

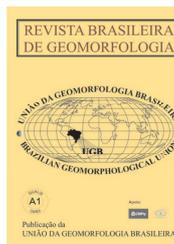


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 18, nº 1 (2017)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i1.1023>



DETERMINAÇÃO DO FATOR TOPOGRÁFICO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS

DETERMINATION THE TOPOGRAPHIC FACTOR IN WATERSHED

Paulo Rodrigo Zanin

*Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina
Rua Eng. Agrônomo Andrei Cristian Ferreira, Florianópolis, Santa Catarina. CEP: 88.040-900, Brasil
Email: paulorzgeo@gmail.com*

Nadia Bernardi Bonumá

*Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina
Rua Eng. Agrônomo Andrei Cristian Ferreira, Florianópolis, Santa Catarina, CEP: 88.040-900, Brasil
Email: nadia.bonuma@ufsc.br*

Jean Paolo Gomes Minella

*Departamento de Solos, Universidade Federal de Santa Maria
Avenida Roraima, nº 1000, Santa Maria, Rio Grande do Sul, CEP: 97.105-900, Brasil
Email: jminella@smail.ufsm.br*

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

12/02/2016

Aceito (Accepted):

14/09/2016

Palavras-chave:

Fator Topográfico; MDE; Bacia Hidrográfica.

Keywords:

Topographic Factor; DEM; Watershed.

Resumo:

O uso do modelo USLE e suas derivações, para estimativas de erosão hídrica, é cada vez mais frequente na literatura acadêmica e obras de engenharia. No entanto, estes modelos apresentam limitações na sua aplicação em bacias hidrográficas, por serem originalmente desenvolvidos para áreas de encosta. Desta forma, o presente estudo objetivou realizar uma análise de sensibilidade do fator topográfico (LS), considerando o cálculo tradicional da MUSLE (WILLIAMS, 1975), e os métodos de cálculo espacialmente distribuídos de Moore *et al.* (1991) e Desmet e Govers (1996), para dois MDEs com detalhamento topográfico de 1:10.000 e 1:50.000, em seis bacias hidrográficas de diferentes escalas. Os resultados encontrados mostram que o cálculo tradicional superestima os valores do fator topográfico, em relação ao valor médio dos cálculos espacialmente distribuídos. Em relação a influência da discretização do relevo, os valores do fator topográfico aumentam do MDE de 1:50.000 para o MDE de 1:10.000 no método tradicional e no método de Desmet e Govers (1996), enquanto no método de Moore *et al.* (1991) eles reduzem. Este comportamento divergente entre os métodos espacialmente distribuídos se deve a forma de como a acumulação dos fluxos na bacia é inserido em cada cálculo. Com base em correlações com índices de relevo, verificou-se que os métodos de cálculo espacialmente distribuídos expressam melhor a realidade do fator topográfico em relação ao método tradicional, sendo mais precisos no MDE de 1:50.000. No que toca ao efeito de escala, foram encontradas relações complexas entre o fator topográfico dos três métodos de cálculo e o conjunto de bacias analisadas.

Abstract:

The use of USLE model and its derivations, for water erosion estimation, is increasingly common in academic literature and engineering works. However, these models have limitations in watershed application, because they were originally developed for hillside areas. Thus, this study aimed to conduct a sensitivity analysis of topographic factor (LS), considering the traditional calculation of MUSLE (WILLIAMS, 1975), and calculation methods spatially distributed of Moore *et al.* (1991) and Desmet and Govers (1996), for two DEMs with topographic detailing of 1:10,000 and 1:50,000 in six watersheds of different scales. The results show that traditional calculation overestimates the values of the topographic factor, in relation to average value of the spatially distributed calculations. In relation to the relief discretization influence, topographic factor values increase of the 1:50,000 DEM for 1:10,000 DEM in conventional method and method of Desmet and Govers (1996), while in method of Moore *et al.* (1991) reduce. This divergent behavior between spatially distributed methods, is due to form as the flows accumulation in the basin is inserted in each calculation. Based on correlation with relief indices, it was found that the calculation methods spatially distributed best expressing the reality of topographic factor compared to traditional method, being more accurate in 1:50,000 DEM. Regarding the scale effect, complex relationship between topographic factor of the three calculation methods and watershed set analyzed were found.

1. Introdução

A água é a principal responsável pelas intempéries do substrato rochoso, pois atua no sentido de alteração e desagregação dos minerais, formando o manto de intemperismo, ou regolito (BIGARELLA *et al.* 2009). Em associação com outros condicionantes ambientais, mais o tempo cronológico, do manto de intemperismo resultará a formação de determinado tipo de solo (PALMIERI; LARACH, 2010), que estará condicionado direta e indiretamente pelo relevo, devido à energia potencial e cinética propiciada pela declividade, que atuará tanto sobre material pedológico, como no escoamento das águas precipitadas. Em relevos de baixa declividade, os solos tendem a permanecer “*in situ*”, como material residual da intemperização da rocha. Já em relevos com declividade média a alta, pode ocorrer movimentação e deposição deste material para áreas planas, decorrente da desestabilização da coesão entre os grãos do solo, em virtude da superação da capacidade de infiltração do mesmo, podendo ocorrer por movimentação isolada de partículas, ou por movimentação de quantidade significativa de massa (BIGARELLA *et al.* 2009).

Quando da superação da capacidade de infiltração do material pedológico, a água escoará superficialmente, carregando consigo as partículas sem coesão, caracterizando a erosão laminar ou lavagem do solo. Ao encontrar feições no relevo que propiciem a concentração dos fluxos de água precipitada e, conseqüentemente, o aumento da energia do escoamento, a abrasão hídrica sobre a superfície do relevo será intensificada, formando a erosão em sulcos. Se após formados os sulcos, a precipitação propiciar um escoamento superficial prolongado, a erosão hídrica será intensificada, gerando um maior entalhamento no material

pedológico, formando as ravinas (SIMÕES; COIADO, 2003).

Desta forma, a erosão laminar apresenta-se como a primeira etapa dos processos erosivos responsáveis pela dissecação de bacias hidrográficas, transformando a morfologia da paisagem. Tendo em vista a necessidade da quantificação destes mecanismos, voltado ao planejamento e gestão do território, cada vez mais os processos geomorfológicos são modelados matematicamente, visando a obtenção de estimativas de erosão, as quais sempre estão embutidas de certo erro.

A acurácia das modelagens de erosão é normalmente baseada em dois fatores, o primeiro seria a capacidade do modelo em explicar os fatores físicos que determinaram o resultado de saída da simulação, e o outro estaria na exatidão da quantificação de cada fator físico de entrada do modelo (KINNELL, 2010). Um dos principais fatores de entrada nos modelos de perda de solos é o relevo, representado na Equação Universal de Perda de Solo - USLE (WISCHMEIER; SMITH, 1965; 1978), e suas derivações, pelo fator topográfico (LS), constituído pelo comprimento (L) e declividade (S) da encosta.

A utilização do modelo USLE e suas derivações, em larga escala, tem sido frequente na literatura acadêmica, no licenciamento ambiental, e também em projetos de engenharia de grande porte, como por exemplo, na estimativa da vida útil de reservatórios d'água para os mais diversos fins. Essa estratégia de modelagem ocorre por razões importantes a serem apresentadas. A primeira delas é a enorme demanda por informações do impacto ambiental da agricultura nos recursos hídricos. A segunda está na necessidade de prevenção de desastres naturais devido

aos processos erosivos, que resultam em assoreamento dos cursos d'água, intensificando as inundações em cidades ribeirinhas. Já a terceira razão é a facilidade de cálculo da USLE e suas derivações utilizando Sistemas de Informações Geográficas - SIGs.

Entretanto, é preciso alertar para as condições de restrição de aplicação destes modelos. Segundo Wischmeier e Smith (1978), o modelo USLE, e sua versão revisada denominada RUSLE (RENARD *et al.*, 1997), apresentam resultados precisos para solos de textura média, comprimento de encosta inferior a 120 metros, gradientes entre 3% a 18%, e práticas de manejo e conservação do solo idênticas às utilizadas na criação do modelo, sendo que para áreas maiores, com gradientes e manejos diferentes dos anteriores, o modelo USLE/RUSLE super-estima as médias-mínimas anuais e sub-estima as médias-máximas anuais de perdas de solo (RISE *et al.* 1993; ROSEWELL, 1993; KINNEL, 2010).

Além disso, também deve-se levar em conta que a família de modelos da USLE baseia-se na extrapolação dos resultados de experimentos na escala de parcela-padrão (22,13m de largura por 9% de declividade) para áreas maiores, geralmente bacias hidrográficas, onde associado ao erro potencial da extrapolação, está o erro propiciado pela heterogeneidade física-edáfica de bacias hidrográficas (KINNEL, 2010). Também é importante enfatizar, que a exatidão dos resultados dependerá da qualidade das fontes de informação, sobretudo nos MDEs (Modelos Digitais de Elevação), pois quando estes são grosseiros, a tendência nas rampas é de aumentar a produção de sedimentos, já quando o MDE é refinado, com maior detalhamento do relevo, a tendência é de haver interrupção no comprimento da rampa, devido a melhor representação das barreiras e patamares presentes no terreno, compondo um conjunto de segmentos de encosta com diferentes declividades, os quais afetam a fricção do escoamento, reduzindo sua velocidade e favorecendo a deposição na própria encosta (BRASINGTON; RICHARDS, 1998; PROSSER; RUSTOMJI, 2000; WILSON *et al.* 2000).

Para aplicação da USLE na escala de bacia hidrográfica, ao invés da escala de encosta, foi criada uma variação denominada de USLE-M ou MUSLE (WILLIAMS, 1975). A MUSLE se diferencia da USLE/RUSLE no fator R, substituindo a energia da precipitação pelo efeito da vazão de pico e volume escoado, para eventos isolados na produção de sedimentos. Também se diferencia em parte do fator topográfico, onde a determinação de L, ao invés de ser a razão entre o comprimento da vertente pela largura da parcela padrão (22,13m) elevado ao valor da classe de

declividade da encosta, é substituída pela quarta parte da largura de um retângulo equivalente (Considerando a bacia hidrográfica como uma área retangular com um único canal ao meio do retângulo), com base na área e coeficiente de compacidade da bacia (WILLIAMS, 1975).

O fator LS merece especial atenção em sua quantificação dentro do modelo MUSLE, pois constitui a base para a formação das diferentes magnitudes da energia potencial e cinética, referentes a atuação do escoamento superficial na erosão hídrica e vazão de pico. No entanto, devido aos dados empíricos serem baseados na parcela-padrão, a determinação tradicional deste fator para áreas maiores e heterogêneas em termos físicos, leva a estimativas erradas de perdas de solo (MINELLA *et al.* 2010).

Além do problema da quantificação do fator LS, Mediondo e Tucci (1997) colocam a extrapolação escalar de informações hidrológicas como principal limitador na representação dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas. Segundo Jha *et al.* (2004) a declividade do terreno e comprimento da rampa do fator LS, são afetados pelo tamanho das bacias de drenagem, e como os algoritmos da MUSLE não são lineares, as variações escalares irão afetar de forma diferente a determinação do fator LS, em diferentes tamanhos de bacias. Isto se deve ao próprio conceito original do fator LS, que considera uma relação linear positiva entre tamanho da rampa e perda de solo, o que não necessariamente é uma regra, pois em rampas não uniformes pode ocorrer deposição de sedimentos na própria encosta (BROWN *et al.* 1981; JONG *et al.* 1983; JHA *et al.* 2004), e pela definição do fator L da MUSLE, que é determinado pela área e forma da bacia. Também vale salientar que o valor de declividade usado no cálculo é a média das inclinações da bacia, a qual pode ser influenciada por valores extremos de frequência atípica, no caso de relevo heterogêneo.

Com o intuito de melhorar as estimativas de erosão hídrica para áreas maiores e complexas, a teoria de *Potência Unitária do Escoamento* (YANG, 1972, 1973, 1984), associado com a *Área de Fluxo Acumulado* (DESMET; GOVERS, 1996) ou com a *Área de Contribuição Específica* (MOORE; BURCH, 1986a; MOORE *et al.*, 1991), tem possibilitado melhores estimativas de perdas de solo para bacias hidrográficas do que a forma tradicional (MINELLA *et al.* 2010).

A teoria da *Potência Unitária do Escoamento* (YANG, 1972, 1973, 1984), baseada no conceito de Bagnold (1966), explica que a taxa de transporte de sedimentos pode ser relacionado com a taxa de dissipação de energia do fluxo hídrico responsável pelo transporte de

sedimentos. Derivada desta teoria, o conceito da Potência do Escoamento de Moore e Burch (1986 a,b,c) considera que “a água na superfície do solo apresenta determinada energia capaz de desagregar e transportar partículas de solo quando estas se movem no sentido do declive” (MINELLA et al. 2010).

Nos últimos anos, pesquisadores brasileiros tem se dedicado a analisar a sensibilidade do fator topográfico, principalmente comparando os cálculos tradicionais da USLE, RUSLE com métodos de representação espacial, baseados na teoria da *Potência Unitária do Escoamento*, e secundariamente, incluindo nas comparações de cálculo diferentes fontes de informação topográfica.

Silva (2003) comparou a equação tradicional do fator LS da USLE com a equação de Desmet e Goovers (1996), utilizando uma base topográfica na escala de 1:100.000, para a bacia hidrográfica do rio Paracatu-MG, concluindo que o algoritmo de Desmet e Goovers (1996) representa de forma mais fidedigna os processos nas vertentes da bacia estudada, do que a equação tradicional; Galdino e Weill (2010) compararam o cálculo do fator topográfico da USLE com o cálculo da RUSLE, utilizando um MDE do projeto TOPODATA, para a bacia do Alto Taquari-MS/MT, concluindo que os valores obtidos pelas duas equações foram praticamente iguais; Oliveira et al. (2010) calcularam o fator L com a equação de Desmet e Goovers (1996) e o fator S com os métodos de Wischmeier e Smith (1978), McCool et al. (1987, 1989) e Nearing (1997), com uma única base topográfica na escala de 1:100.000, para a bacia do Ribeirão Salobra-MS, concluindo que a declividade possui maior influência que o comprimento da rampa, e que os três métodos apresentaram diferenças, principalmente em área de declive acentuado, recomendando os cálculos de McCool et al. (1987, 1989) e Nearing (1997) para áreas com declividades acima de 9%; Minella et al. (2010), após realizarem o levantamento topográfico (463 pontos de controle), em quatro sub-bacias hidrográficas, com áreas na faixa de 2.450 m² a 7.400 m², localizadas na bacia hidrográfica do Arroio Lajeado Ferreira-RS, geraram MDEs com resolução de 5m e compararam a equação tradicional da RUSLE com as equações de Desmet e Goovers (1996) e Moore e Burch (1986a), concluindo que os diferentes métodos de cálculo utilizados apresentam diferenças significativas entre si, e que o método de Desmet e Goovers (1996) apresentou valores mais elevados que o método de Moore e Burch (1986a); Salgado et al. (2011) compararam o cálculo do fator L com o método de Desmet e Goovers (1996) associado ao cálculo de S de Nearing (1997), para uma base topográfica na escala

de 1:10.000, um MDE SRTM e um MDE ASTER, todos interpolados ou reamostrados com resolução espacial de aproximadamente 50 metros, para a bacia hidrográfica do Rio Una-SP, concluindo que os resultados obtidos com uso dos MDEs SRTM e ASTER foram semelhantes aos resultados do MDE gerado a partir do levantamento topográfico de 1:10.000; Santos et al. (2015), comparam o método de cálculo de Burrough & McDonnell (1998), com o método de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) para dois MDEs provenientes da missão SRTM, com resoluções espaciais de 90m e 30m, para o município de São Miguel do Oeste, localizado na bacia hidrográfica do Rio Peperi Guaçu-BR/AR, concluindo que a mudança da resolução espacial do MDE altera significativamente os valores do fator topográfico, sendo que o maior detalhamento do MDE permite identificar regiões com maior suscetibilidade a erosão.

Desta forma, depara-se com a carência de estudos que incluam o cálculo do fator topográfico da MUSLE, que ao contrário da USLE/RUSLE passa a ser bidimensional, em comparações de métodos de cálculo com diferentes fontes de informação topográfica, e ainda, que considerem o efeito de escala entre diferentes ordens de bacia hidrográfica.

Assim sendo, o presente artigo se propõe a realizar uma análise de sensibilidade entre a forma tradicional de determinação do fator topográfico em bacias hidrográficas, proveniente da MUSLE, em comparação com métodos espacialmente distribuídos, baseados na teoria da *Potência Unitária do Escoamento*. Para esta análise foram utilizadas 6 bacias com ordem fluvial hierárquica, ou seja, a bacia de 1ª ordem é uma subbacia da bacia de 2ª ordem, e assim por diante até a 6ª ordem fluvial de bacia hidrográfica. O intuito de utilizar bacias hierárquicas de diferentes ordens, foi de verificar a influência da escala na determinação do fator topográfico, pois em pequenas bacias, situadas em áreas com alta densidade de drenagem, as encostas estarão diretamente ligadas a rede de canais, favorecendo o transporte de sedimentos, enquanto em bacias maiores, que também possuem extensas áreas de planície, as diferentes variações da declividade ao longo da bacia favorecerá a deposição, fazendo com que o sedimento não atinja a rede de drenagem. Como fonte de informação para esta análise, foram utilizados dois Modelos Digitais de Elevação (MDEs), de diferentes escalas de detalhamento topográfico, com o intuito de verificar a influência da discretização espacial do relevo (que resultará em maior ou menor rugosidade do terreno), sobre o potencial erosivo e deposição de encosta na bacia hidrográfica.

2. Materiais e Métodos

A área de estudo se localiza no planalto norte catarinense, próximo da divisa com o Paraná, conforme figura 1. Foram utilizadas 6 bacias hidrográficas hierárquicas de 6^a, 5^a, 4^a, 3^a, 2^a e 1^a ordem fluvial segundo a classificação de Strahler (1957), figura 2, sendo que a bacia de 6^a ordem é a bacia hidrográfica do Rio Preto.

Como fontes de informação cartográfica foram utilizados um MDE com escala de detalhamento topográfico de 1:50.000, referente ao mapeamento sistemático do território brasileiro, realizado nas décadas de 1970 e 1980 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE e a Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro - DSG, disponibilizado em formato vetorial pela Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina - EPAGRI (EPAGRI/IBGE, 2004), sendo as cotas altimétricas dos vetores espacializadas com o interpolador *topo to raster*, o qual, derivado do Software *ANUDEM* (HUTCHINSON, 1988; HUTCHINSON, 1989), volta-se para geração de MDEHC - Modelo Digital de Elevação Hidrograficamente Condicionado, sendo adotada uma resolução espacial de 10m (metade da equidistância das curvas de nível), e o MDE da Secretaria do Desenvolvimento Sustentável de Santa Catarina

- SDS/SC, referente a restituição aerofotogramétrica do estado catarinense realizada no ano de 2010, em escala de detalhamento de 1:10.000, com re-amostragem dos pixels de 1m para 2m, visando facilitar o processamento computacional. O pré-processamento e a delimitação automática das bacias foi realizada no software de SIG ArcGIS 9.3.

Os MDEs e alguns de seus índices físicos se encontram na figura 3 e quadro 1. Devido a escala de apresentação da figura 3, não é possível identificar visualmente grandes diferenças no relevo dos dois MDEs, mas na legenda e quadro 1, observa-se que o MDE com detalhamento topográfico de 1:50:000 possui os valores extremos maiores que os valores extremos do MDE com detalhamento de 1:10.000, mas com a média ligeiramente menor. Em relação a distribuição de altitudes na bacia, observa-se na figura 4, que o MDE na escala de 1:10.000 possui a curva hipsométrica mais suave que a mesma curva do MDE na escala de 1:50.000, em função da melhor discretização e representação do terreno da bacia. Também é possível observar na figura 3 e quadro 1 que a delimitação automática apresentou diferença na área e perímetro dos dois MDEs, com a principal divergência geométrica na porção sudeste da bacia.

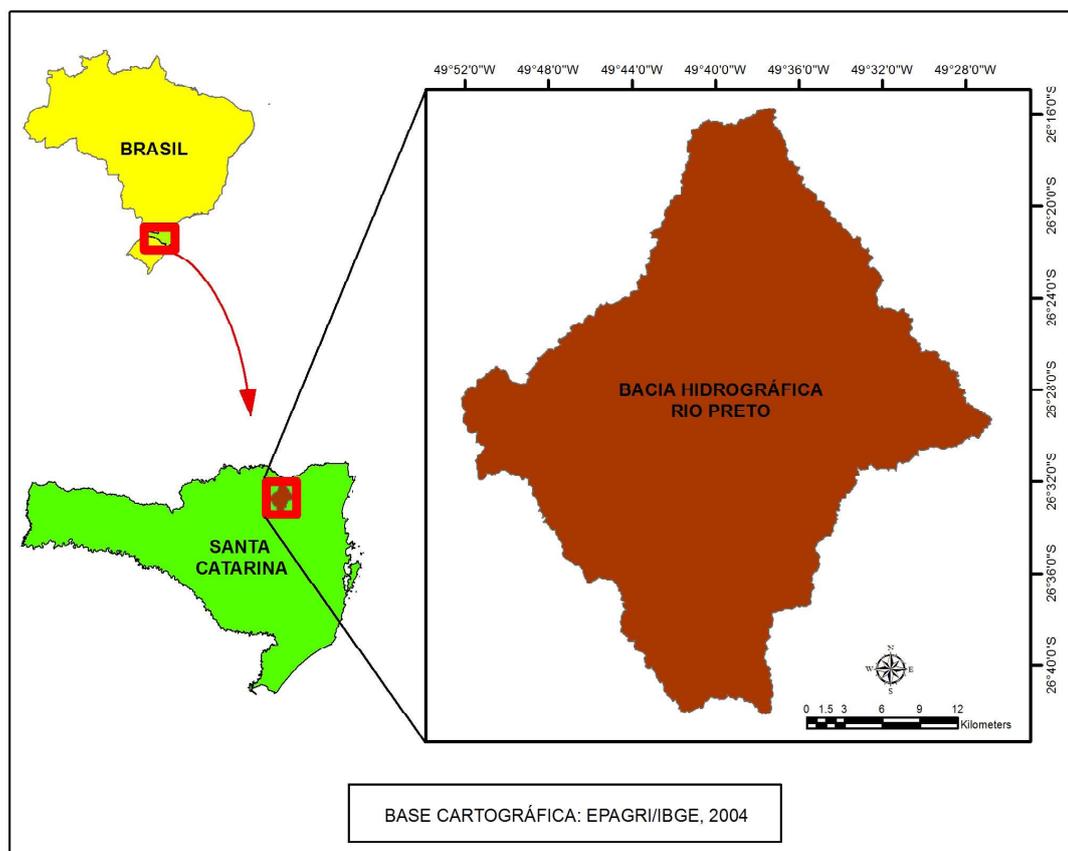


Figura 1 - Localização da Área de Estudo.

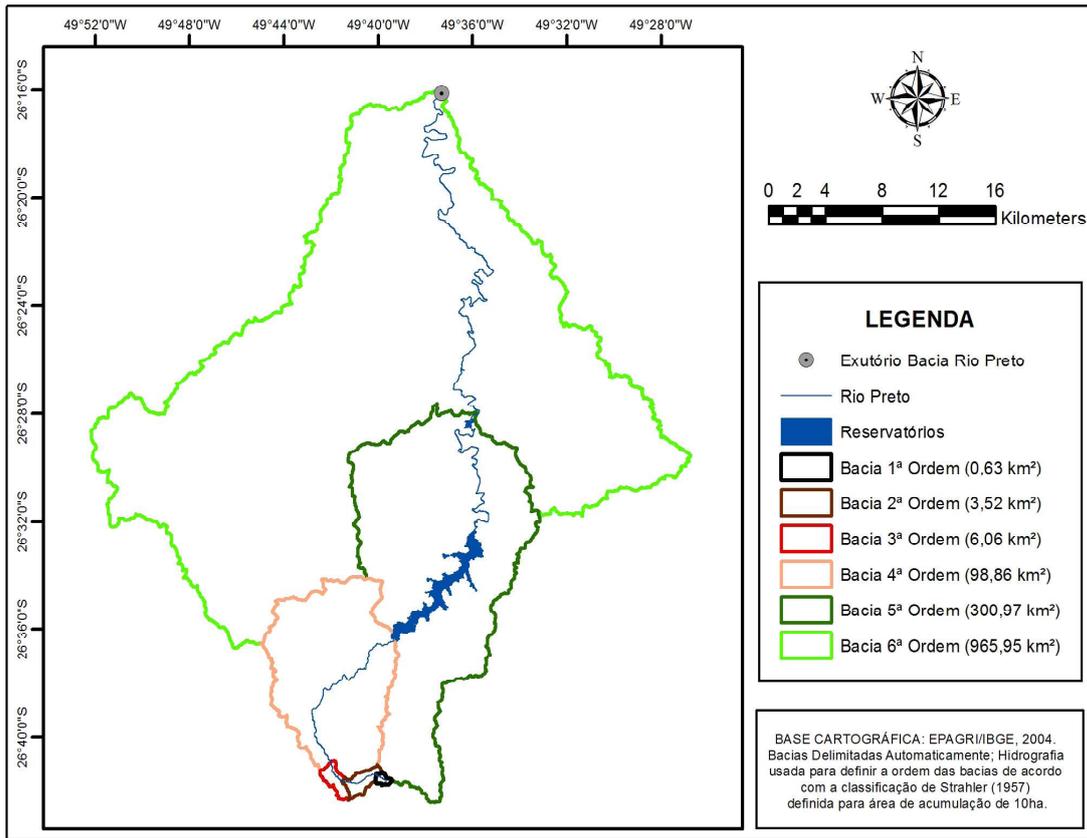


Figura 2 - Ordem Fluvial das Bacias Hidrográficas.

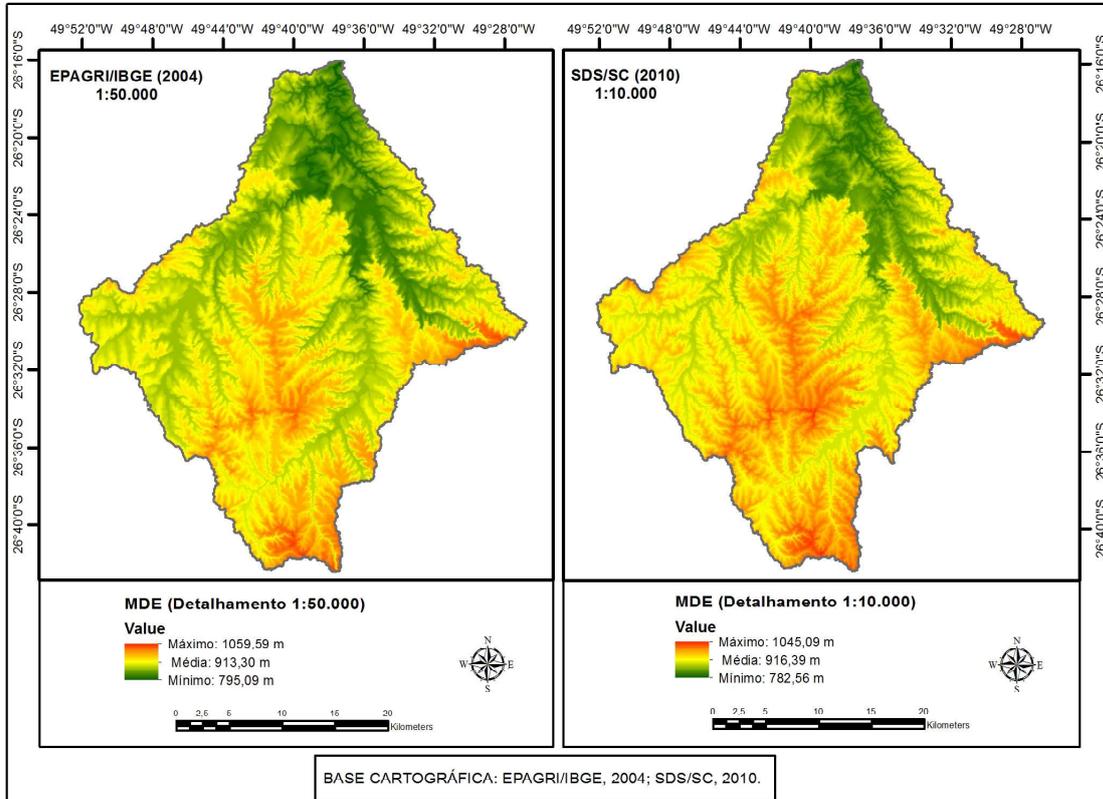


Figura 3 - Comparação dos MDEs com dados de diferentes origens de escalas.

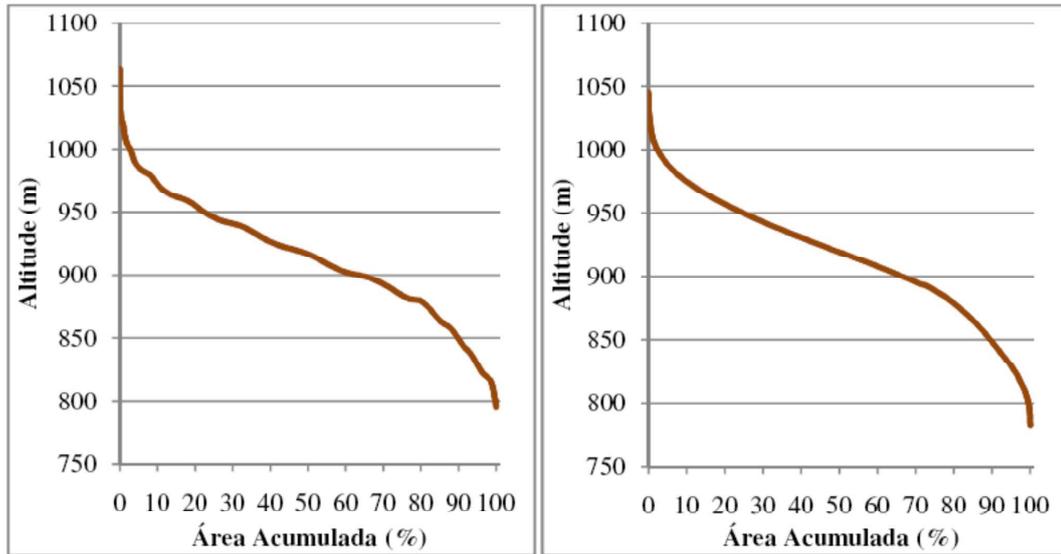


Figura 4 - Curvas Hipsométricas. A esquerda MDE 1:50.000 e a direita MDE 1:10.000.

Quadro 1: Índices dos dois MDEs.

MDE	1:50.000	1:10.000
Área (km ²)	965,95	957,41
Perímetro (m)	236.940,00	257.964,00
Amplitude Altimétrica (m)	268,99	263,27
Declividade Média (%)	10,71	14,74
Nº Pixels	9.671.288	239.418.291

Para determinação do fator topográfico foram utilizadas a equação original da MUSLE, equação 1 (WILLIAMS, 1975), e as equações espacialmente distribuídas, baseadas na teoria da *Potência Unitária do Escoamento* de Moore *et al.* (1991), equação 2, e de Desmet e Govers (1996), equação 3.

$$LS = \frac{\left(\frac{0,282 * \frac{P}{\sqrt{A}} * \sqrt{A}}{1,12} \right) * \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,128 * \frac{P}{\sqrt{A}}}{0,282 * \frac{P}{\sqrt{A}}} \right)^2} \right]}{4} * (0,065 + 0,0454 * s + 0,0065 * s^2) \tag{Equação 1}$$

sendo *A* a área em m²; *P* o perímetro em metros; e *s* a declividade da encosta em porcentagem.

$$LS = 1,4 * \left(\frac{Ae}{22,13} \right)^{0,4} * \left(\frac{\sin \left(\frac{k}{2} * \frac{(Lu + Ld)}{Ah} \right)}{0,0896} \right)^{1,3} \tag{Equação 2}$$

sendo *Ae* a área de contribuição específica, a qual pode ser definida resumidamente pela razão entre a área de

fluxo acumulado na unidade hidrológica e a largura da seção transversal da unidade hidrológica no seu exutório (ONSTAD; BRAKENSIEK, 1968); *k* a equidistância; *Lu* e *Ld* são as larguras das áreas de contribuição a montante e a jusante, respectivamente; e *Ah* é a área de contribuição no plano horizontal.

$$LS_{ij} = \left[\frac{[(A_{ij} + D_{ij}^2)^{m+1} - A_{ij}^{m+1}]}{D^{m+2}(\sin \theta_{ij} + \cos \theta_{ij})^m * (22,13)^m} \right] * [65,41 * \sin \theta_{ij} + 4,56 * \sin \theta_{ij} + 0,065] \tag{Equação 3}$$

Sendo *ij* as coordenadas de cada célula na malha que compõem a área analisada; *A* a área de fluxo acumulado; *D* a resolução da grade de células; *m* o expoente do comprimento de encostas; e *θ* a declividade média da vertente.

Os índices físicos das bacias, necessários para o cálculo tradicional, foram extraídos através do software *ArcGIS 9.3*, com o cálculo do fator LS realizado no software *Microsoft Excel 2007*. Os cálculos dos fatores LS espacialmente distribuídos foram realizados no software *SAGA GIS 2.1*, com a área de fluxo acumulado definida com a direção múltipla de fluxo nos pixels (FREEMAN, 1991), visando representar o fluxo difuso nas células ao invés do fluxo unidirecional, o que é necessário para estudos de escoamento superficial e processos erosivos associados (MINELLA, *et al.* 2010). Para o método de Desmet e Govers (1996) a área de fluxo acumulado foi inserida em seu estado bruto, e para o método de Moore *et al.* (1991), que necessita da área de contribuição específica, os valores dos pixels da área de

acumulação foram divididos pela largura de cada pixel. Vale salientar que o software *SAGA GIS 2.1* calcula o fator LS para toda a bacia hidrográfica, incluindo as áreas com canais fluviais e lagos, ao invés de considerar somente as encostas.

Os resultados foram comparados por meio de técnicas estatísticas uni-variadas, além de gráficos e histogramas. Para ajudar a explicar o comportamento dos resultados, também foi utilizada uma estatística multivariada, com o intuito de verificar relações dos valores obtidos nos três métodos de cálculo do fator LS, com doze índices morfométricos e hidrológicos. Estes índices estão descritos no quadro 2, e refletem as características geométricas, de relevo, drenagem, e o comportamento hidrológico das bacias, sendo que quatro deles são concentrados no espaço, com o cálculo realizado no software *Microsoft Excel 2007*, resultando em um único valor, e oito são distribuídos espacialmente, com o cálculo realizado no software *SAGA GIS 2.1*, sendo utilizado o valor médio para cada bacia.

As estatísticas uni-variadas e histogramas foram

utilizadas somente para os resultados dos métodos de cálculo espacialmente distribuídos. Estas estatísticas se basearam nos valores extremos (mínimos e máximos), valor de tendência central (média aritmética), e valor de dispersão (desvio padrão).

Para facilitar a comparação dos histogramas, os eixos x e y foram definidos igualmente para os métodos de cálculo e MDEs. Como critério de definição do eixo x foi adotado um número de dezesseis classes igualmente espaçadas, e uma englobando os valores máximos, e para o eixo y os resultados foram transformados com o logaritmo de base 10.

Já a análise estatística multivariada consiste na correlação paramétrica de Pearson-r. Para obter o devido rigor estatístico no cálculo desta estatística, primeiramente foi verificada a necessidade da distribuição de probabilidade normal de cada variável, com base no teste de aderência de Shapiro-Wilk, sendo utilizada a transformação logarítmica de base 10 para normalizar as variáveis não-normais. Para validar as correlações e o teste de aderência, foi considerado uma significância de 5%.

Quadro 2: Índices Utilizados.

ÍNDICE	CARACTERÍSTICA	TIPO	REFERÊNCIA
Área	Geométrica	Concentrado	-
Índice de Circularidade	Geométrica	Concentrado	Muller (1953)
Densidade de Drenagem	Drenagem	Concentrado	Horton (1945)
Tempo de Concentração	Hidrológica	Concentrado	Dooge (1973)
Curvatura no Plano	Relevo	Distribuído	Wood (1996 e 2009)
Curvatura no Perfil	Relevo	Distribuído	Wood (1996 e 2009)
Curvatura Longitudinal	Relevo	Distribuído	Wood (1996 e 2009)
Índice de Convergência	Relevo	Distribuído	Koethe e Lehmeier (1996)
Índice de Rugosidade	Relevo	Distribuído	Riley <i>et al.</i> (1999)
Índice de Balanço de Massa	Relevo	Distribuído	Friedrich (1996 e 1998); Moeller <i>et al.</i> (2008)
Índice de Posição Topográfica	Relevo	Distribuído	Guisan <i>et al.</i> (1999); Wilson e Gallant (2000)
Gradiente de Distância da Encosta	Relevo	Distribuído	Hjerdt <i>et al.</i> (2004)

3. Resultados e Discussão

3.1. Comparação de Bases e Equações

Ao analisar os quadros 3 e 4, é possível observar que o cálculo tradicional apresentou os maiores valores de LS, sendo seguido pelos valores médios de Moore *et*

al. (1991) e Desmet e Govers (1996), respectivamente, para os dois MDEs. Também é possível observar, com base no desvio padrão, que os resultados do cálculo de Desmet e Govers (1996) são mais homogêneos do que os resultados de Moore *et al.* (1991).

Quadro 3: Síntese dos Resultados (MDE 1:50.000).

CÁLCULO TRADICIONAL (WILLIAMS, 1975)						
Ordem Bacia	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
LS	4,04	19,45	22,57	15,83	21,64	25,97
CÁLCULO DESMET e GOVERS (1996)						
Ordem Bacia	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
LS (Média)	1,08	1,57	1,49	1,30	1,38	1,31
LS (Desvio P.)	0,99	1,63	1,48	1,21	1,45	1,32
LS (Mínimo)	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
LS (Máximo)	5,68	19,87	19,87	43,09	69,15	69,15
CÁLCULO MOORE <i>et al.</i> (1991)						
Ordem Bacia	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
LS (Média)	1,96	3,04	2,83	2,42	2,61	2,46
LS (Desvio P.)	2,04	3,62	3,26	2,58	3,20	2,88
LS (Mínimo)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LS (Máximo)	12,24	27,30	27,30	50,14	90,35	90,35

Quadro 4: Síntese dos Resultados (MDE 1:10.000).

CÁLCULO TRADICIONAL (WILLIAMS, 1975)						
Ordem Bacia	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
LS	5,06	36,41	39,55	27,04	32,17	40,73
CÁLCULO DESMET e GOVERS (1996)						
Ordem Bacia	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
LS (Média)	1,26	1,91	1,77	1,69	1,66	1,62
LS (Desv. P.)	1,01	1,88	1,71	1,41	1,46	1,40
LS (Mínimo)	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
LS (Máximo)	10,22	44,08	44,08	44,09	68,87	87,67
CÁLCULO MOORE <i>et al.</i> (1991)						
Ordem Bacia	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
LS (Média)	1,62	2,69	2,47	2,30	2,26	2,20
LS (Desv. P.)	1,43	2,84	2,59	2,09	2,18	2,06
LS (Mínimo)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LS (Máximo)	9,82	36,64	36,64	36,65	52,88	70,63

Nas figuras 5 e 6 os resultados dos três métodos de cálculo são apresentados em escala logarítmica de base 10, em função da diferença acentuada entre os valores do cálculo tradicional e os valores médios dos cálculos espacialmente distribuídos. Nestas figuras é possível observar que os valores do cálculo tradicional estão mais próximos dos valores máximos dos cálculos espacialmente distribuídos, sobretudo entre as bacias de 1^a a 3^a ordem, do que os valores de tendência central, representados pela média aritmética. Em relação aos valores máximos, dos

dois métodos de cálculo baseados na teoria da *Potência Unitária do Escoamento*, observa-se que ocorre uma inversão dos valores extremos para os dois MDEs, com os valores mais acentuados no MDE de 1:50.000 para o método de Moore *et al.* (1991), enquanto que no MDE de 1:10.000 os maiores valores foram obtidos no método de Desmet e Govers (1996). Também é possível observar que a diferença entre os valores médios e máximos dos cálculos espacialmente distribuídos, é menor para o MDE de 1:10.000 do que para o MDE de 1:50.000.

Ao analisar o efeito de escala, expressado pela relação linear do fator topográfico com o aumento da ordem fluvial das bacias, é possível observar no método tradicional, e valores médios dos demais cálculos, para os dois MDEs, que existem relações complexas. A falta de linearidade positiva ou negativa homogênea, entre todas as ordens de bacias com o fator LS tradicional, pode ser

devido a não linearidade dos algoritmos da MUSLE, conforme apontado por Jha *et al.* (2004), os quais são afetados diferentemente pelo tamanho das bacias. Em relação aos cálculos espacialmente distribuídos, Minella *et al.* (2010) também não encontraram uma relação linear homogênea entre todas as 4 áreas de bacia analisadas, para os métodos de Desmet e Govers (1996) e Moore e Burch (1986a).

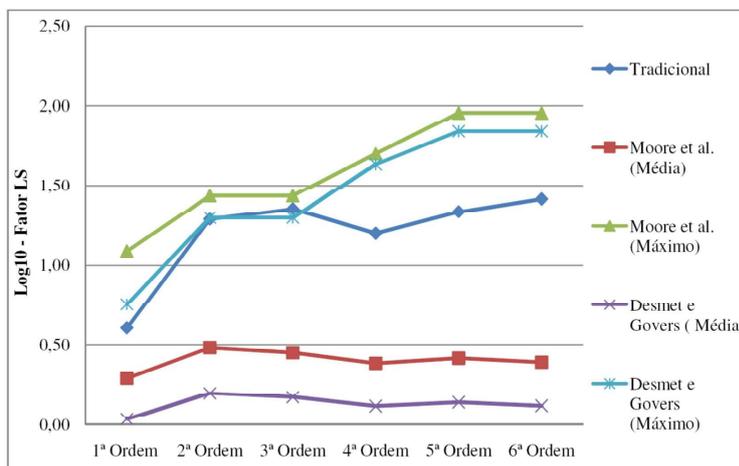


Figura 5 - Comparação dos Resultados (MDE 1:50.000).

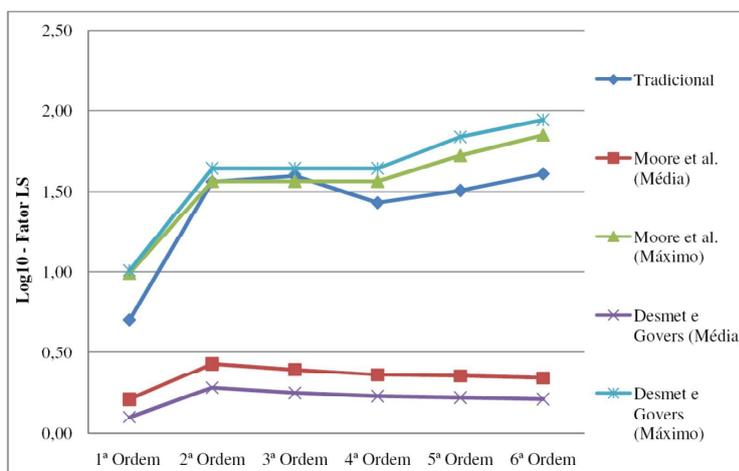


Figura 6 - Comparação dos Resultados (MDE 1:10.000).

Ao analisar os histogramas dos cálculos baseados na teoria da *Potência Unitária do Escoamento*, figura 7, observa-se que o MDE na escala de detalhamento de 1:10.000 aumenta o número de pixels com valores intermediários, em relação ao MDE de 1:50.000. Além disso, é possível observar na referida figura que o fator LS para o MDE de 1:10.000 possui os pixels melhores distribuídos ao longo das 17 classes do histograma, se comparado com o fator LS para o MDE de 1:50.000, para o método de Desmet e Govers (1996).

As distribuições de probabilidade dos histogramas da figura 7 são concentradas na baixa frequência, em parte devido ao SAGA GIS também executar o cálculo do fator LS em canais fluviais e lagos, onde as declividades geralmente são menores do que em áreas de encosta. Em relação aos elevados valores máximos apresentados nos quadros 3 e 4, para os métodos de cálculo espacialmente distribuídos das bacias de 6ª e 5ª ordem fluvial, em ambas as bases topográficas, verifica-se nos histogramas da figura 7 que os pixels com valores de LS

acima de 64 são pouco freqüentes, representando menos de 0,01% do número total de pixels das referidas bacias, podendo ser considerados valores atípicos.

Ao comparar os três métodos de cálculos utilizados, para os dois MDEs nas 6 bacias, observa-se na figura 8, que o cálculo tradicional gera valores maiores para o

MDE na escala de 1:10.000 em relação ao MDE na escala de 1:50.000, assim como ocorre para o valor médio do cálculo de Desmet e Govers (1996). Já para o valor médio do cálculo de Moore *et al.* (1991), o MDE na escala de detalhamento de 1:10.000 gerou valores menores que o valor resultante do MDE na escala de 1:50.000.

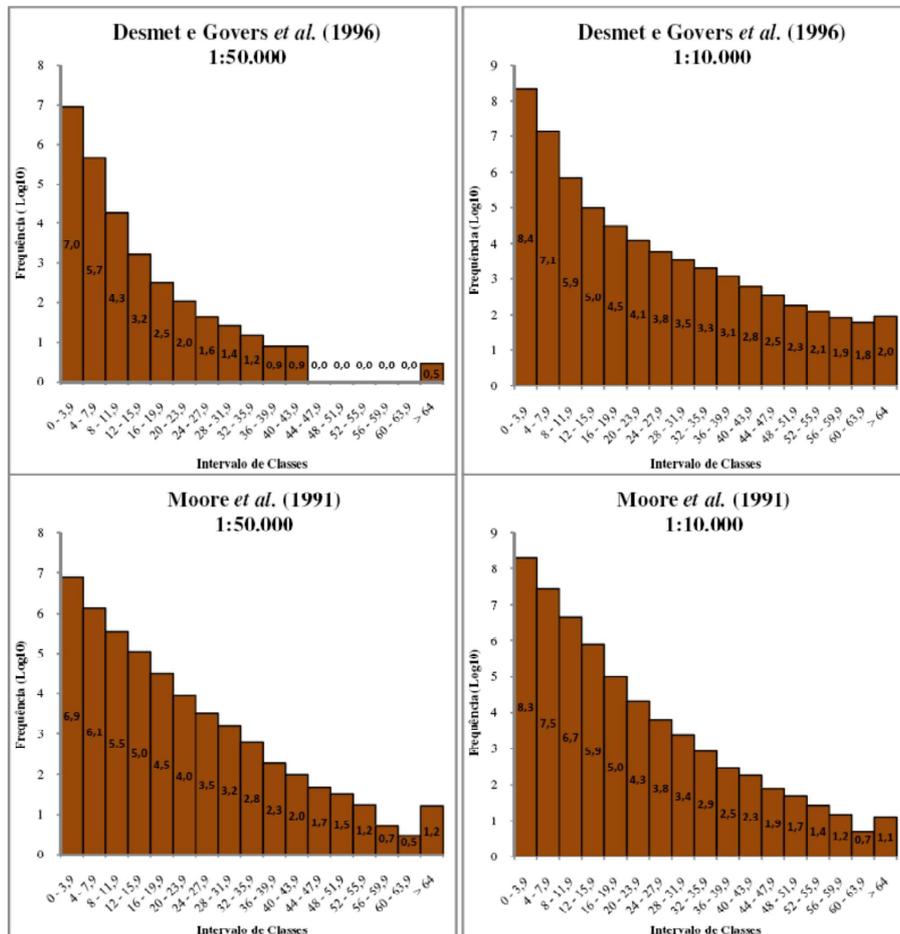


Figura 7 - Histogramas dos cálculos espacialmente distribuídos para bacia de 6ª ordem. No cálculo de Desmet e Govers, para o MDE de 1:50.000, as classes aparentemente “vazias” se devem a escala logarítmica, pois cada uma destas classes possui um pixel.

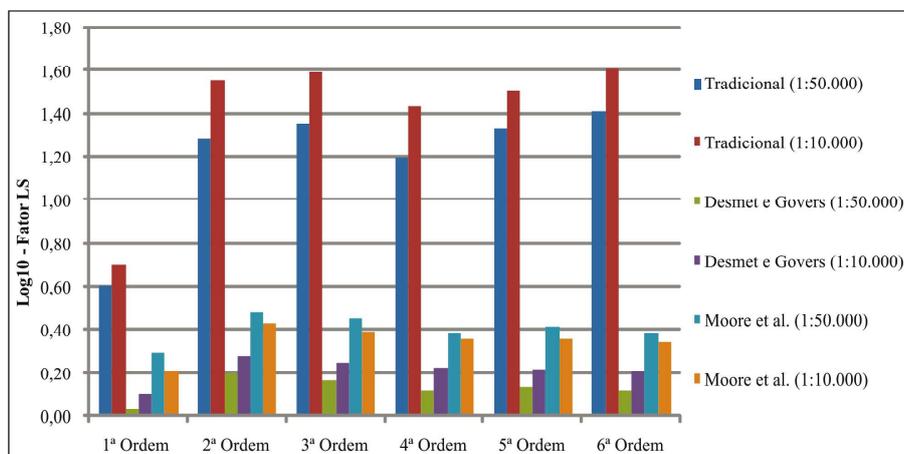


Figura 8 - Comparação de cálculos e MDEs na determinação do fator topográfico.

Com base no quadro 1, verifica-se que o maior valor do fator LS tradicional no MDE com escala de 1:10.000 em relação ao outro MDE, figura 8, se deve ao aumento da declividade média com o maior detalhamento do terreno, já que enquanto a área reduz para o MDE de 1:10.000 o perímetro aumenta, em relação ao MDE na escala de 1:50.000. Desta forma, a diferença geométrica na delimitação das bacias, entre os dois MDEs, a qual influi na primeira etapa do cálculo tradicional (Fator L), é compensada pela declividade média.

Em relação aos cálculos espacialmente distribuídos, a frequência absoluta exposta em escala logarítmica na figura 7, foi transformada em frequência relativa e as classes foram reduzidas para três grupos, quadro 5, de forma a expor melhor os resultados. Os valores máximos, referentes ao intervalo entre a 10ª e a 17ª classe do histograma, apesar de possuírem sua frequência menor que 0,01%, possuem variações entre os métodos de cálculo e bases utilizadas, e mesmo com essa variação relativa não aparecendo no quadro 5, foram discutidos

em conjunto com os valores mínimos e intermediários.

No quadro 5 é possível observar que a inversão no comportamento dos valores médios, figura 8, e máximos, figuras 5 e 6, entre os dois MDEs, para o cálculo de Moore *et al.* (1991) em relação ao cálculo de Desmet e Govers (1996), se deve ao método de Moore *et al.* (1991) utilizar a área de contribuição específica (Ae), e desta forma, aumenta a porcentagem de pixels com valores mínimos, reduzindo a porcentagem de pixels com valores intermediários, no MDE de 1:10.000 em relação ao MDE de 1:50.000. Em relação aos valores máximos do método de Moore *et al.* (1991), os maiores valores de LS reduzem no MDE de 1:10.000 em relação ao outro MDE. Já o cálculo de Desmet e Govers (1996), que utiliza a área de fluxo acumulado em seu estado bruto, aumenta a porcentagem de pixels com valores intermediários e máximos, reduzindo a porcentagem de pixels com valores mínimos, no MDE de 1:10.000 em relação ao MDE de 1:50.000.

Quadro 5: Classes dos histogramas agrupadas com valores em porcentagem.

Grupos de Classes do Histograma	Moore <i>et al.</i> (1991)		Desmet e Govers (1996)	
	1:50.000	1:10.000	1:50.000	1:10.000
1ª	80,97 %	85,83 %	94,98 %	93,92 %
2ª a 9ª	19,02 %	14,17 %	5,02 %	6,08 %
10ª a 17ª	0,00 %	0,00 %	0,00 %	0,00 %

3.2. Relações com Índices Físicos das Bacias

Ao verificar as distribuições de probabilidade dos resultados dos três métodos de cálculo do fator LS, e dos doze índices morfométricos e hidrológicos, para as 6 ordens de bacia analisadas, observa-se no quadro 6 que com exceção da área e índice de circularidade, que necessitaram de transformação logarítmica de base 10 para obter a distribuição gaussiana, todas as demais variáveis são originalmente normais, para o MDE de 1:50.000. Já para o MDE de 1:10.000, quadro 6, além da área e índice de circularidade, o gradiente de distância de encosta também precisou ser transformado para normalizar sua distribuição de frequência, sendo que todas as demais variáveis são normais. Vale salientar que mesmo com a transformação logarítmica de base 10, o gradiente de distância da encosta não foi normalizado, de acordo com o teste de aderência, mesmo assim esta variável foi utilizada.

Ao calcular a correlação paramétrica de Pearson-*r*, verifica-se nos quadros 7 e 8, que o fator LS tradicional, para os dois MDEs, apresentou correlação linear negativa praticamente perfeita com o índice de circularidade, mostrando que quanto mais alongado o formato da bacia maior será o fator LS, pois este formato favorece a liberação dos fluxos para fora da bacia, ao contrário do formato circular, que tende a concentrar o escoamento. Esta correlação linear com valor próximo de -1 se deve ao cálculo tradicional utilizar o coeficiente de compacidade, que assim como o índice de circularidade, relaciona o formato da bacia com a de um círculo imaginário. O fator LS tradicional, para o MDE de 1:50.000, também obteve boa correlação linear negativa com a curvatura no perfil, mostrando que quando as vertentes tendem para convexidade, maior é o fator LS, pois neste perfil de

curvatura não ocorre deposição na encosta. Já o fator LS tradicional para o MDE de 1:10.000, obteve boa correlação linear positiva com a densidade de drenagem, o qual expressa o nível de dissecação do terreno devido a ação hídrica, e com o índice de rugosidade,

que expressa a heterogeneidade do terreno em função da amplitude altimétrica, resultando na declividade da superfície, mostrando que o maior detalhamento do terreno melhora a definição da drenagem e da declividade, em associação com o fator topográfico.

Quadro 6: Teste de Aderência de Shapiro-Wilk. α de 5%.

VARIÁVEIS	MDE 1:50.000		MDE 1:10.000	
	Shapiro-Wilk	p	Shapiro-Wilk	p
LS Tradicional	0,88	0,25	0,815	0,08
LS Desmet e Goovers	0,96	0,84	0,90	0,37
LS Moore <i>et al.</i>	0,97	0,91	0,92	0,47
Log10 - Área	0,96	0,71	0,95	0,76
Log10 - Índice de Circularidade	0,85	0,17	0,84	0,13
Densidade de Drenagem	0,91	0,45	0,82	0,08
Tempo de Concentração	0,86	0,18	0,86	0,19
Curvatura no Plano	0,90	0,36	0,91	0,43
Curvatura no Perfil	0,86	0,19	0,90	0,39
Curvatura Longitudinal	0,87	0,22	0,89	0,31
Índice de Convergência	0,86	0,2	0,85	0,15
Índice de Rugosidade	0,92	0,52	0,92	0,49
Índice Balanço de Massa	0,94	0,63	0,95	0,77
Índice de Posição Topográfica	0,87	0,23	0,86	0,20
Gradiente de Distância da Encosta	0,91	0,42	-	-
Log10 - Gradiente de Distância da Encosta	-	-	0,68	0,00

Somente um índice possuiu correlação linear positiva com todos os métodos de cálculo para os dois MDEs. Este índice foi o gradiente de comprimento da encosta, que expressa o controle da encosta na drenagem local, em função da distância que uma parcela de água deve percorrer na curvatura em perfil para perder certa energia potencial, mostrando que quanto maior for este gradiente, menos deposição ocorrerá e maior será o fator LS nas bacias analisadas.

Em relação aos métodos de cálculo espacialmente distribuídos, além do gradiente de distância de encosta, descrito anteriormente, os fatores LS obtidos

com estes cálculos possuem correlações lineares positivas praticamente perfeitas com mais dois índices de relevo. Estes são o índice de rugosidade do terreno, descrito anteriormente, mostrando que quanto mais declivoso for o terreno, maior será o fator LS, e o índice de balanço de massa, que expressa o saldo entre deposição (valores negativos) ou liberação (valores positivos) de massa na encosta, mostrando que ambos os fatores topográficos expressam bem a dinâmica dos fluxos de sedimentos na encosta, mas com redução da intensidade destas duas correlações com o aumentar da discretização do terreno.

Quadro 7: Correlação paramétrica de Pearson-r. Destacado p com α de 5%. (MDE 1:50.000)

ÍNDICE	LS Tradicional	P	LS Desmet e Govers	P	LS Moore et al.	P
Log10 - Área	0,70	0,12	0,09	0,86	0,09	0,87
Log10 - Índice de Circularidade	-0,98	0,00	-0,74	0,09	-0,73	0,10
Densidade de Drenagem	0,68	0,14	0,35	0,49	0,33	0,52
Tempo de Concentração	0,60	0,21	-0,09	0,86	-0,09	0,86
Curvatura no Plano	-0,73	0,10	-0,21	0,69	-0,20	0,70
Curvatura no Perfil	-0,81	0,05	-0,33	0,52	-0,32	0,54
Curvatura Longitudinal	-0,80	0,06	-0,32	0,54	-0,30	0,56
Índice de Convergência	-0,59	0,22	-0,03	0,96	-0,02	0,97
Índice de Rugosidade	0,76	0,08	0,99	0,00	0,99	0,00
Índice Balanço de Massa	0,55	0,26	0,97	0,00	0,97	0,00
Índice de Posição Topográfica	-0,68	0,14	-0,16	0,76	-0,15	0,78
Gradiente de Distância da Encosta	0,82	0,05	0,97	0,00	0,97	0,00

Quadro 8: Correlação paramétrica de Pearson-r. Destacado p com α de 5%. (MDE 1:10.000).

ÍNDICE	LS Tradicional	P	LS Desmet e Govers	P	LS Moore et al.	P
Log10 - Área	0,59	0,22	0,28	0,59	0,24	0,64
Log10 - Índice de Circularidade	-0,96	0,00	-0,73	0,10	-0,73	0,10
Densidade de Drenagem	0,85	0,03	0,70	0,12	0,69	0,13
Tempo de Concentração	0,45	0,37	0,02	0,97	-0,01	0,98
Curvatura no Plano	-0,54	0,27	-0,30	0,57	-0,27	0,61
Curvatura no Perfil	-0,64	0,17	-0,30	0,57	-0,27	0,61
Curvatura Longitudinal	-0,59	0,22	-0,23	0,66	-0,20	0,71
Índice de Convergência	-0,44	0,38	-0,16	0,76	-0,14	0,80
Índice de Rugosidade	0,84	0,04	1,00	0,00	1,00	0,00
Índice Balanço de Massa	0,65	0,16	0,91	0,01	0,92	0,01
Índice de Posição Topográfica	-0,51	0,30	-0,27	0,61	-0,23	0,66
Log10 - Gradiente de Distância da Encosta	0,91	0,01	0,86	0,03	0,84	0,04

4. Considerações Finais

A análise de sensibilidade do fator topográfico, realizada neste trabalho, levou a conclusão de que o método tradicional de determinação deste fator pela MUSLE, superestima os valores se comparado com os valores de tendência central dos métodos espacialmente distribuídos, com seus valores próximos dos valores máximos destes cálculos. Ao comparar os métodos de cálculo de Moore *et al.* (1991) e Desmet e Govers (1996), verifica-se que os valores médios de Moore *et*

al. (1991) são maiores que os valores médios de Desmet e Govers (1996).

No que toca ao efeito de escala, verifica-se que o fator LS, dos três métodos de cálculo, apresentam relação complexa com o conjunto de bacias analisadas, ou seja, não foi encontrada linearidade positiva ou negativa homogênea entre os resultados dos três métodos de cálculo com o aumento da ordem fluvial das bacias analisadas. Isto acontece por que no cálculo tradicional do fator topográfico, o principal determinante é a

forma da bacia, expresso por um valor adimensional, e nos cálculos espacialmente distribuídos, o principal determinante é a declividade, a qual tende a tornar-se mais amena na média com o aumento da ordem fluvial das bacias, devido a melhor proporcionalidade entre áreas de planícies e de encostas.

Já sobre a influência da discretização do terreno, este influi diretamente na delimitação das bacias, e constata-se que com o maior detalhamento do terreno, o valor do fator LS aumenta para os cálculos tradicional e de Desmet e Govers (1996), ao mesmo tempo que reduz para o cálculo de Moore *et al.* (1991). O aumento no cálculo tradicional se deve diretamente ao aumento da declividade média com o aumento da discretização do terreno. Já para os cálculos espacialmente distribuídos, que também possuem divergência entre si, com inversão no comportamento de seus valores máximos e médios, para os dois MDEs, a relação de causa-efeito é mais complexa. A principal diferença entre os dois métodos reside na forma de como a acumulação dos fluxos da bacia é inserida no cálculo. Enquanto Desmet e Govers (1996) utilizam a área de fluxo acumulado em seu estado bruto, aumentando a proporção dos valores intermediários e máximos em relação aos valores mínimos, com o aumento da discretização do terreno, o método de Moore *et al.* (1991) divide a área de fluxo acumulado pela largura do pixel, aumentando a proporção de valores mínimos em relação aos valores intermediários e máximos, com o aumentar da discretização do relevo.

Ao associar estes resultados com índices espacialmente distribuídos de relevo, como o gradiente de distância de encosta e balanço de massa, os quais expressam a dinâmica da energia potencial da água e o saldo entre liberação ou deposição de detritos, verifica-se que os cálculos espacialmente distribuídos expressam melhor a realidade do fator topográfico, para as escalas de bacia hidrográfica analisadas, em relação ao método tradicional. Também é possível constatar, com base nas correlações com os dois índices de relevo mencionados anteriormente, que ambos os resultados do fator LS espacialmente distribuído, para o MDE na escala de 1:50.000, possuíam seus valores mais precisos com a realidade topográfica das bacias, em relação ao outro MDE.

Apesar dos resultados levantados, deve-se levar em conta que o cálculo do fator LS do software SAGA GIS possui uma limitação, pois nas áreas onde se situam os canais fluviais e lagos também é realizado o

cálculo do fator LS, que apesar de possuírem os menores valores, não constituem áreas de encostas, nas quais o fator LS foi desenvolvido para explicar a relação entre comprimento e declividade. Desta forma, recomenda-se que em estudos posteriores seja realizado o truncamento do raster de área de fluxo acumulado nos canais e lagos, de forma a finalizar o comprimento das encostas ao conectar-se com a rede de drenagem, e possibilitar o cálculo do fator topográfico espacialmente distribuído somente nos locais onde ocorre erosão de encosta.

5. Referências Bibliográficas

- BAGNOLD, R.A. An approach to the sediment transport problem from general physics. **U.S. Geological Survey Professional Paper 442-I**, Washington-DC, p.1-37, 1966.
- BIGARELLA, J.J. BECKER, R.D. SANTOS, G.F. **Estrutura e origens das paisagens tropicais e subtropicais**. Editora UFSC, Florianópolis-SC, 2ª edição, p. 425, 2009.
- SIMÕES, S. J. C. COIADO, E.M. Processos Erosivos. In: PAIVA, J.B.D. PAIVA, E.M.C.D. (Org.). **Hidrologia aplicada a gestão de pequenas bacias hidrográficas**. ABRH, Porto Alegre-RS, p. 283-293, 2003.
- BRASINGTON, J. RICHARDS, K. Interactions between model predictions, parameters and scales for TOPMODEL. **Computers & Geosciences**, v. 24, n. 4, p. 299-314, 1998.
- BROWN, R.B.; CUTSHALL, N.H.; KLING, G.F. Agricultural erosion indicated by ¹³⁷Cs redistribution: I. levels and distribution of activity in soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.45, n.5, p. 1184-1190, 1981.
- BURROUGH P. A. McDONNELL R. A. **Principles of Geographical Information Systems**. Oxford University Press, London, p. 17-34, 1998.
- DAVIS, J. **Statistics and data analysis in geology**. John Wiley e Sons, Toronto, 3ª edição, p. 257, 1986.
- DESMET, P.J. GOVERS, G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, n. 51, p. 427-433, 1996.
- DOOGE, J.C.I. The linear theory of hydrologic systems. **Agricultural Research Service Technical Bulletin**, n. 1468, p. 327, 1973.
- EPAGRI/IBGE. Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina/Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapoteca Topográfica Digital de Santa Catarina**,

2004. Disponível em: <http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca>. Acessado em 21/02/2013.
- FREEMAN, G.T. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. **Computers & Geosciences**, n. 17, p. 413-422, 1991.
- FRIEDRICH, K. Digitale Relief gliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flaecheneinheiten. **Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten**, Frankfurt, n. 21, 1996.
- FRIEDRICH, K. Multivariate distance methods for geomorphographic relief classification. In Heinecke, H., Eckelmann, W., Thomasson, A., Jones, J., Montanarella, L., Buckley, B. (eds.). **Land Information Systems - Developments for planning the sustainable use of land resources**. European Soil Bureau - Research Report 4, Office for official publications of the European Communities, Ispra, p. 259-266, 1998.
- GALDINO, S. WEILL, M.A.M. Estimativa e Analise do fator topográfico (LS) da Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (RUSLE) para a bacia do Alto Taquari – MS/MT. **Anais do 3º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**. Mato Grosso, 2010.
- GUIBAN, A. WEISS, S.B. WEISS, A.D. GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. **Plant Ecology**, n. 143, p.107-122, 1999.
- HJERDT, K.N., MCDONNELL, J.J. SEIBERT, J. RODHE, A. A new topographic index to quantify downslope controls on local drainage, **Water Resources Research**, n. 40, p. 6, 2004.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.
- HUTCHINSON, M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, n. 106, p. 211-232, 1989.
- HUTCHINSON, M.F. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. **Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney**, Australia, 1988.
- JHA, M.; GASSMAN, P. W.; SECCHI, S.; GU, R.; ARNOLD, J. Effect of watershed subdivision on swat flow, sediment, and nutrient predictions. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 40, n.3, p. 811-825, 2004.
- JONG', E. de; BEGG, C.B.M.; KACHANOSKI, R.G. Estimates of soil erosion and deposition for some Saskatchewan soils. **Canadian Journal of Soil Science**, v.63, p. 607-617, 1983.
- KINNELL, P.I.A., RISSE, L.M., USLE-M: empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. **Soil Science Society of America Journal**, n. 62, p. 1667-1672, 1998.
- KINNELL, P.I.A. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. **Journal of Hydrology**, v. 385, p. 384-397, 2010.
- KOETHE, R. & LEHMEIER, F. SARA - **System zur Automatischen Relief-Analyse**. User Manual, 2. Edition. [Dept. of Geography, University of Goettingen, unpublished], 1996.
- LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W.C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). **Revista de Ciências Agronômicas**, v. 51, n. 2, p. 189-196, 1992.
- MEDIONDO, E.M., TUCCI, E.M.C. Escalas Hidrológicas I.: Conceitos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p. 59-122, 1997.
- MINELLA, J.P.G. MERTEN, G.H. RUHOFF, A.L. Utilização de métodos de representação Espacial para cálculo do fator topográfico na Equação Universal de Perdas de Solo Revisada em Bacias Hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, n. 34, p. 1455-1462, 2010.
- MOELLER, M., VOLK, M., FRIEDRICH, K., LYMBURNER, L. Placing soil-genesis and transport processes into a landscape context: A multiscale terrain-analysis approach. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, n. 171, p. 419-430, 2008.
- MOORE, I.D. BURCH, G.J. Modeling erosion and deposition: Topographic effects. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, n. 29, p. 1624-1640, 1986a.
- MOORE, I.D. e BURCH, G.J. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. **Water Resources Research**, n. 22, p. 1350-1360, 1986b.
- MOORE, I.D. e BURCH, G.J. Physical basis of the length slope factor in the universal soil loss equation. **Soil Science Society of America Journal**, n. 50, p. 1294-1298, 1986c.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B., LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, vol.5, n.1, p. 3-30, 1991.
- MÜLLER, V. C. A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain Area. **Technical Report 3**, Department of Geology, New York, n.3, p. 30, 1953.

- MCCOOL, D. K.; BROWN, L. C.; FOSTER, G. R. Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, v. 30, p. 1387-1396, 1987.
- MCCOOL, D. K.; FOSTER, G. R.; MUTCHLER, C. K.; MEYER, L. D. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation, **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, v. 32, p. 1571-1576, 1989.
- NEARING, M. A. A single, continuous function for slope steepness influence on soil loss. **Soil Science Society of America Journal**, v. 61, n. 3, p. 917-919, 1997.
- OLIVEIRA, P. T. S. RODRIGUES, D. B. B.; ALVES SOBRINHO, T.; PANACHUKI, E. Estimativa do fator topográfico da USLE a partir de três algoritmos. **Revista Ambiente e Água**, v. 5, n. 2, p. 217-225, 2010.
- ONSTAD, C.A. BRAKENSIEK, D.L. Watershed simulation by the stream path analogy. **Water Resources Research**, n. 4, p. 965-971, 1968.
- PALMIERI, F. & LARACH, J.O.I. Pedologia e Geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T. CUNHA, S. B. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro-RJ, p. 59-122, 2010.
- PROSSER, I.P. RUSTOMJI, P. Sediment transport capacity relations for overland flow. **Progress in Physical Geography**, v. 24, n. 2, p. 179-193. 2000.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A., MCCOOL, D.K., YODER, D.C. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). **Agricultural Handbook**. US Department of Agriculture, Washington-DC, n. 703, p. 447, 1997.
- RILEY, S.J., DE GLORIA, S.D., ELLIOT, R. A Terrain Ruggedness that Quantifies Topographic Heterogeneity. **Intermountain Journal of Science**, vol.5, n.1-4, p. 23-27, 1999.
- RISSE, L.M., NEARING, M.A., NICKS, A.D., LAFLEN, J.M. Error assessment in the Universal Soil Loss Equation. **Soil Science Society of America Journal**, n. 57, p. 825-833, 1993.
- ROSEWELL, C.J. SOILOSS: A program to assist in the selection of management practices to reduce erosion. **Technical Handbook 11**. Soil Conservation Service of New South Wales **Dept. of Conservation and Land Management**, p. 108, 1993.
- SALGADO, M.P.G. FORMAGGIO, A.R. RUDORFF, B.F.T. Modelos digitais de elevação aplicados ao cálculo do fator topográfico bidimensional. **Anais Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba-PR, p. 1381-1388, 2011.
- SANTOS, A.T. MANCUSO, M.A. FIOREZE, M. Variabilidade do fator topográfico (LS) da Equação Universal de Perda de Solo em função de diferentes resoluções de modelos numéricos de elevação do terreno. **Anais Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**, Porto Alegre-RS, 2015.
- SILVA, V. C. Cálculo automático do fator topográfico (LS) da EUPS, na bacia do Rio Paracatu. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, n. 33, p. 29-34, 2003.
- STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions American Geophysical Union**, v. 38, n. 6, p. 913-920, 1957.
- ZEVENBERGEN, L.W., Thorne, C.R. Quantitative analysis of land surface topography. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 12, p. 47-56, 1987.
- WILLIAMS, J.R. Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: **Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources**, Publication ARS-S-40. US **Department of Agriculture**. Washington-DC, p. 244- 252, 1975.
- WILSON, J. P. GALLANT, J. C. Digital terrain analysis. In **WILSON, J. P. GALLANT, J. C. (eds.) Terrain Analysis: Principles and Applications**. John Wiley and Sons, New York, p. 1-27, 2000.
- WILSON, J.P. REPETO, P.L. SNYDER, R.D. Effect of Data Source, Grid Resolution, and Flow-Routing Method on Computed Topographic Attributes. In **WILSON, J. P. GALLANT, J. C. (eds.) Terrain Analysis: Principles and Applications**. John Wiley and Sons, New York, p. 133-161, 2000.
- WISCHMEIER, W.C. SMITH, D.D. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. **Agricultural Handbook**, US Department Agriculture, Washington-DC, n. 282, p. 47, 1965.
- WISCHMEIER, W.C. SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. **Agricultural Handbook**, US Department Agriculture, Washington-DC, n. 537, p. 1-58, 1978.
- WOOD, J. **The Geomorphological characterisation of Digital Elevation Models**. PhD Dissertation, Department of Geography, University of Leicester, U.K, p. 466, 1996.
- WOOD, J. Geomorphometry in LandSerf. In: Hengl, T. and Reuter, H.I. (Ed.) **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. Developments in Soil Science, Elsevier, v. 33, p. 333-349, 2009.

YANG, C.T. Unit stream power and sediment transport. **Journal of Hydraulics Division Proceedings of the American Society of Civil Engineers**. n. 8, p. 1805-1826, 1972.

YANG, C.T. Incipient motion and sediment transport. **Journal of Hydraulics Division Proceedings of the American Society**

of Civil Engineers, n. 99, p. 1679-1826, 1973.

YANG, C.T. Unit stream power equation for gravel. **Journal of Hydraulics Division Proceedings of the American Society of Civil Engineers**, n. 110, p. 1783-1797, 1984.