à mudança climática global (YANG et al., 2003). Em uma escala global, o processo erosivo é considerado o contribuinte mais significativo da poluição de águas superficiais, sendo a maioria dos contaminantes provenientes de sistemas agrícolas (HERNANI et al., 2002). Os sedimentos transportados pelos rios e depositados em seus leitos formam bancos de areia que provocam o alargamento de planícies de inundação durante as cheias, além de reduzirem a capacidade de reservatórios.

No planejamento conservacionista, avaliar a erosão tão rapidamente quando o solo é erodido é fundamental. Como não é possível monitorar a influência de cada prática de manejo utilizada em todos os ecossistemas e sob todas as condições climatológicas, as predições são empregadas com objetivo de classificar o provável impacto e relacioná-lo a práticas alternativas que minimizem as perdas de solo (BHATTARAI; DUTTA, 2007). A modelagem da erosão tem sido utilizada como forma de compreender melhor o sistema, auxiliando na identificação de áreas de risco, compreensão dos mecanismos do processo e previsão de situações futuras antes mesmo da adoção de determinadas práticas agrícolas ou implantação da cultura.

Em geral, os modelos podem ser classificados em três categorias principais: empíricos, físicos e semiempíricos, dependendo dos processos físicos simulados, dos algoritmos que descrevem estes processos e dos dados de dependência do modelo (SAAVEDRA, 2005). Métodos empíricos simples, tais como a Equação Universal de Perdas de Solo (Universal Soil Loss Equation - USLE) (WISHMEIER; SMITH, 1978), a versão revisada da USLE (Revised Universal Soil Loss Equation - RUSLE) (RENARD et al., 1997) e a versão

modificada da USLE (Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE) (WILLIAMS, 1975) são os modelos mais utilizados para estimativa da erosão em bacias hidrográficas. Capazes de englobar a variação espacial da chuva e a heterogeneidade dos fatores na bacia hidrográfica, os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) ao serem associados aos modelos, permitem determinar a distribuição espacial do processo erosivo (BAHADUR, 2009; BÜHLMANN et al., 2010; CEBECAUER; HOFIERKA, 2008; ERDOGAN; ERPUL; BAYRAMIN, 2007; PATRICHE; CAPATAVA; STOICA, 2006).

A USLE expressa as perdas de solo a partir de índices que consideram o efeito dos fatores chuva (erosividade, R), solo (erodibilidade, K), comprimento (L) e declividade (S) do terreno, uso e manejo do solo (C) e práticas conservacionistas adotadas (P). Os termos L e S da equação são frequentemente associados em um fator LS denominado fator topográfico. No fator topográfico (LS) da USLE há uma interação da declividade e comprimento do declive que aumenta a influência destes sobre as perdas de solo quando comparado aos parâmetros restantes, incluindo os fatores L e S individualmente (TRUMAN et al., 2001). O comprimento do declive (L) é genericamente definido como a distância do ponto de origem do fluxo superficial até o ponto onde cada gradiente de declive (S) diminui o suficiente para o início da deposição ou o fluxo passa a se concentrar num canal definido (WISCHMEIR; SMITH, 1978). As perdas de solo aumentam com o aumento do comprimento do declive e da declividade, condições onde o fluxo superficial atinge altas velocidades.

Considerando a própria formulação da USLE e de sua adaptação ao contexto de trabalho no Modelo de Elevação Digital (MED), obviamente as vantagens associadas ao MED irão derivar quase inteiramente em questões relacionadas ao fator topográfico LS, pois é este que se pode avaliar com a ajuda do MED e onde a precisão dos parâmetros extraídos pode tornar-se aparente (FERRERO, 2004). Neste sentido, uma grande limitação no uso dos modelos de

erosão USLE e RUSLE em bacias hidrográficas é a dificuldade em estimar valores adequados do fator topográfico (LS) para aplicações em SIG (HICKEY, 2000; VAN REMORTEL; MAICHLE; HICKEY, 2004), pois parte do solo erodido é depositado antes de alcançar sua saída (exutório). A distribuição espacial da erosão do solo na paisagem prevista por tais modelos irá deturpar as condições presentes e tenderá a superestimar a erosão (VAN REMORTEL; HAMILTON; HICKEY, 2001). Segundo Cebecauer e Hofierka (2008) e Van Remortel, Maichle e Hickey (2004) o fator LS da USLE e RUSLE faz uma grande generalização da realidade ao adotar um comprimento de declive médio da área, sem considerar a influência do fluxo convergente e divergente e não proporcionando informações quanto às fontes e sumidouros dos materiais da erosão (WARREN et al., 2005). De acordo com Mitasova et al. (1996), a única forma prática de aplicar estes modelos é identificar, primeiramente, aquelas porções da paisagem sujeitas à deposição e excluí-las da análise.

Esta limitação dos modelos de fator topográfico empíricos em estimar a perda de solo para terrenos convergentes e divergentes em grandes áreas aliado a um SIG, impulsionou o desenvolvimento de modelos semi-empíricos. Estes modelos são derivados da USLE e representam modificações ou melhorias desta, agregando uma base física que tenta relacionar a morfologia do relevo e os parâmetros definidores da erosão, a exemplo dos modelos RUSLE 3D e USPED (Unit Stream Power Erosion and Deposition) (MITASOVA et al., 1996). Em modelos semiempíricos o fator comprimento do declive é substituído pela área de contribuição à montante (DESMET; GOVERS, 1996; MITASOVA et al., 1996; MOORE; BURCH, 1986a, 1986b; MOORE; WILSON, 1992), tornando o resultado do fator LS equivalente ao fator LS tradicional em superfícies planas, mas com vantagem de ser aplicável em declives com geometrias complexas (MOORE; BURCH, 1986a, 1986b; MOORE; WILSON, 1992). A modelagem da área de contribuição é realizada recorrendo ao modelo

de elevação digital (MED), visto que este contém informações que permitem determinar a rede de drenagem considerando a direção do escoamento superficial e o fluxo acumulado. Assim, tais modelos incorporam fenômenos de deposição que podem ser dados de modo específico ao indicar em qual célula do MED é produzido, como no caso da USPED.

Destaca-se, particularmente em grande escala, que padrões de deposição e tempo de permanência de sedimentos ainda são pouco compreendidos, de forma que, a predição da erosão e da taxa de deposição de sedimentos, nestas escalas são, geralmente, baseadas em estudos empíricos ou semiempíricos que são aplicados de maneira uniforme em toda a região (LU et al., 2004). Ao substituir o fator topográfico empírico por um semiempírico na USLE, o fluxo laminar é concentrado em terrenos complexos é considerado na distribuição espacial da erosão, tornando mais precisa a estimativa. Métodos semiempíricos incorporam o impacto de diferentes processos erosivos através de parâmetros empíricos (MITASOVA et al., 2001), normalmente obtidos através da calibração com dados observados, tais como descarga de fluxo e concentração de sedimentos (ZHOU; LIU, 2002). Portanto, estes modelos representam os processos dentro da escala em que foram simulados (ARNOLD, 1996).

Neste contexto, além de analisar o potencial de erosão hídrica na sub-bacia Terra Dura, o objetivo do presente trabalho foi avaliar o desempenho de quatro modelos de fator topográfico (USLE, RUSLE, RUSLE 3D e USPED) em vista de sua eficiência em simular o risco de erosão pelo modelo USLE.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

A área de estudo abrange a sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, localizada no município de Eldorado do Sul e inserida na região fisiográfica Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul (Figura 1), nas coordenadas UTM 22J 440.902 e 441.931E e 6.662.028 e 6.660.462 S (Datum SAD 69). A sub-bacia está situada na Bacia Hidrográfica do Rio Jacuí e seus afluentes, possui área de 101 ha, declividade média de 16% caracterizado como relevo ondulado e altitudes entre 85 e 185 m.

De acordo com a classificação de Köppen, o clima predominante na região é do tipo Cfa, subtropical úmido, caracterizado por apresentar chuvas durante todos os meses do ano e possuir a temperatura do mês mais quente superior a 22°C, e a do mês mais frio superior a 3°C. A precipitação média anual é de, aproximadamente, 1.500 mm (BRASIL, 1973).

Na sub-bacia do horto florestal Terra Dura, as classes de solo presentes são: Argissolo Vermelho distrófico típico (PV), Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico (PVA), Cambissolo Háplico Tb distrófico típico (CX), Argissolo Amarelo distrófico típico (PA), Nitossolo Vermelho distrófico típico (NV) e Planossolo Háplico eutrófico gleissólico (SX) (Figura 1). Na Tabela 1, podem ser observadas as informações de textura e matéria orgânica (MO) referentes ao horizonte superficial (0-20 cm), bem como profundidade, relevo e expressão geográfica predominante, dos solos da sub-bacia do horto florestal Terra Dura. Os perfis dos solos estão descritos em Costa et al. (2009) e as informações foram extraídas de Costa et al. (2009) e Oliveira (2008).

O uso do solo predominante na sub-bacia é o cultivo de florestas de eucalipto designadas FE1 e FE2 (Figura 1), com as principais características

podendo ser observadas na Tabela 2. O restante da área refere-se à floresta nativa preservada, representada pela formação florestal designada Floresta Estacional Decidual Aluvial (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 1991), e às estradas (Figura 1).

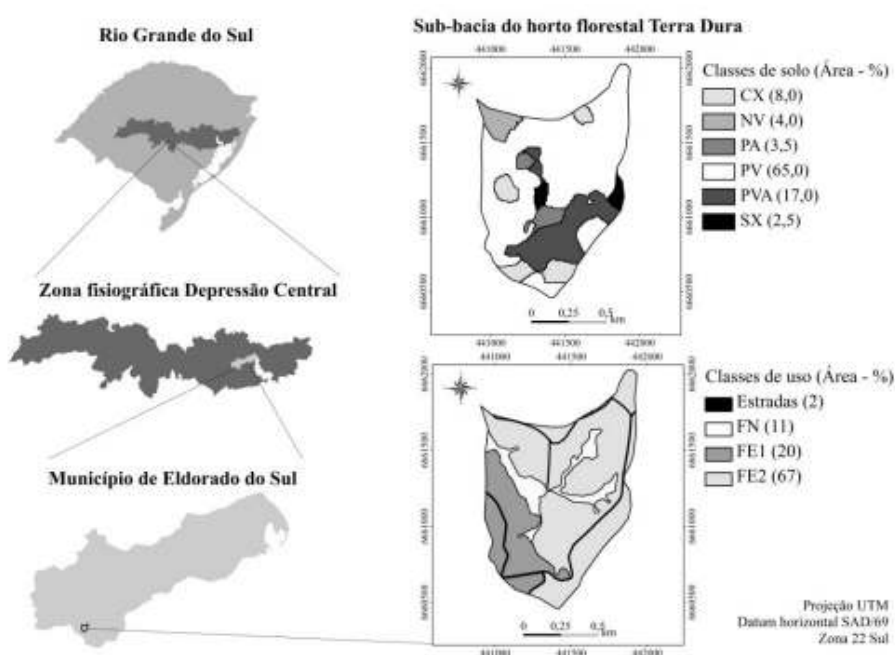


Figura 1 Mapas de localização, classes de uso e solo na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS). PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háplico; SX: Planossolo Háplico; FE1: Floresta de eucalipto plantada em 2005; FE2: Floresta de eucalipto plantada em 2001; FN: Floresta nativa

Fonte do mapa de solo: Adaptado de Costa et al. (2009).

Tabela 1 Atributos físicos, matéria orgânica (MO), características e expressão geográfica dos solos na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

Solo	Argila	Silte	Areia	Relação textural	MO	Prof. <i>solum</i> *	Prof. efetiva	Relevo
----- g kg ⁻¹ -----					g kg ⁻¹	-----m-----		
PA	230	390	380	2,14	14,0	1,5	1,0	ondulado
PV	240	140	620	2,90	15,6	2,0	1,0	ondulado ondulado/forte
PVA	140	350	510	2,51	21,4	2,0	1,0	ondulado
CX	360	170	470	1,32	25,0	0,8	0,6	ondulado
NV	250	310	440	1,06	16,1	2,0	1,0	ondulado
SX	170	410	420	2,09	25,1	1,5	0,7	plano

*Profundidade do *solum* (horizonte A+B). PA: Argissolo Amarelo; PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háplico; SX: Planossolo Háplico.

Tabela 2 Características dos sistemas florestais de eucalipto na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

Sistema	Referência	Ano plantio	Manejo	Prática conservacionista
Híbrido de <i>E. saligna</i>	FE1	2004	cultivo mínimo; 3x3 m	plantio em nível; manutenção resíduos colheita
Híbrido de <i>E. urophila</i> , <i>E. maidenii</i> e <i>E. globulus</i>	FE2	2001	cultivo mínimo; 3x3 m	plantio em nível; manutenção resíduos colheita

2.2 Estimativa da erosão pelo modelo USLE

O trabalho iniciou-se com a preparação de uma base cartográfica e o estabelecimento de um banco de dados georreferenciado da área de estudo, contendo os seguintes planos de informações: modelo de elevação digital hidrológicamente consistente (MEDHC) obtido pelo interpolador Topogrid; classes de solos e cobertura vegetal. O *software* ArcGIS 9.3 da Environmental

Systems Research Institute - ESRI (2009) com o conjunto de ferramentas denominado TauDEM 5.0 (TARBOTON; MOHAMMED, 2010) foi utilizado para dar suporte às análises e ao geoprocessamento dos dados existentes, bem como de dados gerados nesta pesquisa, permitindo a elaboração de um banco de dados geográfico onde estão armazenadas todas as informações temáticas utilizadas.

A USLE estima quantitativamente as perdas de solo com a seguinte equação empírica (WISHMEIER; SMITH, 1978):

$$A = R.K.LS.C.P$$

onde:

A = perda média de solo em $\text{Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$;

R = fator de erosividade das chuvas em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$;

K = fator erodibilidade do solo em $\text{Mg h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$;

L = fator comprimento do declive (adimensional);

S = declividade (adimensional);

C = fator de uso e manejo (adimensional);

P = fator práticas conservacionistas (adimensional).

A aplicação da USLE em cada uma das células (25m^2) do MED dentro da bacia hidrográfica permite obter uma malha com valores de risco de erosão nas mesmas, das quais posteriormente podem ser obtidos valores para o conjunto da bacia hidrográfica.

À exceção do fator K, os fatores que compõem a USLE foram obtidos em campo. O monitoramento das perdas de solo em parcelas de erosão, conforme Wischmeier e Smith (1978) foi realizado para a principal classe de solo da sub-bacia, Argissolo Vermelho (PV). Os sistemas avaliados foram: solo

sob cultivo de eucalipto designados FE1 e FE2 (Tabela 2); solo sob floresta nativa (FN), como referência de sistema em equilíbrio; e solo descoberto (SD) como referencial de máxima perda de solo. Em cada sistema foi instalada uma parcela, de onde se coletaram dados no período de novembro de 2006 a outubro de 2010. As parcelas possuem dimensões de 12,0 x 12,0 m em FE1 e FE2, e 4,0 x 12,0 m em FN, sendo a maior dimensão localizada no sentido máximo do declive (20%) da classe de solo. As parcelas foram contornadas com chapas galvanizadas de 0,40 m de largura, enterradas 0,20 m no solo, e a outra metade (0,20 m) ficando acima da superfície do mesmo. Na extremidade inferior de cada parcela, foram colocadas calhas coletoras para condução da enxurrada até dois tanques coletores, tendo o primeiro tanque de sedimentação com capacidade para 250 L e um recipiente calibrado para a coleta de sedimentos. O excedente da enxurrada passava por um divisor do tipo Geib, em que 1/15 de água da enxurrada era encaminhada para o segundo tanque com capacidade para 500 L. O escoamento superficial originado nas parcelas coletado nos tanques foi homogeneizado para retiradas de amostras de enxurrada e sedimentos, as quais foram transferidas para o laboratório e submetidas à decantação e posteriormente conduzidas à estufa, a 105° C, para determinação das perdas de solo.

O critério da eficácia do sistema de manejo do solo na redução da erosão foi definido a partir do cálculo da tolerância de perdas do solo. A tolerância foi estimada pela metodologia desenvolvida por Bertol e Almeida (2000) para o Estado de Santa Catarina, através dos seguintes atributos extraídos de Costa et al. (2009): profundidade efetiva do solo, relação textural entre os horizontes sub-superficial e superficial, permeabilidade e o teor de matéria orgânica.

2.2.1 Fator R

A erosividade da chuva (EI_{30}) é definida como o potencial da chuva em causar erosão, sendo obtida pelo produto da energia total da chuva (E) e a intensidade máxima em 30 minutos (I_{30}) (FOSTER et al., 1981; WISCHMEIER; SMITH, 1978).

Na área de estudo, os valores de erosividade da chuva (EI_{30}) foram calculados utilizando as equações mensais ajustadas por Santos (2008) para o município limítrofe, Porto Alegre, RS (Tabela 3). Os dados de precipitação das chuvas são referentes ao período de setembro de 2007 a julho de 2010, obtidos da estação climatológica instalada na sub-bacia, coletando dados no intervalo de 30 minutos. As precipitações diárias iguais ou maiores a 10 mm por mês foram separadas e somadas para o cálculo da precipitação erosiva média mensal (> 10 mm) e do coeficiente de Fournier modificado (LAGO, 2000). O coeficiente de Fournier modificado (Rc_m) foi obtido pela equação:

$$Rc_m (\text{mm}) = p^2 (> 10 \text{ mm}) P^{-1} (> 10 \text{ mm})$$

onde:

$p (> 10 \text{ mm})$ = precipitação erosiva mensal (mm)

$P (> 10 \text{ mm})$ = precipitação anual (mm)

O EI_{30} anual foi obtido pelo somatório dos índices em cada mês do ano (WISCHMEIER; SMITH, 1978).

Tabela 3 Equações de erosividade mensal (EI_{30}) ajustadas para o município de Eldorado do Sul (SANTOS, 2008)

Mês	Equação
Janeiro	$EI_{30}=100,0364 R c_m^{0,7541}$
Fevereiro	$EI_{30}=118,9836 R c_m^{0,7529}$
Março	$EI_{30}=122,9510 R c_m^{0,6447}$
Abril	$EI_{30}=30,0082 R c_m+62,1497$
Maiο	$EI_{30}=68,2722 R c_m^{0,6220}$
Junho	$EI_{30}=38,2619 R c_m^{0,8253}$
Julho	$EI_{30}=38,6182 R c_m^{0,7305}$
Agosto	$EI_{30}=49,4122 R c_m^{0,6422}$
Setembro	$EI_{30}=0,2093 p>10^{1,4965}$
Outubro	$EI_{30}=1,4550 p>10^{1,1521}$
Novembro	$EI_{30}=0,2268 p>10^{1,6412}$
Dezembro	$EI_{30}=114,8968 R c_m^{0,6730}$

2.2.2 Fator K

A erodibilidade representa a susceptibilidade do solo em sofrer destacamento e transporte pela ação erosiva da chuva e pelo fluxo de água, variando conforme a classe de solo e suas características físicas (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005; HUDSON, 1995). O valor da erodibilidade é definido por regressão linear como a relação entre a perda de solo e a erosividade (fator R) em uma parcela com 9% de declive e 22,1 metros de comprimento (fator LS) (LAFLEN; MOLDENHAUER, 2003). Neste trabalho, os valores de erodibilidade do solo foram consultados na literatura e são representados na Tabela 4. O mapa do fator K foi gerado a partir da reclassificação de cada classe de solo para seu valor de K correspondente (Tabela 4).

Tabela 4 Valores de fator K utilizados para os solos da sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

Classe de solo	K (Mg h ha ⁻¹ MJ ⁻¹ mm ⁻¹)	Fonte
PA	0,045	Silva (1994)
PV	0,032	Denardin (1990)
PVA	0,033	Marques et al. (1997)
NV	0,012	Bertol et al. (2007)
CX	0,035	Silva et al. (2009)
SX	0,089	Chagas (2007)

PA: Argissolo Amarelo; PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háplico; SX: Planossolo Háplico.

2.2.3 Fator C

O fator de uso e manejo depende da cobertura vegetal que dissipa a energia cinética das gotas de chuva antes do impacto na superfície do solo, representando a relação entre as perdas de solo de um terreno cultivado sob determinado manejo e as perdas correspondentes em um terreno mantido continuamente descoberto (WISCHMEIER; SMITH, 1978). O fator C varia de acordo com a erosividade e a erodibilidade, para cada cultura e tipos de manejo ou cultivo do solo.

Os dados gerados nas parcelas de perdas de solo foram utilizados para estabelecer a razão de perdas de solo em cada estágio da cultura do eucalipto, bem como na floresta nativa para determinação do fator cobertura e manejo do solo. A razão de perdas de solo (RPS) foi estimada segundo Wischmeier e Smith (1978), utilizando a seguinte equação:

$$RPS_i = PC_i / PD_i$$

onde:

RPS = razão de perdas de solo;

i = estágio da cultura (estabelecido em função dos anos de condução do experimento);

PC = perda de solo nos tratamentos com eucalipto ou floresta nativa ($t\ ha^{-1}\ ano^{-1}$),

PD = perda de solo no tratamento em solo descoberto ($t\ ha^{-1}\ ano^{-1}$).

O fator C foi calculado usando a equação:

$$C = (RPS_1.EI_1 + RPS_2.EI_2 + \dots + RPS_n.EI_n)/EI_t$$

onde C é o fator cobertura do solo, EI_i é a erosividade da chuva em cada estágio da cultura e EI_t a erosividade total do período.

O mapa do fator C foi gerado através da reclassificação de cada classe de uso do solo, exceto estradas, para o valor de C correspondente.

2.2.4 Fator P

O fator P da equação de perdas de solo é a relação entre a intensidade esperada de tais perdas com determinada prática conservacionista e aquelas quando a cultura está plantada no sentido do declive (BERTONI; LOMBRADI NETO, 2005). Este fator varia de 0 a 1 e expressa como a superfície e as práticas de manejo (plantio em contorno, em faixas e terraceamento) são usadas para reduzir a erosão hídrica. O fator P foi considerado 0,5 para o cenário com eucalipto em nível (BERTONI; LOMBRADI NETO, 2005) e 0,1 no sistema de referência (FN) (ROOSE, 1977).

2.2.5 Fator LS

Foram escolhidos dois modelos empíricos (USLE e RUSLE) e dois modelos semiempíricos (RUSLE-3D e USPED) para avaliação do desempenho

na modelagem das perdas de solo pela USLE na sub-bacia do horto florestal Terra Dura. As metodologias de cálculo do fator LS testadas serão designadas conforme seus modelos de origem como segue: LS_{USLE} , LS_{RUSLE} , $LS_{RUSLE-3D}$, LS_{USPED} .

2.2.5.1 Modelos empíricos

Tradicionalmente, o fator comprimento do declive (L) e o fator declividade (S) da USLE (L_{USLE} e S_{USLE}) são calculados para encostas uniformes utilizando o comprimento do declive e medidas de declividade no campo com base em modelos empíricos. Como os modelos foram desenvolvidos usando extensivamente os dados medidos, dependem das condições em que foram recolhidos. O fator LS_{USLE} é a relação esperada de perdas de solo por unidade de área em um declive qualquer, em relação às perdas de solo correspondentes de uma parcela unitária de 22,1m de comprimento com 9% de declive (FOSTER; MEYER; ONSTAD, 1977; MCCOOL; BROWN; FOSTER, 1987; MCCOOL, 1989; RENARD et al., 1997).

As metodologias de cálculo dos fatores L e S da USLE foram melhoradas na revisão da equação, denominada RUSLE (MCCOOL; BROWN; FOSTER, 1987; MCCOOL, 1989; RENARD et al., 1997), onde utilizaram-se resultados da análise estatística aplicado a um leque muito mais amplo de configurações de declive, gradientes e tipos de cobertura do que aqueles modelados para a USLE. As equações da RUSLE são, desta forma, consideradas mais abrangentes do que o modelo anterior. Padronizados para uma parcela padrão de 22,13 m de comprimento, tanto o fator L_{USLE} como o L_{RUSLE} podem ser expressos como:

$$L_{USLE/RUSLE} = (\lambda/22,13)^m$$

onde:

L = efeito do comprimento do declive nas perdas de solo dos modelos USLE e RUSLE.

λ = comprimento do declive, é o tamanho da célula no MEDHC (5m)

m = coeficiente empírico

No fator L_{USLE} , o valor recomendado para m é 0,2 para gradientes de declive menores que 1%; 0,3 para 1 a 3%; 0,4 para 3,5 a 4,5%; e 0,5 para >5%. Assim, quando há um gradiente maior que 5% o fator comprimento do declive não muda com a inclinação do declive.

O efeito do fator L_{RUSLE} , contudo, é uma função da relação da erosão em sulcos para entressulcos, e o coeficiente m pode variar. A erosão entressulcos é causada pelo impacto da gota de chuva e, portanto, independe da localização do escoamento superficial. Supõe-se que as variáveis que afetam a erosão entressulcos são constantes ao longo do caminho do escoamento superficial, enquanto a erosão em sulcos é causada pelo escoamento que varia linearmente ao longo do caminho devido à acumulação da enxurrada (ISMAIL; RAVICHANDRAN, 2008). No fator LS_{RUSLE} , o expoente m é expresso em função do ângulo do declive, que reflete o fato do fluxo disperso prevalecer em encostas planas de declive suave, enquanto o fluxo em declives acentuados é mais turbulento. O expoente m continua a aumentar com a declividade de acordo com:

$$m = \beta / (1 + \beta)$$

$$\beta = (\text{sen}\theta / 0,0896) / [3 (\text{sen}\theta)^{0,8} + 0,56]$$

onde:

β = a relação da erosão em sulcos e entressulcos;

θ = ângulo do declive.

A modelagem espacial da inclinação da encosta da USLE (S_{USLE}) utiliza-se o cálculo:

$$S_{USLE} = 65,4 \text{ sen}^2\theta + 4,56 \text{ sen}\theta + 0,0654$$

onde:

θ = ângulo do declive.

Na RUSLE, o fator inclinação do declive (S_{RUSLE}) é avaliado de maneira diferente dependendo do ângulo do talude:

$$S_{RUSLE} = 10,8 \text{ sen}\theta + 0,03 \text{ (quando } \theta < 9\%)$$

$$S_{RUSLE} = 16,8 \text{ sen}\theta - 0,50 \text{ (quando } \theta \geq 9\%)$$

2.2.5.2 Modelos semiempíricos

Nos modelos semiempíricos $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} , o fator comprimento do declive (L) é substituído pela área de contribuição, a qual A área de contribuição é utilizada como a representação do fluxo da água em um local ou *grid* de células. A área de contribuição de cada célula (*pixel*) do MEDHC é a sua própria área mais a área dos vizinhos à montante que possuam alguma fração drenada para o *pixel* em questão. Assim, a área de contribuição A é calculada a partir do produto do fluxo acumulado pela área de cada célula (25 m^2), segundo Moore et al. (1993):

$$A = \chi \cdot \eta$$

onde:

χ = fluxo acumulado;

η = área da célula (*pixel*= 25 m^2).

A estimativa da direção de fluxo é baseada no princípio físico de que as massas, de gravidade controlada, seguem na direção do declive mais acentuado, sendo o declive caracterizado a partir da identificação do plano tangente à superfície topográfica no centro da célula (TARBOTON, 1997). No presente trabalho, o fluxo de cada célula foi obtido pelo método D^∞ (TARBOTON, 1997), pois foi o que melhor descreveu os caminhos do fluxo superficial na sub-bacia pela análise do erro médio.

Incorporando este conceito, o modelo de LS da RUSLE 3D ($LS_{RUSLE\ 3D}$) (MITASOVA et al., 1996) considera o impacto do fluxo convergente e divergente ao englobar encostas irregulares pela integração de um amplo aspecto de convexidade e concavidade de encostas. O fator $LS_{RUSLE-3D}$ num ponto $r = (x,y)$ da encosta é dado por:

$$LS_{RUSLE\ 3D} = (m+1) [A / 22,13]^m [\text{sen}\theta / 0,09]^n$$

onde:

A = área de contribuição à montante (ha);

θ = ângulo de inclinação do declive (graus);

m e n = parâmetros dependentes do tipo de fluxo.

Contudo, na RUSLE 3D o expoente m fornece resultados satisfatórios apenas para segmentos curtos. A equação RUSLE para esta variável foi desenvolvida para comprimentos de declive e aplicações tradicionais de campo, por isso não é recomendada sua utilização como área de contribuição sem avaliar os resultados através de medições de campo. Para declives com centenas de metros de comprimento, ou para o fluxo concentrado, este expoente prediz taxas de erosão extremamente elevadas neste modelo (MITASOVA et al., 2001).

No modelo USPED, o fator LS (LS_{USPED}) representa a mudança na capacidade de transporte da direção de fluxo, sendo positivo para áreas com potencial topográfico para deposição e negativo para áreas com potencial de erosão.

$$LS_{USPED} = A^m (\text{sen}\theta)^n$$

onde:

A = área de contribuição à montante (ha);

θ = ângulo do declive;

m e n = constantes que dependem do tipo de fluxo e propriedades do solo.

Os parâmetros empíricos m e n presentes nos modelos $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} foram calibrados em vista de sua precisão no confronto do resultado da equação USLE com a perda observada na parcela.

2.2.5.2.1 Calibração dos parâmetros m e n

Os expoentes m e n refletem a interação entre os diferentes tipos de fluxo, assim como o transporte e desprendimento de solo. Nos fatores $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} foram testadas todas as interações entre os valores de coeficientes citados na literatura (MITASOVA et al., 1996, 2001). No fator LS_{USPED} considerou-se os valores de, m: 1; 1,2; 1,4 e 1,6; e n: 1; 1,15; e 1,3. Os expoentes na $LS_{RUSLE\ 3D}$ foram de, m: 0,4; 0,5; e 0,6; e n: 1,0; 1,1; 1,2; e 1,3.

A calibração foi realizada através da comparação do resultado de cada perda de solo estimada pelos diferentes coeficientes, com as perdas de solo obtidas nas parcelas amostrais. O valor obtido em cada parcela foi confrontado

ao seu respectivo par, estimado em cada modelo. Para tanto, foi retirada uma amostra de 10x10 m referente à localização de cada parcela. As coordenadas das parcelas foram coletadas em campo com aparelho GPS Garmin 76CSx. Considerou-se três parcelas amostrais como referência de perdas de solo na sub-bacia: duas situadas em floresta de eucalipto (FE1 e FE2) para representar o uso atual do solo e uma em floresta nativa (FN) representando o sistema em equilíbrio. Tendo em vista a pequena área da bacia (101 ha), o uso homogêneo do solo e, sobretudo, a dificuldade e morosidade de obtenção das perdas de solo em campo, este conjunto amostral avaliado por quatro anos (09/2006 a 10/2010) pode ser considerado representativo para o teste.

Para a avaliação estatística, a diferença média ($D_{\text{média}}$) foi escolhida como estimador de precisão (ZWILLINGER; KOKOSKA, 2000), permitindo verificar se ocorreu ou não tendências de sub ou superestimativa nos valores estimados. O erro médio quadrático (EMQ) foi utilizado para estimativa de exatidão.

A análise do EMQ permite avaliar a diferença entre os valores reais e estimados, ou seja, a influência dos coeficientes na precisão dos modelos. O EMQ foi calculado através da equação:

$$\text{EMQ} = \sqrt{(\Sigma (Z_i - Z_t)^2 / (n-1))}$$

onde:

Z_i = perda de solo observada (FE1; FE2; FN);

Z_t = valor altimétrico da curva de nível referência;

n = número de amostras.

2.2.6 Validação da USLE com diferentes modelos de fator topográfico

A validação das estimativas de perdas geradas por cada fator topográfico foi realizada através do conjunto de análises descritas na calibração e do teste qui-quadrado (χ^2) ao nível de 10% de significância (intervalo de confiança de 90%) (ZWILLINGER; KOKOSKA, 2000), que permite a comparação dos valores estimados com os valores observados e uma avaliação mais criteriosa de cada modelo. Este é um teste de hipóteses que objetiva encontrar um valor de dispersão para duas variáveis qualitativas, avaliando a associação existente entre estas variáveis. A hipótese de teste foi, H_0 : não há diferença significativa entre a perda de solo estimada por cada fator LS e a perda obtida na parcela. Para esta validação, considerou-se as mesmas três parcelas amostrais adotadas para calibração dos parâmetros de fator topográfico.

O valor de qui-quadrado (χ^2) foi dado por (ZWILLINGER; KOKOSKA, 2000):

$$\chi^2 = \sum [(P_{\text{obs.}} - P_{\text{est.}})^2 / P_{\text{est.}}]$$

onde:

$P_{\text{obs.}}$ = perda de solo observada;

$P_{\text{esp.}}$ = perda de solo estimada.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Fatores R, K e C

O índice médio de erosividade (fator R) na sub-bacia foi de variou entre 3.627 a 7.523 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, classificados como moderado e alto, respectivamente, com média de 5.908 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, classificado como alto (FOSTER et al., 1981). Estes valores se aproximam dos verificados na literatura para o Rio Grande do Sul, Hickmann et al. (2008) determinaram erosividade de 8.875 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ para Uruguaiana, enquanto Bazzano, Eltz e Cassol (2010) verificou de 5.135 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ em Rio Grande. Em Santa Catarina, um índice de 5.694 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ foi encontrado para Lages (BERTOL, 1993) e de 6.329 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ em Campos Novos (BERTOL, 1994).

Os valores de erodibilidade dos solos (fator K) consultados na literatura variaram de 0,012 a 0,089 Mg h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹ para o NV e SX (Tabela 4), respectivamente, classificados como muito baixo a muito alto, segundo Foster et al. (1981). Na classe CX, o valor de erodibilidade é próximo ao dos Argissolos (Tabela 4), classificado como médio. Entre os Argissolos, o valor de K para a classe de maior abrangência na sub-bacia, PV, possui valores próximos ao PVA, de 0,032 e 0,033 Mg h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹ classificados como baixo e médio, respectivamente, sendo o maior valor, de 0,045 Mg h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹ adotado para o PA, classificado como médio.

Os valores do fator C obtidos nos sistemas seguiram a sequência FN < FE2 < FE1, com os valores respectivos de 0,01; 0,03 e 0,10. Na FN, o controle da erosão se dá devido à interceptação das chuvas pelo do dossel, Em estudo similar, Martins et al. (2010) encontrou valores mais elevados de fator C para plantios de eucalipto e Mata Atlântica, de 0,3 e 0,02 respectivamente.

Comparado aos sistemas de eucalipto, a floresta nativa proporciona cobertura mais efetiva do solo devido à complexidade estrutural do seu dossel e serrapilheira que agem interceptando as chuvas, aumentando a infiltração de água, mantendo o teor adequado de matéria orgânica e seu efeito agregador nas partículas de solo, assim como verificado por Brito et al. (2005), Martins et al. (2003, 2010), Pires et al. (2006) e Silva et al. (2011). A diferença verificada entre FE1 e FE2 pode ser atribuída, além das diferentes idades dos sistemas, às interações de dossel, serrapilheira e sub-bosque, as quais influenciam diretamente na proteção do solo. O sistema FE1 possui um dossel mais fechado do que FE2, refletindo em um sub-bosque menos desenvolvido e maior fator C. Já no dossel mais aberto da FE2, o crescimento do sub-bosque é favorecido, aumentando a capacidade de proteção do solo neste sistema, três vezes maior em relação ao FE1.

3.2 Fator LS

3.2.1 Calibração dos fatores $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED}

Os resultados estatísticos de calibração dos coeficientes m e n da $RUSLE\ 3D$ observados na Tabela 5 demonstram que não houve influência significativa do parâmetro n dentro da amplitude testada, verificada através do EMQ e $D_{média}$, que para a sub-bacia do horto florestal Terra Dura apresentaram valores constantes durante o aumento deste parâmetro. O parâmetro m , entretanto, apresentou maior influência nos resultados de perdas de solo (Tabela 5), sendo seu melhor desempenho para o valor de 0,5. Na análise conjunta foram escolhidos para a estimativa das perdas de solo os valores $m=0,5$ e $n=1,0$, que apresentaram bom desempenho em relação ao EMQ e $D_{média}$ (Tabela 5).

Estes resultados são próximos ao citado por Mitasova et al. (2001), $m=0,4$ e $n=1,0$ no fator $LS_{RUSLE\ 3D}$, para áreas com alta variabilidade espacial de uso e propriedades do solo em que ocorrem ambos os tipos de fluxo, laminar e concentrado. De fato, na sub-bacia, onde o uso florestal é predominante, o fluxo laminar derivado da boa cobertura do solo é favorecido. Ao mesmo tempo, a alta variabilidade de solos e suas respectivas propriedades refletidas no fator K e no relevo, podem gerar fluxos concentrados. A vegetação densa impede a criação de sulcos e mantém o fluxo da água disperso, enquanto em situações de solo descoberto o desprendimento causado pelo aumento da turbulência do fluxo leva à formação de sulcos. No estudo de calibração destes coeficientes para duas sub-bacias hidrográficas rurais no México, Suárez (2008) determinaram valores similares aos encontrados no presente trabalho, $m=0,49$ e $n=1,095$. Ferreira, Gonçalves e Dias (2008) optaram pelos coeficientes $m=0,4$ e $n=1,3$ para avaliação da erosão hídrica em sistemas florestais. Em uma sub-bacia hidrográfica com predomínio de uma floresta nativa da Austrália, Simms, Woodroffe e Jones (2003) consideraram os coeficientes $m=0,6$ e $n=1,3$ mais representativos. Segundo Suárez (2008), quando prevalecem condições de fluxo de água turbulento sobre solos suscetíveis à formação de canais o impacto dos parâmetros é maior e o valor correspondente é alto, $m=0,6$ e $n=1,3$. Quando o valor é baixo, $m=0,1$ e $n=1,0$, o desprendimento e o transporte de sedimentos aumentam relativamente pouco com a quantidade de água, sendo que as propriedades geométricas da topografia (declive, curvaturas) desempenham um papel mais importante na evolução do padrão de desprendimento do solo e na erosão/deposição do que o padrão de fluxo da água. Este tipo de fluxo é típico de áreas com boa cobertura vegetal, mas também para um solo severamente compactado, a ponto de evitar o desprendimento e formação de sulcos (MITASOVA et al., 2001).

Tabela 5 Calibração dos parâmetros empíricos m e n do fator $LS_{RUSLE\ 3D}$

m	$LS_{RUSLE\ 3D}$											
	0,4	0,5	0,6	0,4	0,5	0,6	0,4	0,5	0,6	0,4	0,5	0,6
n	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3
N	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
$D_{média}$	-0,22	0,04	0,15	-0,22	0,04	0,15	-0,23	0,04	0,15	-0,23	0,04	0,15
EMQ	0,37	0,05	0,18	0,37	0,05	0,19	0,36	0,05	0,19	0,36	0,05	0,19

N: número de amostras; $D_{média}$: diferença média; EMQ: erro médio quadrático.

Para o fator LS_{USPED} , o melhor desempenho dos parâmetros avaliados segundo a $D_{média}$ e EMQ ocorreu quando $m=n=1,0$ (Tabela 6). Estes valores refletem a situação da sub-bacia, cuja cobertura florestal promove uma boa proteção ao solo e tendência a um fluxo laminar, concordando com Foster (1994), Mitsova et al. (1996) e Moore e Wilson (1992). De acordo com estes autores, usualmente utiliza-se $m=1$, para fluxo laminar disperso e deposição ao longo da encosta; $m=1,4$ no caso da influência de ambos os tipos de fluxos, laminar e em sulcos, na erosão e deposição, com a deposição começando no terço inferior da encosta e início de voçorocas em áreas de cabeceira; e $m=1,6$ quando prevalecem sulcos e fluxos concentrados, iniciando com grande força nas áreas de cabeceira, tornando a erosão ainda mais longa e ampla com potencial para voçorocamento, sendo a extensão de deposição ainda mais reduzida. O valor do expoente n tem sido documentado por variar com as formas de relevo, cobertura vegetal e processos erosivos. Assim, diversos valores de expoentes têm sido estabelecidos para diferentes climas e zonas, nos Estados Unidos varia de 0,3 a 2,0 (PRICOPE, 2009). Em situações de erosão laminar prevalece o coeficiente $n=1,0$ e onde a erosão em sulcos é dominante, $n = 1,3$. Para uma bacia hidrográfica de uso florestal e agrícola na Itália, Pistocchi et al. (2006) adotaram os mesmos valores do presente estudo para os coeficientes m e n, assim como Suárez (2008) após a calibração destes parâmetros. Na

identificação do impacto da mineração em uma área agrícola da Índia, Kandrika e Dwivedi (2003) optaram pelos coeficientes $m=1,6$ e $n=1,3$, enquanto Drzewiecki e Mularz (2005) na Polônia, optaram por $m=1,4$ e $n=1,2$ para duas bacias hidrográficas com presença de intensa de processos erosivos.

Os resultados estatísticos de calibração representados na Tabela 6 indicam que a variação de ambos os coeficientes interferem nas estimativas de perdas de solo no fator LS_{USPED} . Estes resultados confirmam as observações de Mitsova et al. (2001), que ressaltam o maior impacto dos coeficientes m e n no fator LS_{USPED} em relação ao $LS_{RUSLE\ 3D}$ pois o primeiro computa a divergência do fluxo de sedimentos. Neste caso, o expoente do fluxo de água controla a razão entre a extensão da erosão e deposição, refletindo o fato de que o fluxo turbulento pode transportar mais sedimentos e o impacto da erosão concentrada será mais amplo do que se o fluxo for disperso pela vegetação, como observado na sub-bacia do horto florestal Terra Dura.

Tabela 6 Calibração dos parâmetros empíricos m e n do fator LS_{USPED}

	LS_{USPED}											
	1,0	1,2	1,4	1,6	1,0	1,2	1,4	1,6	1,0	1,2	1,4	1,6
m	1,0	1,2	1,4	1,6	1,0	1,2	1,4	1,6	1,0	1,2	1,4	1,6
n	1,0	1,0	1,0	1,0	1,15	1,15	1,15	1,15	1,3	1,3	1,3	1,3
N	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
$D_{média}$	-0,03	3,04	15,00	54,41	-0,34	1,46	9,03	35,20	-0,48	0,53	5,25	22,36
EMQ	0,04	5,2	25,7	93,4	0,5	2,5	15,5	60,4	0,8	0,9	9,0	38,4

N : número de amostras; $D_{média}$: diferença média; EMQ : erro médio quadrático.

3.3 Validação do modelo USLE

Os resultados da validação observados na Tabela 7 apresentaram aceitação de H_0 para os modelos USLE com os fatores $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} , e a rejeição de H_0 para os modelos USLE com os fatores LS_{USLE} e LS_{RUSLE} . O

melhor desempenho dos modelos semiempíricos também foi verificado pela análise dos estimadores do EQM e $D_{\text{média}}$. Neste contexto, foram validados os modelos USLE com os fatores $LS_{\text{RUSLE } 3D}$ e LS_{USPED} , que testados estatisticamente a 90% de confiabilidade não apresentaram diferenças em relação às perdas de campo. O fator LS_{USPED} representa a mudança na capacidade de transporte da direção de fluxo, sendo identificado pelos valores positivos para áreas com potencial topográfico para deposição e negativos para áreas com potencial de erosão, como verificado na Tabela 7.

Os modelos empíricos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} apresentaram desempenho semelhante, superestimando as perdas de solo em até 48 vezes em relação à média observada nas parcelas (Tabela 7), enquanto os modelos $LS_{\text{RUSLE } 3D}$ e LS_{USPED} estimaram perdas muito próximas às observadas. Em estudo semelhante, Liu et al. (2001) estimaram maiores perdas de solo com o fator LS_{USLE} em relação ao LS_{RUSLE} em declives menores que 9%, ocorrendo o inverso para declives mais íngremes que 9%.

Tabela 7 Resultados de validação da USLE através dos modelos de fator topográfico

	Parcelas			EMQ	$D_{\text{média}}$	χ^2_{cal}	χ^2_{tab}
	FE1	FE2	FN				
	-----Mg ha ⁻¹ -----						
Perdas de campo	0,4724	0,1354	0,0373				
LS_{USLE}	22,86	3,65	0,7349	13,09	8,87	25,98	4,6
LS_{RUSLE}	22,90	2,74	0,3397	13,04	8,45	24,72	4,6
$LS_{\text{RUSLE } 3D}$	0,4401	0,0668	0,0126	0,05	-0,04	0,12	4,6
LS_{USPED}	-0,4109*	-0,1286	-0,0259	0,04	-0,03	0,01	4,6

FE1: Floresta do híbrido de *Eucalyptus saligna* plantada em 2004; FE2: Floresta do híbrido de *Eucalyptus urophylla*, *Eucalyptus maidenii* e *Eucalyptus globulus* plantada em 2001; FN: Floresta nativa; EMQ: erro médio quadrático; $D_{\text{média}}$: diferença média; χ^2_{cal} : valor de qui-quadrado calculado; χ^2_{tab} : valor de qui-quadrado tabelado. Se $\chi^2_{\text{cal}} < \chi^2_{\text{tab}}$: Aceita-se H_0 . H_0 : não há diferença significativa entre a perda de solo estimada e a

determinada. *No modelo USPED, sinal negativo indica perda de solo e positivo indica deposição.

De acordo com Tucci (1998), as limitações dos modelos empíricos frequentemente ocorrem porque, estes não examinam os fenômenos hidrológicos no seu contexto geográfico, utilizando uma representação simplificada de elementos espaciais que assume a bacia hidrográfica como uniforme. A abordagem dos modelos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} utiliza uma taxa média para toda a vertente ou bacia, que é calculada apenas ao longo do fluxo de forma retilínea, sem plena consideração da influência do fluxo de convergência e de divergência, impossibilitando inferências quanto às fontes e sumidouros dos materiais da erosão, e áreas de deposição. Logo, confirmando as observações de Warren et al. (2005), a distribuição espacial da erosão hídrica prevista por tais modelos irá deturpar as condições atuais e tenderá a superestimar a erosão em escala de bacia hidrográfica ou paisagem.

Outros estudos citam superestimativas em menores perdas de solo e subestimativas para as perdas elevadas utilizando os modelos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} (KINNEL, 2005; RAPP; LOPES; RENARD, 2001; RISSE et al., 1993). O melhor desempenho dos modelos semiempíricos (Tabela 7) concordam com Kandel et al. (2004), Kinnel (2001, 2005) e Warren et al. (2005), os quais destacam que os erros dos modelos empíricos são produzidos por que a erosão hídrica, sendo um processo dirigido hidrológicamente, não é avaliada em relação ao escoamento superficial. Nas estimativas de perda de solo utilizando os modelos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} o escoamento superficial não é considerado de forma direta embora, indiretamente, ponderem que o fluxo transporta o sedimento erodido e a concentração de sedimentos dependa do nível de energia cinética da chuva, no espaço amostral de uma parcela, como ressaltado por Kinnel (2005). Assim, o escoamento superficial nos modelos empíricos é um fator primitivo. Este pressuposto limita o potencial destes modelos em predizer mudanças nos

fatores erosivos, na escala de bacias ou sistemas de drenagem, as quais são favorecidas em modelos baseados em processos físicos e semiempíricos onde o escoamento superficial constitui fator fundamental na previsão da erosão hídrica.

Comparando as perdas obtidas nas parcelas com as estimadas utilizando os diferentes fatores topográficos (Tabela 7), verifica-se que as limitações dos modelos empíricos foram superadas pelo uso dos modelos semiempíricos $LS_{RUSLE3D}$ e LS_{USPED} , os quais estimaram perdas de solo mais próximas às observadas em campo (Tabela 7), confirmando observações de Kinnel (2001) e Tucci (1998). Nestes modelos, a erosão hídrica em uma célula do MED é dependente do escoamento superficial nesta célula que por sua vez depende do escoamento da área à montante. A área de contribuição à montante, ao substituir o comprimento do declive gera a rede de erosão calculada como a convergência do fluxo de sedimentos, e a rede de erosão e deposição no caso do LS_{USPED} , obtida pela alteração na capacidade de transporte de sedimentos. As vantagens na utilização destes modelos ainda incluem a representação dos caminhos do escoamento superficial, a aplicação em declives de geometrias complexas (MOORE; BURCH, 1986a, 1986b; MOORE; WILSON, 1992) e possibilidade de calibração do impacto do escoamento superficial por meio de coeficientes empíricos que permitem indicar os efeitos qualitativos e quantitativos das mudanças no uso da terra, sem exigir grandes bases de dados espaço-temporais (MITASOVA et al., 2001). Os fatores LS semiempíricos explicam o duplo fenômeno de convergência de drenagem e sulcamento (GERTNER et al., 2002).

Como os modelos semiempíricos refletem os processos físicos que regem o sistema descrevendo-os com relações empíricas, diversos estudos de avaliação quantitativa do risco de erosão em bacias hidrográficas tem optado pela associação do modelo USLE com um fator LS que reflita o escoamento esperado na superfície de acordo com a topografia, a fim de alcançar estimativas de perdas de solo mais próximas da realidade (ANDRADE et al., 2002; BLOISE

et al., 2001; EFE; EKINCI; CÜREBAL, 2008; ERDOGAN; ERPUL; BAYRAMIN, 2007; JAIN; KOTHYARI, 2000; MOORE; BRUCH, 1986a, 1986 b; OZCAN et al., 2008). O modelo RUSLE apresentou melhores resultados no trabalho de Patriche, Capatana e Stoica (2006) quando associado a um fator LS semiempírico, alcançando um erro médio igual a 2,0. Fu, Chen e McCool (2006) adotaram este mesmo cálculo do fator LS com a RUSLE para avaliar os impactos de práticas conservacionistas na redução da produção de sedimentos via erosão hídrica.

A taxa de erosão média estimada para a sub-bacia do horto florestal Terra Dura pela USLE com os fatores topográficos testados é apresentada em relação às classes de solo e tolerância de perdas na Tabela 8. De forma geral, as perdas de solo seguiram a sequência $CX > PVA > PV > SX > PA > NV$. Nos solos PV, PVA, CX e SX os modelos empíricos estimaram perdas de solo maiores do que as respectivas taxas de tolerância (Tabela 8). No caso dos modelos semiempíricos, apenas a classe SX com o modelo LS_{USPED} apresentou perdas maiores do que a tolerância, provavelmente devido à influência do fator K associada à maior inclinação, confirmando observações de Costa et al. (2009). Segundo os autores, o escoamento superficial da água é favorecido neste solo da sub-bacia em razão do aumento abrupto no teor de argila do horizonte A para o B que implica na severa redução da permeabilidade ao longo do perfil.

Nos Argissolos, a textura mais arenosa do horizonte superficial (Tabela 1) possibilita uma rápida infiltração da água, porém, confere menor coesão entre as partículas e favorece o processo erosivo. Assim, em condições de mesma declividade, quanto menor a espessura do horizonte superficial maior será erosão e menor a tolerância de perdas de solo (Tabela 8), exigindo um planejamento conservacionista mais intensivo. Já na camada sub-superficial, a maior coesão do horizonte B reduz a desagregação e a perda de solo, mas favorece o escoamento superficial.

No caso do PA e PV, a estimativa média utilizando o fator LS_{USPED} indicou deposição, devido à grande parte da área de drenagem estar contida nestes solos recebendo, portanto, sedimentos de toda a bacia. Brown e Krygier (1971) notaram que a variação temporal na concentração de sedimentos em sub-bacias florestadas é ampla, especialmente em riachos. A maioria dos sedimentos é transportada pelos corpos hídricos durante algumas chuvas de alta intensidade, significando que na maior parte do ano os cursos de água podem parecer não carrear sedimentos, mesmo nos riachos de bacias intensamente exploradas. No entanto, a carga de sedimentos pode ser percebida durante as precipitações intensas, que podem ser responsáveis por até 50% da perda de solo na bacia (MILLER, 1984; O'LOUGHLIN; ROWE; PEARCE, 1984). Hernani et al. (2002) estimam que em média 30% dos sedimentos perdidos por erosão hídrica chegam aos mananciais, podendo comprometer a qualidade da água e causar assoreamento.

Tabela 8 Perdas médias de solo estimadas pela USLE com os fatores topográficos testados, para cada classe de solo na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

	PA	PV	PVA	NV	CX	SX
	-----Mg ha ⁻¹ -----					
USLE / LS_{USLE}	4,48	19,06	26,95	2,83	82,22	19,14
USLE / LS_{RUSLE}	3,26	11,45	13,37	1,20	36,66	7,57
USLE / $LS_{RUSLE\ 3D}$	0,28	0,57	0,91	0,06	2,42	0,35
USLE / LS_{USPED}	3,09*	0,61*	-1,18*	-0,95*	-7,16*	-12,13*
Tolerância	6,16	6,35	7,77	13,50	8,82	4,77

PA: Argissolo Amarelo; PV: Argissolo Vermelho; PVA: Argissolo Vermelho-Amarelo; NV: Nitossolo Vermelho; CX: Cambissolo Háptico; SX: Planossolo Háptico. *No modelo USPED, sinal negativo indica perda de solo e positivo indica deposição.

Os valores de perdas de solo estimadas da Tabela 8 refletem as observações do levantamento de solos na sub-bacia realizado por Costa et al. (2009). As perdas de solo mais elevadas estimadas para o Cambissolo indicam que mesmo com um fator K próximo dos Argissolos (Tabela 4) estes solos apresentam maiores problemas físicos, devido a sua pequena espessura, baixa capacidade de armazenamento de água e elevado teor de *silte*. No caso do Nitossolo Vermelho (NV), a baixa relação textural e a textura argilosa (Tabela 1) refletem em menores perdas de solo comparado aos demais solos da sub-bacia (Tabela 8). Ainda segundo os autores, a presença de cascalhos e pedras foi um atributo marcante verificado em quase todos os solos (CX, PV e NV). Esta característica representa uma maior susceptibilidade à erosão hídrica devido à menor coesão das partículas, exigindo um manejo diferenciado para o eucalipto, com menor mobilização e práticas mais intensivas de conservação do solo.

Em termos da espacialização do processo erosivo na sub-bacia, observa-se na Figura 2 que a distribuição dos fatores LS_{USLE} , LS_{RUSLE} e $LS_{RUSLE\ 3D}$ são semelhantes, concordando com Moore e Burch (1986a, 1986b), e apresentando, como aspecto geral, mapas de perdas de solo que indicam como áreas mais suscetíveis aos processos erosivos as regiões de maior declividade com presença de convergência de fluxo. Além destas, as perdas de solo sofreram influência da cobertura florestal (fator C) na seguinte ordem, $FE1 > FE2 > FN$. Na sub-bacia do horto florestal Terra Dura, os três modelos geraram mapas com transições abruptas entre classes de perdas refletindo ora o fator C, ora a inclinação. No caso do fator $LS_{RUSLE\ 3D}$, nota-se também a influência da área de contribuição tornando possível a visualização dos caminhos preferenciais do escoamento superficial na sub-bacia diretamente associados ao desenvolvimento do processo erosivo.

Por outro lado, o fator LS_{USPED} apresentou perdas de solo distribuídas de forma mais contínua, com uma ponderação dos fatores do modelo USLE

considerando a capacidade de transporte de sedimentos do fluxo, refletindo na suavização das transições abruptas entre classes de perdas presentes nos demais modelos (Figura 2). Do ponto de vista erosão, este fator pode ser interpretado como um índice que reflete a tendência das células individuais em acumular água e sedimentos, sendo áreas de alto valor topográfico os domínios de deposição (Figura 2). As áreas de deposição representaram aproximadamente 30% da área total da sub-bacia do horto florestal Terra Dura, próxima às estimadas por Suárez (2008), que validou seus resultados através da análise da erosão hídrica por meio de estacas no solo. De forma geral, os locais de erosão e deposição são adjacentes um ao outro e preferencialmente próximos ou dentro da rede de drenagem (Figura 2), também observado nos estudos de Liu et al. (2007) durante aplicação do modelo USPED.

Os valores obtidos para a tolerância de perdas de solo (Tabela 8) permitiram avaliar os locais aonde as taxas de erosão hídrica estimadas superaram os valores de tolerância, observadas na Figura 3. A área acima da tolerância correspondeu a 34% e 26% para os modelos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} , e de 0,5% e 13% para os modelos $LS_{RUSLE\ 3D}$ e LS_{USPED} , respectivamente. Estas áreas, que representam situações mais propícias à degradação, ocorreram principalmente na área do sistema FE1 (Figura 3).

Em relação ao fator $LS_{RUSLE\ 3D}$, o fator LS_{USPED} apresenta vantagens ao prever a distribuição espacial da erosão, bem como as taxas de deposição em terrenos complexos onde a erosão é limitada pela habilidade do escoamento em transportar sedimento, corroborando os estudos de Saavedra e Mannaerts (2005) onde compararam estes mesmos modelos. Neste contexto, diversas pesquisas vêm optando pela utilização deste modelo (ALIMOHAMMADI; SHESHANGOSHT; SOLTANI, 2006; KANDRIKA; DWIVEDI, 2003; LIU et al., 2007; MITASOVA et al., 1996, 2001; PISTOCCHI; CASSANI; ZANI, 2002; PRICOPE, 2009; WARREN et al., 2005).

Ao identificar a intensidade dos padrões de erosão e deposição na sub-bacia, o fator LS_{USPED} permite, conseqüentemente, definir mais precisamente as áreas prioritárias para manejos conservacionistas em diferentes cenários de manejo, concordando com Mistavosa et al. (2001) e Pistocchi, Cassani e Zani (2002). Como se observa na Figura 2, as perdas de solo indicadas pelas áreas escuras do mapa foram maiores na FE1, sendo estas mesmas áreas associadas às zonas de deposição (áreas claras), corroborando as observações de Foster (1994), Moore e Wilson (1992) e Mitsova et al. (1996) a respeito da utilização do coeficiente $m=n=1$ em situações nas quais prevalecem a deposição ao longo da encosta associada ao fluxo laminar disperso. As atividades florestais de preparo do solo, exploração, construção e manutenção de estradas são as principais responsáveis pelo aumento da produção de sedimentos ocasionados pela erosão hídrica em bacias hidrográficas florestais (ASKEW; WILLIAMS, 1984) e devem, portanto, ser feitas com critério principalmente no sistema FE1. O plantio em nível e cultivo mínimo, atualmente adotado no manejo deste sistema deve ser mantido, contudo, recomenda-se a substituição da linha de plantio pelo coveamento manual a fim de reduzir o tráfego de máquinas nesta área e, conseqüentemente, o potencial de produção de sedimentos. Na colheita florestal Aubertin e Patric (1974) recomendam que os cortes sejam feitos em forma de clareira, cujo tamanho não provoque danos significativos à qualidade da água.

Os padrões de erosão e deposição identificados ainda destacaram a necessidade do controle da erosão hídrica em cabeceiras de drenagem e nas partes convexas superiores das encostas, também observado por Pistocchi, Cassani e Zani (2002) ao utilizar o modelo USPED. Corrêa Neto et al. (2007) observaram influência da topografia nos parâmetros dendrométricos, com menores produtividades de sítios localizados no terço médio da encosta devido a maior intensidade de perda de água e nutrientes. As cabeceiras do curso de água

são uma zona de convergência dos fluxos superficial e subterrâneo havendo, assim, uma interação sinérgica favorável ao processo sulcamento na vertente. Estas áreas mais propensas ao processo erosivo necessitam da preservação de uma densa vegetação para reduzir esta suscetibilidade.

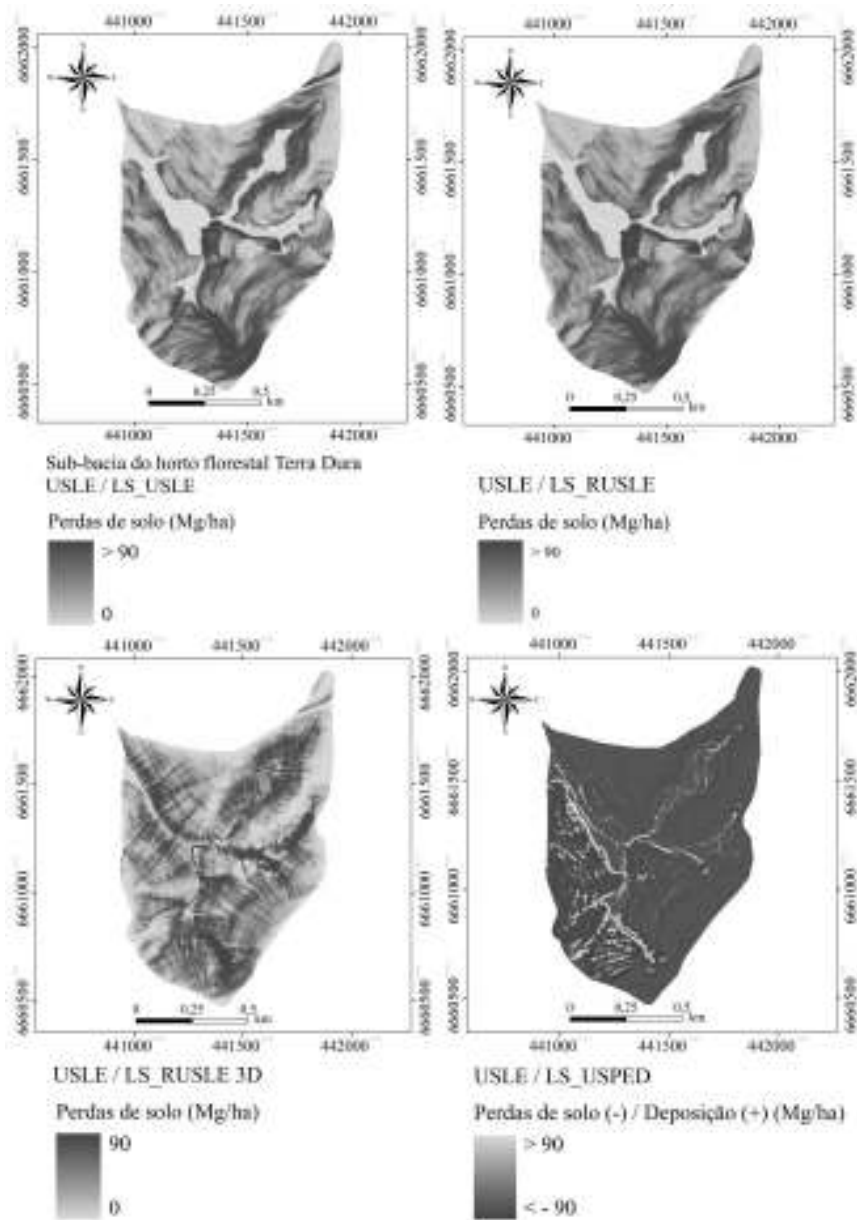


Figura 2 Perdas de solo estimadas através do modelo USLE para cada fator topográfico avaliado na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

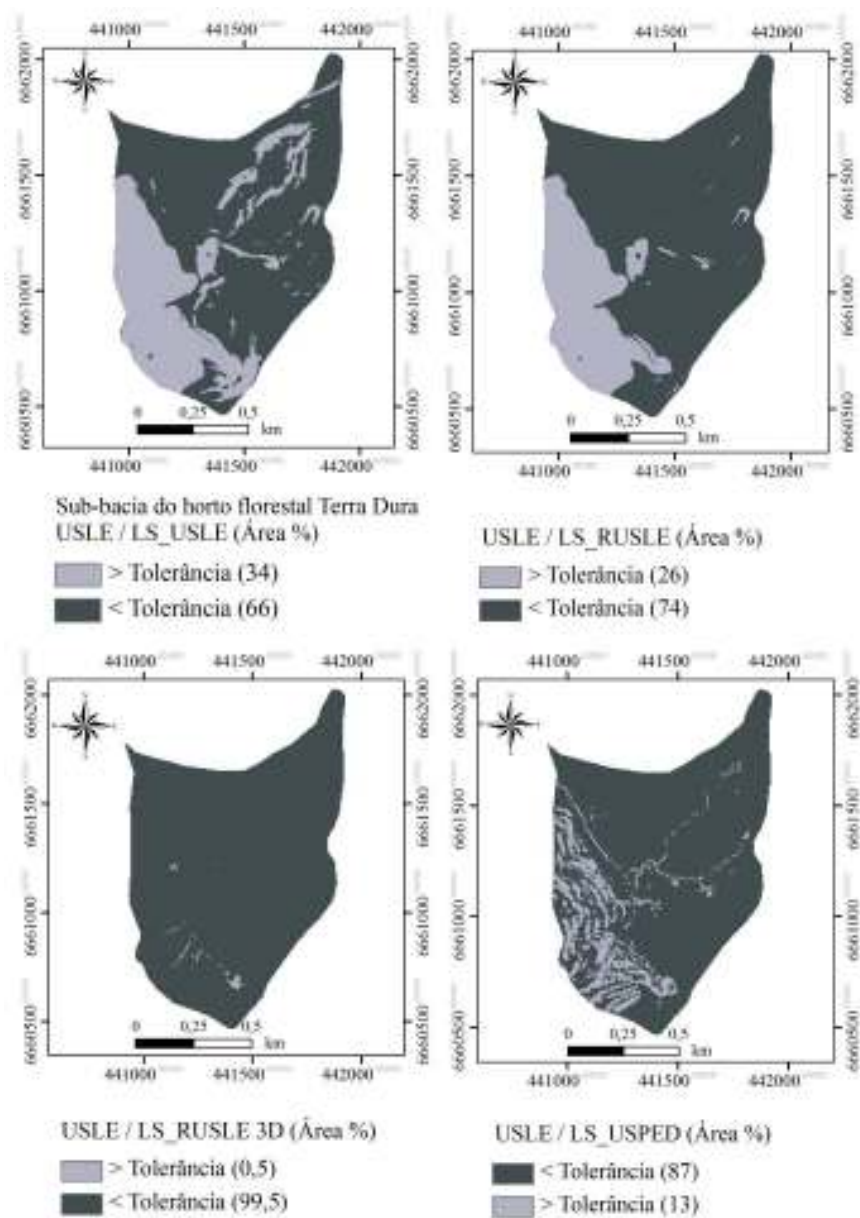


Figura 3 Tolerância de perdas de solo estimadas através do modelo USLE para cada fator topográfico avaliado na sub-bacia do horto florestal Terra Dura (RS)

4 CONCLUSÃO

A sub-bacia do horto florestal Terra Dura apresentou valores de erosividade entre 3.627 a 7.523 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, classificados como moderado e alto, respectivamente, com média de 5.908 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, classificado como alto, valores característicos para região leste do Estado do Rio Grande do Sul. O fator C determinado para os sistemas FE1, FE2 e FN foi de 0,10; 0,03 e 0,10, respectivamente.

As perdas de solo estimadas com os modelos semiempíricos LS_{RUSLE 3D} e LS_{USPED} não apresentaram diferença estatística em relação às perdas de campo e geraram uma distribuição da erosão hídrica ponderada pelo fluxo acumulado, enquanto os modelos empíricos LS_{USLE} e LS_{RUSLE} superestimaram as perdas de solo.

O fator LS_{USPED} associado ao modelo USLE foi o mais eficiente na modelagem da erosão na sub-bacia, pois representou o processo erosivo de forma ampla ao estimar áreas potenciais de erosão e de deposição. Verificou-se que os locais de erosão e deposição são adjacentes um do outro, preferencialmente próximos ou dentro da rede de drenagem, nas áreas de cabeceira e nas partes convexas superiores das encostas, indicando as áreas prioritárias para manejos conservacionistas nos diferentes cenários de manejo. Neste modelo, as estimativas de perdas de solo apontaram perdas acima da tolerância permitida para a classe SX enquanto nas classes PA e PV, a estimativa média indicou deposição. Nos sistemas de manejo, a FE1 compreendeu grande parte da área de elevado potencial de perdas de solo e deposição na sub-bacia.

O sistema florestal atualmente adotado na sub-bacia é sustentável do ponto de vista da erosão hídrica devendo ser mantidas as práticas conservacionistas existentes à exceção do sistema FE1. Nesta área, recomenda-

se reduzir o tráfego de máquinas através da substituição da linha de plantio pelo coveamento manual, de forma a controlar o potencial de erosão hídrica.

REFERÊNCIAS

- ALIMOHAMMADI, A.; SHESHANGOSHT, S.; SOLTANI, M. J. Evaluation of relations between DEM-Based USPED Model Output and Satellite-based spectral indices. In: CONFERENCE PROCEEDINGS OF MAP INDIA, 2006, New Delhi. **Proceedings...** New Delhi: GIS Development. Disponível em: <<http://www.gisdevelopment.net/proceedings/mapindia/2006/index.htm>>. Acesso em: 4 ago. 2010.
- ANDRADE, A. C. et al. **Estudo dos processos erosivos na bacia do Rio Grande (BA) como subsídio ao planejamento agroecológico**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2002. 26 p. (Boletim técnico, n. 63).
- ARNOLD, J. G. et al. **SWAT: soil and water assessment tool, user's manual**. Temple: USDA-ARS, 1996. 190 p.
- ASKEW, G. R.; WILLIAMS, T. M. Sediment concentrations from intensively prepared wetland sites. **Southern Journal of Applied Forestry**, Washington, v. 8, n. 3, p. 152-157, Aug. 1984.
- AUBERTIN, G. M.; PATRIC, J. H. Water quality after clearcutting a small watershed in West Virginia. **Journal Environmental Quality**, Madison, v. 3, n. 3, p. 243-249, 1974.
- BAHADUR, K. C. K. Mapping soil erosion susceptibility using remote sensing and GIS: a case of the Upper Nam Wa Watershed, Nan Province, Thailand. **Environmental Geology**, New York, v. 57, n. 3, p. 695-705, 2009.
- BAZZANO, M. G. P.; ELTZ, F. L. F.; CASSOL, E. A. Erosividade e características hidrológicas das chuvas de Rio Grande (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, n. 1, p. 235-244, jan./fev. 2010.
- BERTOL, I.; ALMEIDA, J. A. Tolerância de perda de solo por erosão para os principais solos do estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 24, n. 3, p. 657-668, jul./set. 2000.

BERTOL, I. Avaliação da erosividade da chuva na localidade de Campos Novos (SC) no período de 1981-1990. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 29, n. 9, p. 1453-1458, set. 1994.

BERTOL, I. et al. Erodibilidade de um Nitossolo Háplico aluminico determinada em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 3, p. 541-549, maio/jun. 2007.

BERTOL, I. Índice de erosividade da chuva (EI30) para Lages (SC): 1ª aproximação. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 28, n. 4, p. 515-521, abr. 1993.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 5. ed. São Paulo: Ícone, 2005. 355 p.

BHATTARAI, R.; DUTTA, D. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS at catchment scale. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 21, n. 10, p. 1635-1647, Oct. 2007.

BLOISE, G. L. F. et al. **Avaliação da suscetibilidade natural à erosão dos solos da Bacia do Olaria – DF**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2001. 33 p. (Boletim de pesquisa e desenvolvimento).

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul**. Recife: MA/DPP-AS/DRNR, 1973. 431 p. (Boletim técnico, 30).

BRITO, L. F. et al. Erosão de Latossolo Vermelho muito argiloso relevo ondulado em área de pós-plantio de eucalipto no Vale do Rio Doce, região Centro Leste do estado de Minas Gerais. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 67, p. 27-36, abr. 2005.

BROWN, G. W.; KRYGIER, J. T. Clear-cut logging and sediment production in the Oregon coast range. **Water Resources Research**, Washington, v.7, n. 5, p. 1189-1198, Set./Oct. 1971.

BÜHLMANN, E. et al. Geographic information system-based decision support for soil conservation planning in Tajikistan. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 65, n. 3, p. 151-159, May/June 2010.

CEBECAUER, T.; HOFIERKA, J. The consequences of land-cover changes on soil erosion distribution in Slovakia. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 98, n. 3/4, p. 187-198, June 2008.

CHAGAS, C. S. **Zoneamento agroecológico do município de Nioaque, estado do Mato Grosso do Sul**. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2007. 69 p. (Boletim de pesquisa e desenvolvimento).

CORRÊA NETO, T. A. et al. Atributos edafoambientais e parâmetros dendrométricos de plantios de eucalipto em um topossequência no campus da UFRRJ, Seropédica (RJ). **Ciência Florestal**, Santa Maria, v.17, n. 1, p. 43-51, jan./mar. 2007.

COSTA, A. M. da et al. Levantamento detalhado de solos da microbacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura (RS) e considerações sobre escalas de mapeamento. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 33, n. 5, p. 1272-1279, set./out. 2009.

DENARDIN, J. E. **Erodibilidade do solo estimada por meio de parâmetros físicos e químicos**. 1990. 81 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 1990.

DESMET, P. J. J.; GOVERS, G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 51, n. 5, p. 427-433 Sept./Oct. 1996.

DRZEWIECKI, W.; MULARZ, S. Model USPED jako narzędzie prognozowania efektów erozji i depozycji materiału glebowego. **Annals of Geomatics**, Warsaw, v. 3, n. 2, p. 52-54, 2005.

EFE, R.; EKINCI, D.; CÜREBAL, I. Erosion analyses of sahin creek watershed (NW of Turkey) using GIS based on Rusle (3d) method. **Journal of Applied Sciences**, New York, v. 8, n. 1, p. 49-58, Jan. 2008.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS Professional GIS for the desktop, version 9.3**. Redlands, 2009. 1 CD-ROM.

ERDOGAN, E. H.; ERPUL, G.; BAYRAMIN, İ. Use of USLE/GIS methodology for predicting soil loss in a semiarid agricultural watershed. **Environmental Monitoring and Assessment**, Dordrecht, v. 131, n. 1/3, p. 153-161, Aug. 2007.

FERREIRA, A. G.; GONÇALVES, A. C.; DIAS, S. S. Avaliação da sustentabilidade dos sistemas florestais em função da erosão. **Silva Lusitana**, Oeiras, v. 16, p. 55-67, jun. 2008. Número especial.

FERRERO, V. O. **Hidrologia computacional y modelos digitales del terreno: teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico**. [S.l.: s.n.], 2004. 364 p. Disponível em: <http://www.gabrielortiz.com/descargas/Hidrologia_Computacional_MDT_SIG.pdf>. Acesso em: 2 dez. 2010.

FOSTER, G. R. Comment on “Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method of estimation”. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 49, n. 5, p. 171-173, Sept./Oct. 1994.

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

FOSTER, G. R.; MEYER, L. D.; ONSTAD, C. A. A runoff erosivity factor and variable slope length exponents for soil loss estimates. **Transactions of American Society of Agricultural Engineers**, St. Joseph, v. 20, n. 4, p. 683-687, Aug. 1977.

FU, G. B.; CHEN, S. L.; MCCOOL, D. K. Modeling the impacts of no-till practice on soil erosion and sediment yield with RUSLE, SEDD, and ArcView GIS. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 85, n. 1/2, p. 38-49, Jan. 2006.

GERTNER, G. et al. Effect and uncertainty of digital elevation model spatial resolutions on predicting the topographical factor for soil loss estimation. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 57, n. 3, p. 164-174, May/June 2002.

HERNANI, L. C. et al. A erosão e seu impacto. In: MANZATTO, C. V.; FREITAS JUNIOR, E.; PERES, J. R. R. (Ed.). **Uso agrícola dos solos brasileiros**. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2002. p. 47-60.

HICKEY, R. Slope angle and slope length solutions for GIS. **Cartography**, Brisbane, v. 29, n. 1, p. 1-8, Jan. 2000.

HICKMANN, C. et al. Erosividade das chuvas em Uruguaiana, RS, determinada pelo índice EI30, com base no período de 1963 a 1991. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, n. 2, p. 825-831, mar./abr. 2008.

HUDSON, N. **Soil conservation**. 3rd ed. Ames: Iowa State University, 1995. 391 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 1991. 92 p.

ISMAIL, J.; RAVICHANDRAN, S. Using remote sensing and GIS. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 22, n. 1, p. 83-102, Jan. 2008.

JAIN, M.; KOTHYARI, U. C. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS. **Hydrological Science Journal**, London, v. 45, n. 5, p. 771-786, Sept./Oct. 2000.

KANDEL, D. D. et al. Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modelling. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 18, n. 8, p. 1423-1446, June 2004.

KANDRIKA, S.; DWIVEDI, R. S. Assessment of the impact of mining on agricultural land using erosion-deposition model and space borne multispectral data. **Journal of Spatial Hydrology**, Champaign, v. 3, n. 2, p. 1-17, fall 2003.

KINNELL, P. I. A. Slope length factor for applying the USLE-M to erosion in grid cells. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 58, n. 1/3, p. 11-17, Feb. 2001.

KINNELL, P. I. A. Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 19, n. 3, p. 851-854, Feb. 2005.

LAFLEN, J. M.; MOLDENHAUER, W. C. **Pioneering soil erosion prediction the USLE story**. Beijing: WASWC, 2003. 54 p.

LAGO, J. C. **Erosividade das chuvas na metade Sul do Rio Grande do Sul**. 2000. 138 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2000.

LIU, B. Y. et al. Slope length effects on soil loss for steep slopes. In: STOTT, D. E.; MOHTAR, R. H.; STEINHARDT, G. C. (Ed.). **Sustaining the global farm: selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting**. West Lafayette: ISCO/USDA-ARS, 2001. p. 784-788. Disponível em: <<http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb-old/isco99/pdf/ISCODisc/tableofcontents.htm>>. Acesso em: 23 jan. 2011.

LIU, J. et al. Estimating soil erosion using the USPED model and consecutive remotely sensed land cover observations. In: PROCEEDINGS OF THE 2007 SUMMER COMPUTER SIMULATION CONFERENCE, 2007, San Diego. **Proceedings...** San Diego: Society for Computer Simulation International, 2007. p. 1-6.

LU, H. et al. Modelling sediment delivery ratio based on physical principles. In: TRANSACTIONS OF THE 2ND BIENNIAL MEETING OF THE INTERNATIONAL ENVIRONMENTAL MODELLING AND SOFTWARE SOCIETY, 2., 2004, Manno. **Proceedings...** Manno: iEMSs, 2004. v. 3, p. 1117-1122.

MARQUES, J. J. G. S. M. et al. Índices de erosividade da chuva, perdas de solo e fator erodibilidade para dois solos da região dos cerrados - primeira aproximação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 21, n. 3, p. 427-434, maio/jun. 1997.

MARTINS, S. G. et al. Fator cobertura e manejo do solo e perdas de solo e água em cultivo de eucalipto e em Mata Atlântica nos Tabuleiros Costeiros do estado do Espírito Santo. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 38, n. 87, p. 517-526, set. 2010.

MARTINS, S. G. et al. Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na Região de Aracruz (ES). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, n. 3, p. 395-403, maio 2003.

MCCOOL, D. K.; BROWN, L. C.; FOSTER, G. R. Revised slope steepness factor for the universal soil loss equation. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 30, n. 5, p. 1387-1396, Sept./Oct. 1987.

MCCOOL, D. K. et al. Revised slope length factor for the universal soil loss equation. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 32, n. 5, p. 1571-1576, Sept./Oct. 1989.

MILLER, E. L. Sediment yield and storm flow response to clear-cut harvest and site preparation in the Ouachita mountains. **Water Resources Research**, Washington, v. 20, n. 4, p. 471-475, Apr. 1984.

MITASOVA, H. et al. Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. **International Journal Geographical Information System**, London, v. 10, n. 5, p. 629- 641, 1996.

MITASOVA, H. et al. **Terrain modeling and soil erosion simulation: applications for Ft. Hood report for USA CERL**. Champaign: University of Illinois, 2001. Disponível em: <<http://skagit.meas.ncsu.edu/~helena/gmslab/reports/cerl01/finalreport/report01/default.htm>>. Acesso em: 20 dez. 2010.

MOORE, I. D.; BURCH, G. J. Modeling erosion and deposition: topographic effects. **Transactions of the American, Science Agricultural Engineering**, St. Joseph, v. 29, n. 6, p. 1624-1640, Dec. 1986a.

MOORE, I. D., BURCH, G. J. Physical basis of the length-slope factor in the universal soil loss equation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 5, p. 1294- 1298, Sept./Oct. 1986b.

MOORE, I. D. et al. GIS and land surface subsurface process. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. (Ed.). **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford University, 1993. chap. 19, p. 196-230.

MOORE, I. D.; WILSON, J. P. Length-slope factors for Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE): simplified method of estimation. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 47, n. 5, p. 423-428, Sept./Oct. 1992.

OLIVEIRA, A. H. **Erosão hídrica em florestas de eucalipto na região sudeste do Rio Grande do Sul**. 2008. 53 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

O'LOUGHLIN, C. L.; ROWE, L. K.; PEARCE, A. J. Hydrology of mid-altitude tussock grassland, upper Waipori catchment, Otago: 1- erosion, sediment yields and water quality. **Journal of Hydrology of New Zealand**, New Zealand, v. 23, n. 2, p. 45-59, Dec. 1984.

OZCAN, A. U. et al. Use of USLE/GIS technology integrated with geostatistics to assess soil erosion risk in different land uses of Indagi Mountain Pass-Çankiri, Turkey. **Environmental Geology**, Berlin, v. 53, n. 8, p. 1731-1741, Feb. 2008.

PATRICHE, C.V.; CAPATANA, V. C.; STOICA, D. L. Aspects regarding soil erosion spatial modeling using the USLE / RUSLE within GIS. **Geographia Technica**, Cluj Napoca, v. 2, n. 2, p. 87-97, Oct. 2006.

PIRES, L. S. et al. Erosão hídrica pós-plantio em floresta de eucalipto na região centro-leste de Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 41, n. 4, p. 687-695, abr. 2006.

PISTOCCHI, A.; CASSANI, G.; ZANI, O. Use of the USPED model for mapping soil erosion and managing best land conservation practices. In: PROCEEDINGS OF THE FIRST BIENNIAL MEETING OF THE INTERNATIONAL ENVIRONMENTAL MODELLING AND SOFTWARE SOCIETY, 1., 2002, Lugano. **Proceedings...** Lugano: iEMSS, 2002. v. 3, p. 163-168. Disponível em: <http://www.iemss.org/iemss2002/proceedings/pdf/volume%20tre/331_pistocchi.pdf>. Acesso em: 23 jan. 2011.

PRICOPE, N. G. Assessment of spatial patterns of sediment transport and delivery for soil and water conservation programs. **Journal of Spatial Hydrology**, Champaign, v. 9, n. 1, p. 21-46, spring 2009.

RAPP, J. F.; LOPES, V. L.; RENARD, K. G. Comparing soil erosion estimates from RUSLE and USLE on natural runoff plots. In: PROCEEDINGS OF INTERNATIONAL SYMPOSIUM SOIL EROSION RESEARCH FOR THE 21ST CENTURY, 2001, Honolulu. **Proceedings...** St Joseph: American Society Agricultural Engineers, 2001. p. 24-27.

RENARD, K. G. et al. **Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)**. 1997. Washington: USDA 1997. 404 p. (Agriculture handbook, n. 703).

RISSE, L. M. et al. Error assessment in the universal soil loss equation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 3, p. 825-833, May/June 1993.

ROOSE, E. I. Application of the universal soil loss equation of Wischmeier and Smith in West Africa. In: GREENLAND, D. J.; LAL, R. **Soil conservation and management in the humid tropics**. Chichester: J. Wiley and Sons, 1977. p. 177-187.

SAAVEDRA, C. P. **Estimating spatial patterns of soil erosion and deposition in the Andean region using geo-information techniques - A case study in Cochabamba, Bolivia**. 2005. 229 p. Thesis (Doctor of Philosophy) - Wageningen University the Netherlands, Enschede, 2005.

SAAVEDRA, C. P.; MANNAERTS, C. M. Erosion estimation in an Andean catchment combining coarse and fine resolution satellite imagery. In: PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT: GLOBAL MONITORING FOR SUSTAINABILITY AND SECURITY, 31., 2005, Saint Petersburg. **Proceedings...** Saint Petersburg: International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 2005. Disponível em: <<http://www.isprs.org/publications/related/ISRSE/html/papers/1017.pdf>>. Acesso em: 15 jan. 2011.

SANTOS, C. N. dos. **El Nino, La Nina e a erosividade das chuvas no estado do Rio Grande do Sul**. 2008. 138 p. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2008.

SILVA, A. M. da et al. Erosividade da chuva e erodibilidade de Cambissolo e Latossolo na região de Lavras, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, n. 6, p. 1811-1820, nov./dez. 2009.

SILVA, J. R. C. **Erodibilidade dos solos do Ceará: distribuição espacial e avaliação de métodos para sua determinação (1ª aproximação)**. 1994. 60 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Fortaleza, 1994.

SILVA, M. A. et al. Sistemas de manejo em plantios florestais de eucalipto e perdas de solo e água na região do Vale do Rio Doce, MG. **Ciência Florestal**, Santa Maria, 2011. No prelo.

SIMMS, A. D.; WOODROFFE, C. D.; JONES, B. G. Application of RUSLE for erosion management in a coastal catchment, southern NSW. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON MODELLING AND SIMULATION, 5., 2003, Townsville. **Proceedings...** Townsville: University of Western Australia, 2003. p. 678-683. Disponível em: <http://www.mssanz.org.au/MODSIM03/Volume_02/A13/04_Simms.pdf>. Acesso em: 2 set. 2010.

SUÁREZ, M. C. G. **Metodología de cálculo del factor topográfico, LS, integrado em los modelos RUSLE y USPED. Aplicación em Arroio Del Lugar, Guadalajara (España)**. 2008. 391 p. Tesi (Doctorado en Ingeniería) - Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 2008.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in the grid digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 33, n. 2, p. 309- 319, Feb. 1997.

TARBOTON, D. G.; MOHAMMED, I. N. **TauDem 5.0**: terrain analysis using digital elevation models. Logan: Utah State University, 2010. Disponível em: <<http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0/downloads.html>>. Acesso em: 2 set. 2010.

TRUMAN, C. C. et al. Slope length effects on runoff and sediment delivery. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v. 56, n. 3, p. 249-256, 2001.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: UFRGS, 1998. 669 p.

VAN REMORTEL, R.; HAMILTON, M.; HICKEY, R. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data. **Cartography**, Brisbane, v. 30, n. 1, p. 27-35, Jun. 2001.

VAN REMORTEL, R. D.; MAICHLE, R. W.; HICKEY, R. J. Computing the LS factor for the Revised Universal Soil Loss Equation through array-based slope processing of digital elevation data using a C++ executable. **Computers & Geosciences**, New York, v. 30, n. 9/10, p. 1043-1053, Nov. 2004.

YANG, D. et al. Global potential soil erosion with reference to land use and climate change. **Hydrological Processes**, Chichester, v.17, n. 14, p. 2913-2928, Oct. 2003.

WARREN, S. D. et al. Validation of a 3-D enhancement of the Universal Soil Loss Equation for prediction of soil erosion and sediment deposition. **Catena**, Amsterdam, v. 64, n. 2/3, p. 281-296, Dec. 2005.

WILLIAMS, J. R. Sediment routing for agricultural watersheds. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 11, n. 5, p. 965-974 Oct. 1975.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to consevation planning**. Washington: USDA, 1978. 58 p. (Agriculture Handbook, n. 537).

ZHOU, Q.; LIU, X. Error assessment of grid-based flow routing algorithms used in hydrological models. **International Journal of Geographic Information Science**, London, v. 16, n. 8, p. 819-842, 2002.

ZWILLINGER, D.; KOKOSKA, S. **Standard probability and statistics tables and formulae**. Boca Raton: Chapman & Hall/CRC, 2000. 554 p.