



Universidade Federal do Rio de Janeiro  
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geografia  
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**ESTIMATIVA DA PRODUÇÃO DE  
SEDIMENTOS EM BACIAS  
HIDROGRÁFICAS POR MEIO DO MODELO  
DE EROÇÃO USLE E DO ÍNDICE DE  
TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS - SDR**

**Maria José Zaroni**

Rio de Janeiro  
Março/2006

MARIA JOSÉ ZARONI

ESTIMATIVA DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS  
POR MEIO DO MODELO DE EROÇÃO USLE E DO ÍNDICE DE TRANSFERÊNCIA DE  
SEDIMENTOS - SDR

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em  
Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro  
como requisito para obtenção do título de Mestre em  
Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes

Co-Orientador: José Ronaldo de Macedo

Rio de Janeiro

Março/2006

Estimativa da Produção de Sedimentos em Bacias Hidrográficas por meio do Modelo de Erosão USLE e do Índice de Transferência de Sedimentos SDR / Maria José Zaroni – Rio de Janeiro: UFRJ, 2006.  
94f. : il.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes.  
Tese (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, 2006.  
Bibliografia: f.

1. Sensoriamento Remoto.
2. Dinâmica - Ocupação.
3. SIG.

**ESTIMATIVA DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM BACIAS  
HIDROGRÁFICAS POR MEIO DO MODELO DE EROSÃO USLE E DO ÍNDICE DE  
TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS SDR**

**Autor: Maria José Zaroni**

Dissertação de Mestrado Submetida ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Como Parte dos Requisitos Necessários à Obtenção do Grau de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes

APROVADA POR:

---

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes

---

Dr. José Ronaldo de Macedo

---

Prof. Dr. André de Souza Avelar

---

Dr. Alexandre Marco da Silva

Rio de Janeiro

Março/2006

Aos meus filhos, Marina e Matheus,  
e aos meus pais, irmãos e amigos.

## AGRADECIMENTOS

A Deus, pela proteção e iluminação em todos os momentos.

Aos meus pais, pela cumplicidade e amor.

Aos meus filhos pelo amor e confiança.

As minhas irmãs, sobrinhos e cunhados.

Aos meus amigos, grandes amigos, Luisa, Chaffin, Denise, Humberto, Ione, Cláudio, Gloria, Nestor, Sandra, João, Andréia, Aline, Laura, tantos outros...

Ao meu novo amigo, Leonardo com quem aprendi muito e tive uma ótima convivência.

Ao meu orientador Prof. Nelson Ferreira Fernandes.

Ao colega e co-orientador, José Ronaldo de Macedo por me oferecer o Projeto “Gestão Participativa da Bacia do Rio São Domingos” - GEPARMBH (Embrapa, 2003) para que eu continuasse a minha pesquisa.

Ao colega Francesco Palmieri pelo incentivo e conselhos.

A UFRJ e a Embrapa por possibilitar o meu aperfeiçoamento profissional e o desenvolvimento deste trabalho.

A você.

Há duas formas para viver a sua vida:  
Uma é acreditar que não existe milagre.  
A outra é acreditar que todas as coisas são um milagre.  
Albert Einstein

## SUMÁRIO

SUMÁRIO	viii
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE FIGURAS	xiii
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix
I. INTRODUÇÃO.	1
II. OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS.	5
III. PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS.	6
III. 1. Balanço Hídrico	6
III. 1. 1. Água no solo	6
III. 1.1.1. Umidade do solo.	6
III. 1.1.2. Armazenamento de água no solo.	7
III. 1.1.3. Movimento da água no solo.	8
III. 1.2. Infiltração do Solo.	9
III. 2. Bacia Hidrográfica.	11
III. 3. Erosão e Produção de sedimentos.	13
III. 4. Estimativa da produção de sedimentos - USLE / SDR.	14
III. 4.1. Equação Universal de Perdas de Solos (USLE).	15
III. 4.1.1. Fator Erosividade da chuva (R).	16
III. 4.1.1.1. Intensidade da chuva/Energia cinética.	16

III. 4.1.1.2. Totais de chuvas diárias, médias e anuais.	20
III. 4.1.1.3. Índice de precipitação e intensidade.	23
III. 4.1.1.4. Momento.	23
III. 4.1.1.5. Volume da enxurrada.	23
III. 4.1.2. Erodibilidade dos solos (K).	24
III. 4.1.3. Fator topográfico (LS).	29
III. 4.1.4. Fator uso- manejo do solo (C).	33
III. 4.1.5. Fator práticas conservacionistas (P).	36
III. 4.2. Índice de transferência de sedimentos.	36
III. 4.2.1 – Estimativa de SDR por Wischmeier e Smith (1978)	37
III. 4.2.2. Estimativa de SDR pelo Método Forest Service (1980).	37
III. 4.2.2.1 Distância do percurso entre área fonte e a saída da bacia.	39
III. 4.2.2.2 Forma da encosta.	39
III. 4.2.2.3. Presença de cobertura vegetal.	39
III. 4.2.2.4. Textura do material erodido.	39
III. 4.2.2.5. Gradiente de declividade entre a área fonte e a saída da bacia.	40
III. 4.2.2.6. Rugosidade da superfície.	40
III. 4.2.2.7. Fator de escoamento superficial.	40
III. 4.2.2.7.1. Método do Número de Curvas.	40
III. 4.2.2.7.2. Método do Balanço de Água na Superfície do Solo Modificado.	48
IV. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.	53
IV. 1. Localização.	53
IV. 2. Caracterização climática.	56
IV. 3. Caracterização pedológica.	57
IV. 4. Geologia.	60
IV. 5. Caracterização do uso das terras.	60

IV. 6. Características Fisiográficas	62
IV. 6.1. Comprimento e densidade de drenagem.	62
IV. 6.2 Altitude ou Amplitude altimétrica.	62
IV. 6.3. Relevo.	64
V. MATERIAL E MÉTODOS	66
V. 1. Material.	66
V. 2. Métodos.	68
V. 2.1. Estimativa da perda de solo por meio da USLE.	68
V. 2.1.1. Erosividade da chuva (R).	68
V. 2.1.2. Erodibilidade dos solos (K).	68
V. 2.1.3. Fator topográfico (LS).	69
V. 2.1.3.1. Cálculo do Fator topográfico (LS) - “USLE – 2D”.	69
V. 2.1.3.2. Cálculo do Fator topográfico (LS) - Rocha et.al.	69
V. 2.1.3.2.1. Mapa de Declividade.	70
V. 2.1.3.2.2. Comprimento de rampa.	70
V. 2.1.3.3. Cálculo do fator LS - ArcGIS 9.0.	70
V. 2.1.4. Fator Uso-Manejo do solo (C).	71
V. 2.1.5. Fator Práticas Conservacionistas (P).	71
V. 2. 2. Estimativa da produção de sedimentos.	71
V. 2.2.1 - Estimativa de SDR - Wischmeier e Smith.	72
V. 2.2.2 - Estimativa de SDR - Método Forest Service.	72
V. 2.2.2.1. Distância da área fonte ao canal principal.	72
V. 2.2.2.2. Forma da encosta.	72
V. 2.2.2.3. Presença de cobertura vegetal.	72
V. 2.2.2.4. Textura do material erodido.	72
V. 2.2.2.5. Declividade média entre a área fonte e a saída da bacia.	72

V. 2.2.2.6. Rugosidade da superfície.	73
V. 2.2.2.7. Fator de escoamento superficial.	73
VI. RESULTADOS E DISCUSSÃO.	76
VI. 1. Estimativa os Parâmetros - Modelo USLE.	76
VI. 1.1. Erosividade – Fator R.	76
VI. 1.2. Erodibilidade dos Solos – Fator K.	77
VI. 1.3. Fator Topográfico – LS.	86
VI. 1.4. Uso, Cobertura do solo e Práticas Conservacionistas - Fator CP.	93
VI. 1.5. Potencial Natural à Erosão (PNE).	96
VI. 1.6. Perdas de solo (A).	100
VI. 2. Estimativa da Produção de sedimentos.	108
VI. 2.1. Estimativa do índice SDR – Wischmeier e Smith (1978).	108
VI. 2.2. Estimativa do índice SDR – Forest Service (1980).	109
VII. CONCLUSÃO.	125
VIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS.	127
IX. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	128
ANEXOS.	140

## LISTA DE TABELAS

Tabela. 1. Classes de perdas de solo - A (Mg.ha-1. ano-1.)	16
Tabela 2. Fator C por categoria de uso.	33
Tabela 3. Valor de P, da USLE, para algumas práticas agrícolas conservacionistas.	36
Tabela 4. Grupamento de solos segundo suas qualidades, características e resistência à erosão.	45
Tabela 5. Valores de CN para bacias com ocupação agrícola, para condições de umidade média (AMCII), de acordo com uso, tratamento, condição hidrológica e tipo de solo.	46
Tabela 6. Valores de CN para bacias com ocupação urbana para condições de umidade antecedente AMCII.	47
Tabela 7. Classes de umidade antecedente do solo conforme a chuva ocorrida nos cinco dias anteriores à chuva crítica no período de crescimento.	47
Tabela 8. Correção dos valores de CN para condições iniciais de umidade diferentes da média (AMCII)	48
Tabela 9. Totais mensais e anual de precipitação e de erosividade.	76

## LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Distribuição espacial da Erosividade anual no Brasil.	21
Fig. 2. Diagrama para estimar SDR com os modelos USLE/RUSLE.	38
Fig. 3. Diagrama par converter a percentagem de área calculada para SDR.	39
Fig. 4. Componentes associados ao Método do Número de Curvas.	41
Fig. 5. Curvas de im e ii em função do tempo.	50
Fig. 6. Componentes associados ao escoamento superficial para o Método do Balanço de Água na Superfície do Solo.	52
Fig. 7. Variação do escoamento com a duração do tempo de chuva para diferentes tipos de solos representados pelos diversos valores de taxa de infiltração estável (Tie).	52
Fig. 8. Bacias hidrográficas de Santa Maria e Cambiocó, respectivamente; e município de São José de Ubá, RJ.	53
Fig. 9. Bacias de Santa Maria e Cambiocó, município de São José de Ubá, RJ.	54
Fig. 10. Localização geográfica das bacias hidrográficas de Santa Maria e Cambiocó, município de São José de Ubá, RJ.	55
Fig. 11. Bacia do Rio São Domingos.	55
Fig. 12. Totais pluviométricos anuais de Itaperuna (1969 –2000)	56
Fig. 13. Cotas pluviométricas médias mensais em Itaperuna (1969-2000)	56
Fig. 14. Temperaturas (máximas, mínimas e médias) mensais em Itaperuna (1969 –2000).	57
Fig. 15. Porcentual de ocorrência das unidades de mapeamento nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	58

Fig. 16. Mapa de Solos, escala 1:10.000.	59
Fig. 17. Mapa de Uso e Cobertura das Bacias de Santa Maria e de Cambiocó.	61
Fig. 18. Amplitude altimétrica - Bacias de Santa Maria e de Cambiocó.	62
Fig. 19. Amplitude altimétrica - Bacias de Santa Maria.	63
Fig. 20. Amplitude altimétrica - Bacias de Cambiocó.	63
Fig. 21. Relevo - Bacias de Santa Maria e de Cambiocó.	65
Fig. 22. Totais médios mensais de precipitação e de erosividade.	77
Fig. 23. Erodibilidade dos solos (K) estimado por perfil de solo (Horizonte A).	78
Fig. 24. Granulometria e teor de Carbono obtidos no horizonte superficial dos perfis representativos da classe de Cambissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	78
Fig. 25. Erodibilidade média e dos perfis representativos da classe de Cambissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	79
Fig. 26. Granulometria e teor de Carbono obtidos no horizonte superficial dos perfis representativos da classe dos Neossolos Litólicos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	79
Fig. 27. Erodibilidade média e dos perfis representativos da classe dos Neossolos Litólicos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	80
Fig. 28. Granulometria e teor de Carbono obtidos no horizonte superficial dos perfis representativos da classe dos Argissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	80
Fig. 29. Erodibilidade média e valores de K obtidos dos perfis representativos da classe dos Argissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	81
Fig. 30. Mapa de Distribuição da Erodibilidade das Unidades de Mapeamento identificadas nas Bacias de Santa Maria e Cambiocó.	82
Fig. 31. Erodibilidade das Unidades de Mapeamento Bacias de Santa Maria e Cambiocó.	83
Fig. 32. Porcentagem dos valores estimados de Erodibilidade por Unidades de Mapeamento identificadas nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.	83
Fig. 33. Classes de erodibilidade das unidades de mapeamento identificadas nas bacias de Santa Maria e Cambiocó - Segundo proposição de Foster (1981).	84
Fig. 34. Mapas de Classes de Erodibilidade (Mg.ha.ano.MJ-1.mm-1) nas bacias de Santa Maria e de Cambiocó, São José de Ubá, RJ - Proposição de Foster (1981).	85
Fig. 35. Valores de LS obtidos nos três métodos utilizados: ArcGIS, IDRISI, USLE-2D.	86
Fig. 36. Comprimento de rampa obtido pelos softwares IDRISI e ArcGIS.	87

Fig. 37. Variação na definição de rampa nos softwares IDRISI e ArcGIS	87
Fig. 38. Percentual de classes de LS obtidos nos três métodos utilizados.	88
Fig. 39. Valor médio das classes de LS- percentual de ocorrência.	88
Fig. 40. Composição do fator LS – variação do comprimento de rampa e da declividade nas bacias.	89
Fig. 41. Fator LS – ArcGis.	90
Fig. 42. Fator LS – IDRISI.	91
Fig. 43. Fator LS – USLE 2D.	92
Fig. 44. Uso e cobertura dos solos nas duas bacias.	93
Fig. 45. Fator CP – sem adoção de práticas conservacionistas.	94
Fig. 46. Fator CP – com adoção de práticas conservacionistas nas áreas com tomate.	95
Fig. 47. Potencial Natural de erosão a partir dos LS obtidos com ArcGis, IDRISI e USLE2D.	96
Fig. 48. Potencial Natural de erosão utilizando os resultados de LS com o ArcGIS.	97
Fig. 49. Potencial Natural de erosão utilizando os resultados de LS com o IDRISI.	98
Fig. 50. Potencial Natural de erosão utilizando os resultados de LS com o USLE-2D.	99
Fig. 51. Perda média anual (A) da Bacia de Santa Maria – sem práticas conservacionistas.	100
Fig. 52. Perda média anual (A) da Bacia de Cambiocó – sem práticas conservacionistas.	101
Fig. 53. Perda média anual – A (Mg.ha-1.ano-1) das bacias Santa Maria e Cambiocó.	101
Fig. 54. Perdas de solo na Bacia de Santa Maria sem práticas conservacionistas – ArcGIS.	102
Fig. 55. Perdas de solo na Bacia de Cambiocó sem práticas conservacionistas – ArcGIS.	103
Fig. 56. Perdas de solo na Bacia de Santa Maria sem práticas conservacionistas – IDRISI.	104
Fig. 57. Perdas de solo na Bacia Cambiocó sem práticas conservacionistas – IDRISI.	105
Fig. 58. Perdas de solo na Bacia de Santa Maria sem práticas conservacionistas – USLE-2D.	106

Fig. 59. Perdas de solo na Bacia de Cambiocó sem práticas conservacionistas – USLE-2D.	107
Fig. 60. Produção de sedimentos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó - Método de Wischmeier e Smith (1978).	108
Fig. 61. Percentual da formas das encostas na bacia de Santa Maria.	109
Fig. 62. Percentual da formas das encostas na bacia de Cambiocó.	109
Fig. 63. Forma das encostas - Bacia de Santa Maria.	110
Fig. 64. Forma das encostas - Bacia de Cambiocó.	111
Fig. 65. Percentual de Uso das terras na bacia de Santa Maria.	112
Fig. 66. Percentual de Uso das terras na bacia de Cambiocó.	112
Fig. 67. Mapa de Uso e Cobertura da Bacia de Santa Maria. Material Básico: Fotografias aéreas da CERJ, escala 1:30.000, ano de 2000.	113
Fig. 68. Mapa de Uso e Cobertura da Bacia de Cambiocó. Material Básico: Fotografias aéreas da CERJ, escala 1:30.000, ano de 2000.	114
Fig. 69. Percentual das Classes de declividade das bacias de Santa Maria e Cambiocó.	115
Fig. 70. Relevo da Bacia de Santa Maria.	116
Fig. 71. Relevo da Bacia de Cambiocó.	117
Fig. 72. Distância média à drenagem – Bacia de Santa Maria.	119
Fig. 73. Distância média à drenagem – Bacia de Cambiocó.	120
Fig. 74. Produção de sedimentos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó Método Forest Service (1980).	123
Fig. 75. Produção de sedimentos pelos dois métodos propostos na Bacia de Santa Maria e Cambiocó.	124

## RESUMO

A região norte- noroeste fluminense apresenta um processo erosivo extremamente acentuado nas áreas rurais em decorrência do uso e manejo inadequado dos solos. Constata-se o assoreamento e/ou desaparecimento de rios e a migração de nascentes, com o comprometimento da manutenção dos ecossistemas terrestres e aquáticos e da produção agropecuária.

Neste contexto, este estudo teve como objetivo principal estimar a produção de sedimentos em duas bacias hidrográficas: Santa Maria e Cambiocó, utilizando o modelo preditivo de erosão (USLE) associado ao índice de transferência de sedimentos (SDR) incorporado ao próprio modelo, com o auxílio de Sistemas de Informação Geográficas (SIGs). Inicialmente elaborado para estimar perdas de solos em propriedades rurais com fins conservacionistas, a aplicação do Modelo Preditivo de erosão – USLE para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas se deu com a associação do índice de transferência de sedimentos (SDR) ao modelo.

O procedimento consistiu na estimativa de perdas de solo por meio do modelo USLE para as duas bacias e, em seguida, na estimativa da produção de sedimentos nas duas bacias de estudo a partir do índice de transferência de sedimentos SDR.

A estimativa da erosividade da precipitação foi efetuada a partir da relação entre as precipitações médias mensais e a anual utilizando a equação recomendada por Lombardi para as condições climáticas locais. A erodibilidade dos solos foi estimada pelo método indireto desenvolvido por Denardin (1990) com modificações sugeridas por Levy (1995), para as condições de solos tropicais.

No cálculo do fator topográfico, foram utilizadas três metodologias: Rocha et al, (1996), o programa USLE-2D implementadas no software IDRISI e uma proposta utilizando a equação proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1980) utilizando o software ArcGIS

A partir das variáveis de erosividade das chuvas, erodibilidade dos solos e fator topográfico foi estimado o Potencial Natural de Erosão (PNE). A perda de solo (A), em  $Mg.ha^{-1}.ano^{-1}$  foi estimada a partir do PNE e dos parâmetros de uso, cobertura e de práticas conservacionistas (CP). Para demonstrar a intervenção do Projeto que vem buscando introduzir o plantio do tomate em curva de nível na região, foram adotados dois valores de CP, ou seja, um valor de CP igual a 1 (um), indicando nenhuma adoção de práticas conservacionistas e um valor de CP igual a 0,5 para avaliar o efeito desta prática no controle do processo erosivo nas áreas com tomate.

O cálculo do SDR foi efetuado pelo método proposto por Wischmeier e Smith (1978), o qual relaciona o SDR com a área da bacia hidrográfica. O segundo método foi elaborado pelo Forest Service (1980) que busca incorporar características da bacia hidrográfica que afetam a produção de sedimentos.

Na estimativa do escoamento superficial foi utilizado o Método do Balanço de Água na Superfície do Solo (Pruski et al. 1997a). Este método busca associar ao Método do Número de

Curvas (USDA\_SCS, 1972, 1973), fundamentos físicos já consagrados na engenharia para estimar o volume de escoamento superficial em localidades em que a relação entre intensidade, duração e frequência da precipitação é conhecida.

As principais críticas à Equação de Perdas de Solos referem-se ao seu empirismo e ao fato de se limitar a estimar apenas as perdas médias anuais de solo. Quanto ao índice SDR, embora o Modelo proposto pelo Serviço Florestal Americano (Forest Service, 1980) possa ser considerado como um avanço ao método proposto por Wischmeier e Smith (1978), por incorporar na análise da produção de sedimentos aspectos fundamentais da bacia, isto ainda é feito de forma subjetiva.

No entanto, muito embora a análise quantitativa da produção de sedimentos necessite de maiores investigações e da validação dos valores estimados, o uso de modelos preditivos de erosão surge como uma ferramenta útil para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas, pois permite uma análise qualitativa das áreas de potencial erosivo sendo úteis no gerenciamento das ações mitigadoras do processo erosivo.

## ABSTRACT

The north-northwest region of Rio de Janeiro State presents an extremely accentuated erosive process in the rural areas due to the use and inadequate management of the soils. It is verified the silting up or disappearance of waterways and the migration of springs, with the compromising of the maintenance of the terrestrial and aquatic ecosystems and of the agricultural production.

In this context, this study had as main objective to estimate the production of sediments in two watersheds: Santa Maria and Cambiocó, using the Universal Soil Loss Equation (USLE) associated to an index of sediment transferring incorporated to the model (SDR) with the aid of Geographic Information Systems (GIS). Initially elaborated for use in rural properties for conservation purposes, the application of the Universal Soil Loss Equation to estimates the production of sediments in watersheds was made possible through association with the sediment delivery rates (SDR).

The procedure consisted of the estimation of soil losses by means of the model USLE and soon after, the estimation of sediment production in the two watersheds, starting from the sediment delivery rates - SDR.

The estimation of the precipitation erosivity was made through the mean monthly and the annual precipitation relation using the equation recommended by Lombardi for the local climatic conditions. The erodibility of soils was estimated by indirect method developed by Denardin (1990) modified by Levy (1995), for tropical soils conditions.

In the calculation of the topographical factor, three methodologies were used: Rocha et al, (1996); the USLE-2D implemented in the software IDRISI. A new proposal for obtaining the topographical factor was developed by means of the software ArcGIS using the algorithm proposed by Bertoni and Lombardi Neto (1980).

Starting from the precipitation erosivity, erodibility of soils and the topographical factor, the Natural Potential of Erosion (PNE) was estimated. The soil losses in  $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{year}^{-1}$  were estimated starting from PNE and soil use parameters, soil cover and conservation practices (CP). To demonstrate Projeto intervention (Embrapa Solos, 2003), that aim to introduce the plantation in contour lines in the areas with tomato, two values of CP were adopted, that is to say, a value of CP equal to 1, indicating no adoption of conservation practices and a value of CP equal to 0,5 to evaluate the effect of this practice in the control of the erosive process in the areas with tomato.

The calculation of SDR was made by the method proposed by Wischmeier and Smith (1978), which relates SDR with the area of the watershed. The second method was elaborated by the Forest Service (1980) that looks for to incorporate characteristics of the watershed that affect the production of sediments.

In the estimate of the surface outflow was used the Method of the Water Balance in the Surface of the Soil (Pruski et al. 1997a). This method looks for to associate to the Method of the Number of Curves (USDA\_SCS, 1972, 1973), physical foundations already established in the engineering to estimate the volume of surface outflow in places where the relationships among intensity, duration and frequency of the precipitation is known.

The main criticism to the Soil Loss Equation refer to its empiricism and the fact that is limited to just esteem the annual medium losses of soil. As to the index SDR, although the Model proposed by the American Forest Service (Forest Service, 1980) may be considered as an advance to the method proposed by Wischmeier and Smith (1978), because incorporates in the analysis of the production of sediments, fundamental aspects of the basin, this is still made in a subjective way.

Although very auspiciously, the quantitative analysis of the production of sediments needs larger

investigation and validation of the estimated values. The use of erosion predictive models appears as an useful tool to esteem the production of sediments in watersheds, because it allows a qualitative analysis of the areas of erosive potential being useful in the administration of the erosive process mitigating actions.

## I. INTRODUÇÃO

O momento atual caracteriza-se pela busca de se harmonizar desenvolvimento econômico

com conservação ambiental. Nas discussões e pesquisas sobre os impactos ambientais, econômicos e sociais ocasionados pela ação antrópica nos recursos naturais, a erosão dos solos tem se destacado pelas implicações diretas e indiretas do processo erosivo ao desenvolvimento sustentável das áreas rurais.

Verificam-se inúmeros cenários de degradação ambiental em diversas regiões produtivas do país, exemplos de degradação das terras associados à erosão dos solos, originando terras improdutivas, que em muitos casos, são de difícil recuperação além das conseqüências aos recursos hídricos.

Dentre estas, identifica-se a região norte-noroeste fluminense, com um processo erosivo extremamente acentuado nas áreas rurais em decorrência do uso e manejo inadequado dos solos. Constata-se o assoreamento e/ou desaparecimento de rios e a migração de nascentes, com o comprometimento da manutenção dos ecossistemas terrestres e aquáticos e a produção agropecuária. Como conseqüência estabeleceu-se na região um ciclo de decadência econômica, baseada no binômio: pobreza x degradação ambiental. Também, a região vem sofrendo sérias restrições de abastecimento de água para consumo humano e dessedentação animal, em função da escassez hídrica.

Visando o desenvolvimento sustentável das terras dessa região, o Projeto “Gestão Participativa da Sub-bacia do Rio São Domingos”, RJ (GEPARMBH) envolvendo a Embrapa Solos/Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)/Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), buscou incentivar o planejamento e gerenciamento ambiental do recurso terra em função do manejo sustentável introduzindo técnicas que minimizem os processos de degradação dos recursos naturais com ênfase no incremento da disponibilidade de água para o lençol freático.

Com este objetivo, foram selecionadas duas bacias hidrográficas rurais: Bacia de Santa Maria e Bacia de Cambiocó compreendendo uma área total de aproximadamente 13,5km<sup>2</sup>, pertencentes à bacia do Rio São Domingos (afluente do rio Muriaé) e localizadas no município de São José de Ubá.

A área engloba duas comunidades locais, denominadas Santa Maria e Cambiocó, que têm como atividades principais o cultivo de olerícolas, principalmente do tomate e pecuária de corte e de leite, ambas caracterizadas pela baixa produtividade decorrente de um manejo inadequado.

As bacias são representativas das feições geomorfológicas assim como da degradação ambiental identificada na região noroeste fluminense.

Uma bacia hidrográfica deve ser entendida como um sistema geomorfológico drenado por cursos de água ou por um sistema de canais conectados que converge, direta ou indiretamente, para um rio principal ou para um espelho de água, constituindo-se, assim, em uma unidade sistêmica ideal para o planejamento do manejo integrado dos recursos naturais (Bertoni e Lombardi Neto, 1985).

De acordo com Silva (1999), o trabalho em bacias hidrográficas como área piloto é uma maneira eficiente de se gerar tecnologia regionalizada, difundir as práticas de manejo de solo, culturas, conservar os recursos naturais e contribuir para o desenvolvimento regional. Ainda, segundo o autor, permite propor soluções para melhorar os sistemas de produção regional. Ainda, segundo o autor, permite propor soluções para melhorar os sistemas de produção adotados pelo agricultor, bem como introduzir alternativas tecnológicas edafoclimáticas e sócioeconomicamente viáveis ou que tenham potencial para a região.

Também, segundo Cunha e Guerra (2000), é através da quantificação sistemática que se chega à modelagem dos processos de degradação. Também, segundo os autores, a mensuração deve ser feita com um embasamento teórico-conceitual, de forma que os dados produzidos ajudem a compreender a realidade ambiental da área.

Porém, a obtenção de dados da produção de sedimentos de uma bacia hidrográfica constitui-se em longos períodos de pesquisa e em custos relativamente altos e existe ainda hoje, uma grande carência de dados do próprio ambiente em função principalmente da escala de informação para o estabelecimento das relações atuantes no processo de degradação ambiental associado a processos erosivos.

Nesse sentido, modelos como a Equação Universal de Perda de Solo (USLE) elaborada pelos autores Wischmeier e Smith (1960, 1978) possibilitam mesmo por meio de um conhecimento empírico, a formulação de proposições e o aperfeiçoamento do conhecimento do processo erosivo.

Segundo Chaves (1996) e Bordas (2002), além da Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE) elaborada para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas, modelos desenvolvidos para estimativas de perdas de solo podem ser empregados para expressar a descarga sólida produzida em bacias como os Modelos Preditivos de erosão: USLE e RUSLE ou Equação Universal de Perda de Solo Revisada desenvolvida por Renard (1997) quando associados ao índice de transferência de sedimentos (Sediment Delivery Ratio – SDR).

O modelo USLE foi inicialmente desenvolvido para estimar a perda de solo em encosta não incorporando em sua estrutura, a deposição que pode ocorrer ao longo das vertentes quando aplicada em bacias hidrográficas. Após uma revisão da USLE, Wischmeier e Smith (1978), desenvolveram o índice SDR ou índice de transferência de sedimentos para a predição da produção de sedimentos em enxutórios de bacias hidrográficas, ou seja, a associação do índice de transferência de sedimentos – SDR possibilitou a aplicação dos modelos USLE e a RUSLE para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas.

No entanto, embora já se tivesse o conhecimento do efeito das características da bacia na produção de sedimentos, o método para estimar o índice SDR elaborado por Wischmeier e Smith (1978), ainda não as considerava na produção de sedimentos, sendo o índice SDR determinado apenas em função da área (USDA, 1971; Wischmeier e Smith, 1978). Outra limitação enfatizada por Chaves (1996) é que tanto a USLE como o índice SDR, resultam de equações empíricas e estimam somente a produção anual de sedimentos.

Em 1980, o Serviço Florestal Americano (Forest Service) desenvolveram o “Método do Diagrama” para se obter o índice de transferência de sedimentos (SDR). Este método incorpora as características da bacia que afetam a produção de sedimentos e é capaz de estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas para um evento chuvoso.

O procedimento, nos dois métodos: Wischmeier e Smith (1978) e Forest Service (1980), se dá pela estimativa da perda de solo anual no interior da bacia por meio da USLE e posterior transformação do resultado de perda de solo (Mg/ha/ano) em produção de sedimento (Mg/ano) por meio do índice SDR.

Assim sendo, inserido no projeto “Gestão Participativa da Sub-bacia do Rio São Domingos”, RJ (GEPARMBH), este estudo teve como objetivo principal estimar a produção de sedimentos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó, utilizando o Modelo Preditivo de Erosão - USLE associado ao índice de transferência de sedimentos (SDR) com o auxílio de Sistemas de Informação Geográficas (SIGs).

A importância socioeconômica e ambiental de se estimar a produção de sedimentos nestas bacias está relacionada ao fato de ser a atividade agrícola a principal fonte de renda dos produtores sendo, no entanto, caracterizada como de baixa sustentabilidade onde o processo erosivo apresenta como conseqüências, o empobrecimento dos solos e o assoreamento de áreas à jusante com implicações ambientais, econômicas e sociais.

Diante desta realidade, torna-se fundamental a aplicação de uma abordagem de causa e efeito associados ao processo erosivo (risco natural ? homem) e (ação antrópica ? natureza) para melhor planejar o uso e manejo dos solos, de forma a conservar a capacidade produtiva e a qualidade ambiental destes agroecossistemas. De acordo com Morgan (1986), a prevenção da erosão dos solos requer estratégias apropriadas para a conservação dos solos e isto, por sua vez, necessita do conhecimento do processo de erosão. É preciso antes conhecer “de que forma”, “em quais situações” e “em que intensidade” se processa a erosão dos solos para mais eficientemente planejar o uso conservacionista das terras.

O uso, portanto de modelos preditivos de erosão capazes de responder a questões do tipo “como ocorre o processo erosivo” e “quais as variáveis passíveis de serem controladas” podem ser úteis no gerenciamento das ações mitigadoras do processo erosivo assegurando desta maneira o uso sustentável das terras e promovendo a equidade social da região noroeste do Estado do Rio de Janeiro.

## II. OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS

Avaliar a aplicação do modelo preditivo USLE associado ao índice de transferência de sedimentos (SDR) para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas como ferramenta útil no gerenciamento das ações mitigadoras do processo de degradação ambiental associado à erosão dos solos.

Objetivos específicos englobam:

II. 1. Estimar a produção de sedimentos nas bacias de estudo a partir do modelo USLE associado a um índice de transferência de sedimentos – SDR:

- a. Estimar as perdas de solo por meio do modelo USLE;
- b. Estimar a produção de sedimentos nas duas bacias utilizando o índice de transferência de sedimentos (SDR):
  - i. Calcular SDR por meio da metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978);
  - ii. Calcular SDR por meio da metodologia proposta pelo Serviço Florestal Americano (Forest Service, 1980);
  - iii. Estimar o escoamento superficial por meio do Método do Balanço de Água na Superfície do Solo (Pruski et al, 1997a);

II. 2. Comparar os resultados estimados da produção de sedimentos nas duas bacias de estudo obtidos pela USLE e pelos dois métodos propostos para o cálculo do índice de transferência de sedimentos (SDR);

### III. PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS.

Em estudos de erosão e produção de sedimentos é fundamental conhecermos os componentes do balanço hídrico, suas relações e o intervalo de tempo em que ocorre cada fase do processo para melhor prever as alterações no regime hidrológico devido a um determinado uso e manejo em uma bacia hidrológica.

Do mesmo modo, é preciso definir as características fisiográficas da bacia para melhor compreendermos as variáveis que afetam o escoamento superficial e o transporte de sedimentos.

#### III. 1. Balanço Hídrico

O balanço hídrico é definido por Reichardt (1990) como a contabilidade das quantidades de água que entram e saem de uma “camada” de solo que vai desde a superfície até uma determinada profundidade. Para o autor, por meio da superfície do solo, temos as adições da chuva e as perdas por evapotranspiração, interceptação e enxurrada ou escoamento superficial. E, no plano da profundidade (abaixo da zona radicular), podemos ter também perdas por drenagem profunda e, ganhos por ascensão capilar da água.

Dessa forma, é importante que conheçamos as variáveis do solo que estão diretamente relacionadas e que afetam a entrada e saída da água e que contribuem assim, para o escoamento superficial.

##### III. 1. 1. Água no solo

A dinâmica da retenção da água no solo é afetada por propriedades que determinam o “arranjo das partículas do solo” como a textura, a estrutura, tipo de argila e matéria orgânica. A água é retida no solo, em seus poros, devido aos fenômenos de capilaridade e adsorção (Reichardt, 1990).

##### III. 1.1.1. Umidade do solo

A medida da quantidade de água retida no solo é o resultado, em percentagem (%) da umidade do solo, medida à base de peso de solo úmido ( $u$ ) por massa de solo ou de volume de água ( $\theta$ ) por volume do solo.

### III. 1.1.2. Armazenamento de água no solo

A quantidade de água armazenada pelo solo é dada por sua umidade, a qual está relacionada a uma altura de água (cm ou mm) no solo ou volume por unidade de área. Segundo Reichardt (1990) para definir a água armazenada é preciso definir a profundidade.

Deste modo, a definição exata de armazenamento de água ( $A_L$ ) em uma camada de solo de espessura ( $L$ ) é dada como:

$$A_L = \int_0^L \gamma dz \quad (1)$$

Onde  $\theta$  é a umidade do solo e  $z$  é a coordenada vertical ou profundidade.

Para resolver a integral desta equação é preciso conhecer a variação de  $\theta$  ao longo de  $z$ , no intervalo  $0 - L$  (cm). O cálculo do armazenamento pode ser aplicado para qualquer profundidade, sendo sua determinação mais precisa quanto mais detalhadas as informações da variação da umidade ao longo da profundidade considerada.

Quando o solo atinge sua capacidade máxima de armazenamento de água, diz-se que o solo está saturado ( $\theta_s$ ). Assim o máximo de água que o solo pode conter numa profundidade  $L$  é dado pela equação:

$$A_L = \int_0^L \gamma_s dz \cong \gamma_s L \quad (2)$$

Do mesmo modo, o armazenamento de água no solo irá variar com o tempo. Processos de ganho (precipitações ou irrigação) ou períodos de perda (evapotranspiração e/ou drenagem interna) influem diretamente na umidade e, por conseguinte, na quantidade de água armazenada no solo (Reichardt, 1990).

Ao drenar, pela ação do potencial gravitacional  $\psi_s$ , o perfil vai se tornando não saturado, diminuindo a umidade continuamente. O movimento da água do solo se dará no sentido descendente se distribuindo pelas camadas mais profundas. Neste intervalo de tempo o potencial matricial  $\psi_m$  começa a atuar até que num certo momento  $\psi_s = \psi_m$ , quando o perfil pára de drenar e a água do solo entra em equilíbrio. Um perfil nesta condição encontra-se na capacidade de campo (CC), indicando o máximo de água que um solo pode reter. Se a umidade do solo na capacidade de campo é igual a  $\theta_{cc}$ , então de acordo com as equações (1) e (2), teremos;

$$A_{L(cc)} = \int_0^L \gamma_{cc} dz \cong \gamma_{cc} L \quad (3)$$

### III. 1.1.3. Movimento da água no solo

- Potencial total da água

O estado de energia da água dentro do solo é resultante de vários campos de força responsáveis pelos fenômenos de tensão superficial, capilaridade e adsorção e da interação entre partículas sólidas organizadas em uma dada estrutura (matriz do solo) e a água. Quanto menores os poros e quanto mais “ativas” as partículas sólidas do solo, tanto menor a energia potencial da água a eles associada.

Todas essas forças fortemente relacionadas resultam no potencial total da água designada também como energia matricial. Por simplicidade é chamada de energia potencial total e o símbolo mais freqüente é  $\psi$ , onde cada uma de suas partes é uma componente, como descrito a seguir:

$$\bar{s} = \bar{s}_g + \bar{s}_p + \bar{s}_m + \bar{s}_{os} + \dots \quad (4)$$

Onde:

$\psi$  = energia potencial total;

$\psi_g$  = componente gravitacional;

$\psi^p$  = componente de pressão;

$\psi_m$  = componente matricial;

$\psi_{os}$  = componente osmótico.

Obs: *(as reticências indicam que possam existir outras formas de energia, mas que são desprezíveis)*

Em diferentes condições de umidade, diferentes componentes irão atuar. Deste modo, em solos saturados e imersos em água o potencial total  $\psi$  será a soma de  $\psi_g$  e  $\psi_p$  ( $\psi_m$  é nula) e, em solos secos o potencial total  $\psi$  será igual a  $\psi_m$ .

Toda vez que no sistema em consideração houver diferenças de potencial  $\psi$  pode haver movimento de água. Deste modo, para compreendermos o movimento da água no solo é preciso antes, conhecer o conceito de gradiente de potencial, o qual é dado pela diferença de potencial entre dois pontos quaisquer, ou seja, diferenças de potencial são um indicativo da tendência de movimento da água. Este movimento se dá no sentido do estado mais estável, de menor energia em qualquer direção (Reichardt, 1990).

O conhecimento do movimento da água no solo é importante para estabelecermos os processos atuantes no ciclo hidrológico e das relações entre precipitação, evapotranspiração e o movimento da água no solo. No processo de evapotranspiração o movimento é ascendente no

sentido do menor potencial. Por outro lado, se a camada mais superficial estiver mais úmida do que as camadas mais profundas como, por exemplo, após a ocorrência de uma chuva, o potencial total  $\psi$  é maior nas primeiras camadas e a água tende a “drenar” dentro do perfil de solo, num movimento descendente, processo este denominado de drenagem do perfil.

Além do potencial total da água, uma característica do solo, denominada condutividade hidráulica ( $k$ ), afeta o movimento da água (Reichardt, 1990). Trata-se de um parâmetro que determina a facilidade com a qual o solo transmite água. Quanto maior a condutividade hidráulica tanto maior é a facilidade com que a água se move no solo.

- Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica é medida em volume,  $Q$  (cm<sup>3</sup>) que passa pela unidade de área  $A$  (cm<sup>2</sup>) na unidade de tempo  $t$  (s) como descrita a seguir:

$$K = \frac{Q}{At} = \frac{L^3}{L^2t} = L.t^{-1} \quad (5)$$

A condutividade hidráulica do solo depende dentre outros fatores, da umidade do solo. Quanto mais úmido o solo maior será a sua condutividade hidráulica, ou seja,  $K$  será máximo quando solo se encontrar saturado ( $\theta_s$ ), recebendo a denominação de condutividade hidráulica saturada ( $K\theta$ ), também chamada de infiltração básica. A equação mais comumente usada para calcular a condutividade hidráulica é a equação de Darcy, descrita a seguir:

$$q = -Kgrad \psi \quad (6)$$

Onde:

$q$  = fluxo de água no solo, cm/s, cm/dia, mm/s, mm/dia;

$K$  = condutividade hidráulica do solo.

$\psi$  = potencial de gradiente total.

Obs: O sinal negativo aparece porque a força que move a água é igual a  $-\text{grad } \psi$ .

Para determinar o fluxo de água  $q$  numa determinada profundidade  $L$  é preciso conhecer a condutividade hidráulica do solo e o potencial de gradiente total, ambos na profundidade  $L$  (Reichardt, 1990).

### III. 1.2. Infiltração do Solo

O processo de infiltração do solo consiste na entrada de água (precipitação/irrigação/inundação) no solo por meio da sua superfície. A água infiltra no solo, no

sentido vertical e se redistribui neste em todas as direções, procurando as regiões de potencial mais negativo e atingindo as camadas mais profundas.

De acordo com Reichardt (1990), a infiltração do solo é resultante de um gradiente de potencial. A água da chuva ou de irrigação possui um potencial total ( $\Psi$ ) aproximadamente nulo e a água do solo apresenta potencial negativo isto é, será tanto mais negativo quanto mais seco o solo. No início da infiltração, em condições de baixa umidade (solo seco), atuam os gradientes, gravitacional e matricial. Depois de um intervalo de tempo, a umidade do solo aumenta e o gradiente total do solo passa a ser igual ao gravitacional (1cm H<sub>2</sub>O / cm solo). Neste momento, verifica-se então, a estabilização da velocidade de infiltração, assumindo um valor constante denominado infiltração básica ( $K_0$ ). Portanto, diz-se que o processo de infiltração é um processo desacelerado sendo maior no início da infiltração e diminuindo com o tempo.

Após longo período de infiltração, o solo passa de um estado de umidade inicial ( $\theta_0$ ) para uma de condição de saturação ( $\theta_s$ ). Quando o perfil encontra-se saturado,  $V_i = K(\theta)$  para a equação (6) e verificamos que  $V_i$  tende para  $K(\theta)$  para tempos longos. A medida da velocidade de infiltração ( $V_i$ ) com a qual, a água penetra no solo é dada pelo volume de água (cm<sup>3</sup>) que infiltra na unidade de área (cm<sup>2</sup>) na unidade de tempo (seg, min, hora, dia). A definição para velocidade de infiltração assemelha-se à definição de fluxo de água  $q$ , da equação de Darcy, conforme descrito na equação (6).

A integral de  $V_i$  em função do tempo nos dá a quantidade de água que infiltrou ou a infiltração acumulada num determinado tempo:

$$I = \int_{t_0}^{t_i} V_i dt \quad (7)$$

O tempo que dura o processo de infiltração será determinado por características do solo tais como a sua textura. Deste modo, temos que  $I$  é a infiltração máxima no tempo  $t_i$ , sendo dependente do tipo de solo.

A curva característica de infiltração do solo nos fornece informações sobre a capacidade do solo em absorver água (Reichardt, 1990). Tais informações são fundamentais para estudos que necessitam estabelecer a relação entre totais de precipitação, sua intensidade, a duração e a capacidade de armazenamento de água no solo como em estudos dos processos erosivos que envolvem modelos hidrológicos.

### III. 2. Bacia Hidrográfica

A definição de uma bacia hidrográfica e das suas características são fundamentais em estudos de degradação ambiental associados à processos erosivos.

Para Tucci (2002), uma bacia hidrográfica pode ser delimitada numa carta topográfica, seguindo as linhas das cristas das elevações circundantes da seção do curso d'água. Estas “linhas de divisão das águas” dividiriam as precipitações que caem na bacia, embora, para o autor, as águas que atingem a seção do curso d'água podem provir não só do escoamento superficial, mas também do escoamento subterrâneo, que pode ter origem em bacias vizinhas. E, inversamente, parte do escoamento superficial pode concentrar-se em lagos ou lençóis subterrâneos que não tem comunicação com o curso de água em estudo, não contribuindo assim, para a sua vazão.

Em estudos hidrológicos que afetam os processos erosivos e sedimentológicos, Christofolletti (1969) tece alguns comentários sobre a análise morfométrica de bacias hidrográficas ressaltando que esta análise: de aspectos relacionados à drenagem, relevo e geologia podem levar à elucidação e compreensão de diversas questões relacionadas à dinâmica ambiental local. Tais análises são realizadas geralmente baseando-se em informações extraídas de mapas, fotografias aéreas, imagens de satélite e, quando necessário, informações obtidas em campo. Basicamente são áreas, comprimentos, declividades e coberturas do solo medidos diretamente ou expressos por índices (Tucci, 2002).

Assim sendo, as características que estão relacionadas ao escoamento superficial e a produção de sedimentos em bacias hidrográficas segundo Christofolletti et al. (1981) e Tucci (2002) são as:

- Uso e cobertura vegetal – Para Garcez e Alvarez (1988), o tipo de cobertura e uso desempenha importante papel em estudos do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica. Para os autores, modificações na cobertura vegetal alteram as características da bacia com o tempo;
- Área da bacia - expressa geralmente em quilômetros quadrados (km<sup>2</sup>);
- Perímetro da bacia - expresso em quilômetros (km);
- Ordenamento dos canais - sistema de hierarquização de canais (rios). No sistema de Strahler, canais que não possuem tributários adotam a ordem “1” ou primeira. Canais denominados de segunda ordem serão aqueles que recebem somente

tributários de primeira ordem, independentemente do número de tributários. De terceira ordem serão aqueles que receberão dois ou mais tributários de segunda ordem, podendo também receber tributários de primeira ordem, e assim sucessivamente;

- Densidade de drenagem - Correlaciona o comprimento total dos canais com a área da bacia hidrográfica. Sendo considerados neste cálculo tanto os rios perenes quanto os rios intermitentes. A expressão é:

$$Dd = \frac{L}{A} \quad (8)$$

Onde:

*Dd*: densidade de drenagem (km/km<sup>2</sup>).

*L*: comprimento total dos rios ou canais (km).

*A*: área da bacia considerada (km<sup>2</sup>).

- Extensão do percurso superficial - Representa a distância média (metros) percorrida pelas enxurradas antes de encontrar um canal permanente, sendo que o resultado obtido é útil também para caracterizar a textura topográfica que expressa um maior ou menor espaçamento entre os cursos d'água, considerada "grosseira" quando haver um amplo espaçamento entre os cursos d'água e "fina" quando haver um espaçamento estreito entre os cursos d'água. A expressão matemática é:

$$Eps = \frac{1}{2 * Dd} * 1000 \quad (9)$$

Onde:

*Eps*: extensão do percurso superficial (m).

*Dd*: densidade da drenagem (km/km<sup>2</sup>).

- Altitude ou Amplitude altimétrica - Caracterizada pelas altitudes, mínima e máxima (em metros acima do nível do mar) ocorrentes na bacia e pela faixa de altitude que predomina na área;
- Declividade média predominante - Faixa de declividade média (em %) predominante na área;

- Rugosidade topográfica – Representa um índice utilizado na análise dimensional da topografia, combinando informações pertinentes à amplitude topográfica e à densidade de drenagem, sendo expressa pela equação:

$$R_t = H * Dd \quad (10)$$

Onde:

$R_t$  – Rugosidade topográfica;

$H$  – amplitude altimétrica;

$Dd$  – Densidade de drenagem.

Christofolletti et al. (1981) expressam as seguintes considerações sobre o valor interpretativo do parâmetro rugosidade do relevo:

- se a densidade hidrográfica aumenta enquanto o valor da amplitude topográfica permanece constante, a distância média entre o interflúvio e o canal será reduzida, acompanhada de aumento na declividade da vertente. Se o valor da amplitude topográfica aumenta enquanto a densidade de drenagem permanece constante, também aumentarão as diferenças altimétricas entre o interflúvio e os canais e, em consequência, aumentará o valor da declividade das vertentes.
- os valores extremamente altos do índice de rugosidade ocorrem quando ambos os valores (da amplitude topográfica e da distância média dos interflúvios) são extremamente elevados, isto é, quando as vertentes são íngremes e longas.

### III. 3. Erosão e Produção de sedimentos

A erosão dos solos resulta da sua exposição à ação da erosividade das chuvas e de fluxos de água. Identificam-se neste processo duas formas de erosão: laminar e em sulcos. A primeira estando relacionada à ação das gotas de chuvas, que ao cair na superfície do solo, desagregam as partículas, removendo-as. Esse processo é tão mais intenso quanto menor for a proteção da cobertura vegetal, maior a intensidade da chuva, maior o grau de declive e maior for a susceptibilidade do solo à erosão (Ranieri et al, 1998). Erosão em sulcos ocorre quando o fluxo é concentrado em canais com profundidade e declividade suficientes para causar um fluxo de água.

Haan (1993), observa que em bacias hidrográficas, os sedimentos provenientes do processo erosivo causados pela ação da chuva e pela força do escoamento superficial são transportados

principalmente pelos fluxos de água nas vertentes e em menor proporção pela desagregação das partículas do solo.

Para Bordas (2002), paralelamente ao ciclo da água, existe outro ciclo, aberto e intimamente vinculado ao ciclo hidrológico e deste totalmente dependente, que envolve o destacamento, o transporte e o depósito de partículas sólidas presentes na superfície de uma bacia hidrológica. Por analogia, observa o autor, assim como o ciclo continental da água, este pode ser chamado de ciclo hidrossedimentológico embora, tal qual as moléculas de água, os sedimentos não possam voltar ao meio de onde provêm.

O autor descreve que os sedimentos originados na erosão superficial do solo são transportados pelos cursos de água durante uma chuva intensa podendo ficar depositados em um alvéolo fluvial e ali permanecerem até que ocorra outra precipitação, quando então poderão ser transportados para jusante não retornando ao seu ponto de origem.

Do mesmo modo, em algum ponto da vertente, a declividade pode diminuir, resultando na redução da velocidade e na capacidade de transporte, provocando a deposição de sedimentos. Neste ponto da bacia, os sedimentos serão depositados, inicialmente com partículas maiores e agregados sendo que as partículas menores continuarão a serem carreadas no sentido do declive para jusante resultando no que se conhece como “enriquecimento de finos” (Haan, 1993). A distribuição do tamanho do material erodido e das partículas primárias segundo o autor, também tem impacto na relação: processo erosivo – processo de deposição.

#### III. 4. Estimativa da produção de sedimentos a partir da USLE/SDR.

A previsão das taxas de erosão e da produção de sedimentos nas bacias hidrográficas é indispensável ao planejamento conservacionista do solo e da água. Para este fim, de acordo com Chaves (1996) e Bordas (2002), a estimativa da produção de sedimentos em bacias hidrográficas pode ser efetuada por modelos empíricos de erosão como o Modelo USLE associado a uma taxa de transferência de sedimentos – SDR.

A USLE foi elaborada para estimar as perdas de solo em encostas e não a produção de sedimentos em bacias hidrográficas. Para Haan (1993) nem todo solo erodido é “perdido” do campo: uma parte do solo erodido pode ser subsequentemente depositada em áreas vegetadas ou onde a capacidade de transporte de sedimentos diminuir.

A aplicação da USLE para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas se tornou possível com a associação do índice de transferência de sedimentos - SDR ao modelo.

Este índice desenvolvido por Wischmeier e Smith (1978), procura traduzir a diminuição da produção bruta que pode ser estimada pela USLE, em decorrência dos depósitos em sôpes de encosta verificadas em bacias hidrográficas.

Chaves (1996), ressalta que tanto a USLE como o SDR, obtido pelo método proposto por Wischmeier e Smith (1978), resultam de expressões de natureza empírica e consideram somente a produção anual de sedimentos.

Em 1980, o Serviço Florestal Americano (Forest Service, 1980), desenvolveu uma metodologia para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas para um evento chuvoso a partir da perda de solo média anual obtida pelos modelos preditivos de erosão: USLE e RUSLE.

### III. 4.1. Equação Universal de Perdas de Solos (USLE)

A Equação Universal de Perdas de Solos (USLE) foi desenvolvida por Wischmeier e Smith (1960), por meio de correlações entre perdas de solo obtidas em experimentos (parcela unitária de 22,13m de comprimento, 3m de largura e 9% de declive) e os parâmetros: erosividade (intensidade da chuva/energia cinética), erodibilidade (susceptibilidade à erosão das diferentes classes de solos), topográficos (comprimento e declividade da encosta), uso ou cobertura vegetal e a adoção de práticas conservacionistas.

A USLE é constituída de múltiplos fatores, ou seja:

$$A = RKLSCP \quad (11)$$

Onde:

A = perda de solo em unidade de massa por unidade de área e unidade de tempo expressa em Mg. ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>;

R = fator referente a erosividade da chuva expresso em MJ mm ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>;

K = fator de erodibilidade do solo, perda de solo por unidade do fator erosividade da chuva, expresso em Mg. ha. h. ha<sup>-1</sup>. MJ<sup>-1</sup>. mm<sup>-1</sup>;

LS = fator topográfico, adimensional;

C = fator uso do solo, adimensional;

P = fator de práticas conservacionistas, adimensional.

A USLE foi desenvolvida para estimar a produção anual de sedimentos frente aos parâmetros naturais de clima, de solo, de relevo e de uso e manejo. Os resultados desta equação possibilitam o planejamento de uma ação antrópica conservacionista dentro de níveis de tolerância de perdas de solos promovendo desta maneira, a sustentabilidade das áreas rurais.

Segundo Valério Filho (1994), a partir das informações obtidas com o mapa de potencial natural de erosão (Tabela 1), é possível estipular quais seriam os tipos de cobertura recomendados conforme a classe de periculosidade.

Tabela. 1. Classes de perdas de solo - A (Mg.ha<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>.)

Intervalo de Perda de Solo – A (Mg. ha <sup>-1</sup> . ano <sup>-1</sup> .)	Classe interpretativa
< 400	Fraco
400 – 800	Moderado
800 – 1600	Moderado a forte
> 1600	Forte

Fonte: Valério Filho (1994).

### III. 4.1.1. Fator Erosividade da chuva (R)

Expressa a capacidade da chuva de erodir o solo em áreas sem cobertura vegetal. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1985), a erosão em seu aspecto físico é a realização de uma quantidade de trabalho no desprendimento e transporte do material do solo, sendo para tal, necessário à ação da chuva sobre o solo.

Desde o final dos anos cinquenta, pesquisadores de todo o mundo (Wischmeier, 1959, 1962; Meyer e Wischmeier, 1969; Wischmeier e Smith, 1958, 1960, 1978; Hudson, 1981; Lal, 1976, 1988; Lombardi Neto, 1977; Lombardi Neto e Moldenhaeur, 1980; Carvalho et al., 1991) vêm tentando obter os parâmetros mais significativos para representar a erosividade da chuva, sendo os mais utilizados a intensidade, a energia cinética, os totais de chuva em mm (diário, mensal e anual).

#### III. 4.1.1.1. Intensidade da chuva/Energia cinética

Intensidade é a relação da quantidade da chuva em um período de tempo expressa em mm/h. É considerada como um bom parâmetro para prever a erosão dos solos, pois se relaciona com a energia da chuva capaz de produzir erosão tendo influência na capacidade de desagregar o solo pelo impacto das gotas de chuva e no escoamento superficial.

Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1985), as gotas de chuva que golpeiam o solo contribuem para o processo erosivo de três formas:

- Desprendem partículas de solo no local que sofre o impacto;
- Transportam, por salpicamento, as partículas desprendidas;
- Imprimem energia, em forma de turbulência, à água superficial.

Wischmeier e Smith (1958, 1960, 1978), a partir de análises de regressão entre dados de perda de solo e de precipitação demonstraram uma alta correlação entre perda de solo e o produto dos valores de duas características da chuva: energia cinética e a máxima intensidade em trinta minutos, o qual, foi denominado pelos autores como índice de erosividade da chuva ou  $EI_{30}$ .

Para os autores, este índice descreve de maneira consistente os efeitos da combinação entre o salpico, turbulência e escoamento superficial no transporte das partículas do solo pelas chuvas erosivas. A energia cinética da chuva estaria relacionada com a intensidade sendo uma função da duração, massa, tamanho da gota e velocidade da chuva (Wischmeier e Smith, 1958) sendo que a distribuição do tamanho das gotas de chuva e a energia cinética são características de cada intensidade (Stocking e Elwell, 1976).

Wischmeier e Smith (1958) desenvolveram uma fórmula para o cálculo do índice de erosão ( $EI_{30}$ ) dado pelo produto entre a energia cinética ( $E_c$ ) e a intensidade máxima em 30 minutos ( $I_{30}$ ), descrita a seguir:

$$EI_{30} = E_c \cdot I_{30} \cdot 10^{-3} \quad (12)$$

Onde:

$EI_{30}$  = índice de erosão em MJ, metro/hectare milímetros/hora; MJ. mm. ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>.;

$E_c$  = é a energia cinética da chuva, em Mg. Metro. hectare<sup>-1</sup>. milímetro<sup>-1</sup>.;

$I_{30}$  = intensidade máxima em 30 minutos, em mm.h<sup>-1</sup>.

Onde a energia cinética -  $E_c$  (Wischmeier e Smith, 1958; Wischmeier, 1959) para cada evento de chuva é calculada por meio da seguinte equação:

$$E_c = 0,119 + 0,0873 \log I \quad (13)$$

Onde:

$I$  = é a intensidade da chuva em mm.h<sup>-1</sup> calculada a partir de diagramas dos pluviógrafos.

Outras equações são propostas para o cálculo da energia cinética como a proposta por Wagner e Massambani (1988) e a de Bertoni e Lombardi Neto (1985) descritas abaixo respectivamente:

$$E_c = 0,153 + 0,0645 \log I \quad (14)$$

$$E_c = 12,14 + 8,88 \log I \quad (15)$$

De acordo com Wischmeier (1959), Wischmeier & Smith (1958), Cabeda (1977) e Carvalho (1987) a computação da energia cinética das precipitações requer uma definição exata de uma precipitação individual. O tempo mínimo é definido como uma ruptura entre precipitações seguidas e é uma função da mudança na taxa de infiltração após cessar a precipitação, a qual irá variar com o tipo de solo. Os autores observam que precipitações separadas pelo intervalo de 6 horas são tratadas como uniformes no cálculo do valor da energia cinética no índice de erosão. Se ocorrerem duas precipitações no período de 24 horas separadas em um intervalo maior do que 6 horas, os valores da energia cinética e o índice de erosão devem ser avaliados separadamente. No entanto, o valor para o índice de erosão do dia será estabelecido a partir da soma dos valores do índice de erosão para as duas precipitações.

São consideradas chuvas de potencial erosivo (Wischmeier, 1959; Lombardi Neto, 1977), as chuvas de intensidade de quantidade 10 mm ou mais e as inferiores a 10 mm mais que apresentam significantes perdas de solo.

Cabeda (1977) considera chuva individual aquela separada da anterior e da posterior por um período mínimo de 6 horas sem chuva ou com chuva de menos de 1,0 mm e chuva erosiva toda aquela com quantidade igual ou superior a 10,0 mm ou com 6,0 mm ou mais desde que tenha ocorrido durante o período máximo de 15 minutos.

Carvalho (1987) apresentou algumas modificações como descritas abaixo para a determinação das chuvas mais erosivas.

- Devem ser escolhidas as chuvas que apresentaram um volume de 10,0 mm ou mais;
- Devem ser escolhidas também as chuvas que apresentaram menos de 10,0 mm, se o seu volume em 15 minutos for de 6,0 mm ou mais.

Uma vez definida a chuva, de acordo com Wischmeier (1959) e Lombardi Neto (1977), o procedimento para o cálculo do índice de erosão deve seguir as seguintes etapas:

- Anotar a hora e a altura da chuva no ponto de inflexão da curva do pluviograma;
- Subtrair sucessivas leituras para obter o número dos minutos e a quantidade de chuva para cada acréscimo na precipitação;
- Anotar a intensidade (mm/h) de cada intervalo e multiplicar por 60 e em seguida, dividir pelo tempo, em minutos;

- Com esses valores de precipitação entrar na tabela elaborada para o cálculo direto da energia cinética (Bertoni e Lombardi Neto, 1985) e obter a energia cinética ( $\text{MJ ha}^{-1}$ ) para cada milímetro de chuva de acordo com os acréscimos de intensidade, verificados no período chuvoso;
- Multiplicar o valor da energia de cada milímetro pela quantidade de chuva no intervalo analisado;
- Adicionar os valores de energia cinética de cada acréscimo de chuva para obter a energia total da precipitação.

No entanto, é necessária a disponibilidade de dados de um pluviógrafo do local por um longo período para o cálculo da energia cinética, intensidade e do índice de erosão a partir de chuvas individuais.

Uma vez os dados sendo disponíveis os seguintes valores de R podem ser obtidos:

R de um evento chuvoso - Para uma avaliação numérica da erosividade de um evento chuvoso deve-se utilizar a soma dos valores de EI de cada chuva isoladamente;

R de um período ou de uma estação - Para uma avaliação numérica da erosividade de um período ou estação deve-se utilizar a soma dos valores de EI de cada chuva de um período chuvoso ou de uma estação.

R anual - Para estimar as perdas anuais médias de solo, o R a ser usado é o valor médio do índice de erosão ( $\text{EI}_{30}$ ) a partir de uma série histórica (com vinte anos ou mais) obtida do local estudado. A soma de todos os valores de EI ocorridas em um ano num dado local dará o valor anual de EI.

A soma dos valores de EI para um determinado tempo permite uma avaliação numérica da erosividade das chuvas dentro desse período, uma vez que os outros parâmetros sejam uniformes, como uso e manejo.

Além do índice  $\text{EI}_{30}$ , outros índices têm sido propostos para determinar a erosividade das chuvas, para diversos locais do Brasil tais como, por exemplo, os índices  $\text{EI}_{10}$ ,  $\text{EI}_{25}$ ,  $\text{KE} > 10$ ,  $\text{KE} > 25$  numa tentativa de um índice mais ajustado capaz de expressar, de forma mais adequada, a relação entre a energia cinética, a intensidade e distribuição de tamanho de gotas nas condições de clima tropical.

Albuquerque et al. (1998), atribuí o baixo coeficiente de correlação da energia cinética total ( $E_c$ ) com as perdas de solo obtidos em Sumé (PB), ao fato de que a equação de Wischmeier (1959), utilizada na sua pesquisa tenha sido desenvolvida para condições de clima temperado e que quando aplicadas em condições diferentes, mormente naquelas existentes em condições tropicais podem não representar satisfatoriamente a relação entre energia cinética e intensidade do local de estudo. Cantalice e Margolis (1993), apontam para o fato da equação da energia cinética superestimar os valores de  $EI_{30}$  para intensidades acima de 76,2 mm/h conforme constatação de Wischmeier e Smith (1978) e Foster et al. (1981).

Segundo Hudson (1981) em climas tropicais as chuvas se tornam erosivas quando atingem intensidades superiores a 25 mm/h. Deste modo, para o autor o índice que melhor se correlacionaria com as perdas de solo em regiões tropicais seria o  $KE > 25$  que é a soma da energia cinética com a intensidade superior a 25mm/h.

No entanto, embora sofra algumas críticas, resultados encontrados em diversas regiões do país (Lombardi Neto, 1977; Wagner e Massambani, 1988; Morais et al., 1988; Carvalho et al., 1989; Carvalho et al., 1991; Carvalho et al., 1993; Cantalice e Margolis, 1993; Vieira et al., 1994) têm conduzido os pesquisadores a recomendar o uso de  $EI_{30}$  para a análise da erosividade das chuvas.

#### III. 4.1.1.2. Totais de chuvas diárias, médias e anuais.

Totais de chuva têm sido amplamente utilizados principalmente em locais como o Brasil, onde existe uma carência de dados de pluviógrafo, enquanto dados de totais de chuva são relativamente mais disponíveis.

Deste modo, a estimativa do fator R por meio de totais de precipitação mensais tem permitido a espacialização da erosividade resultando em mapas de linhas isoerodentes como o de Bertoni e Lombardi Neto (1985), para o estado de São Paulo e o elaborado para o estado do Paraná (Rufino et al., 1993). Tais mapas permitem por interpolação linear entre as curvas mais próximas obter o valor de R para um determinado local no estado.

Wischmeier e Smith (1958), por meio de valores de precipitação obtidos em 158 locais entre regiões úmidas e áridas nos Estados Unidos, durante 22 anos de pesquisa demonstraram uma significativa tendência geográfica no potencial erosivo da média anual das chuvas. Construíram assim, mapas de linhas isoerodentes para diversas regiões do país.

Silva (2004), em sua pesquisa sobre a distribuição espacial da erosividade anual da precipitação nas diferentes regiões brasileiras (figura 1), obteve uma variação de valores de erosividade de 3.116 a 20.035 MJ mm ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>, sendo os maiores valores obtidos na região norte e os mais baixos na região nordeste.



Fig. 1. Distribuição espacial da Erosividade anual do Brasil (MJ mm ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>).

Fournier (1956), citado por Lombardi Neto (1977), verificou uma estreita correlação entre o que chamou de degradação específica ou total de erosão anual e o coeficiente de chuva  $c$ , expresso como:

$$c = \frac{p^2}{P_n} \quad (16)$$

Onde:

$c$  = coeficiente de chuva;

$p$  = média mensal;

$P_n$  = média anual de chuva.

Com base na relação de Fournier, Lombardi Neto e Moldenhaeur (1980), buscando estabelecer a relação entre perda de solo e totais mensais de precipitação para as condições climáticas de São Paulo, desenvolveram a equação descrita a seguir:

$$EI_i = 6,886 \left( \frac{r_i}{P_i} \right)^{0,85} \quad (17)$$

Onde:

$EI_i$ : média mensal do índice de erosão (MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>);

$r_i$ : precipitação média mensal, em mm;

$P_i$ : precipitação do mês, em mm.

Para as condições da região noroeste do Rio de Janeiro Lombardi Neto (Comunicação pessoal) adaptou a equação (17) resultando na equação abaixo:

$$EI_i = 89,823 \left( \frac{r_i}{P_i} \right)^{0,759} \quad (18)$$

Uma estimativa simplificada da intensidade de erosividade a partir de médias mensais foi também desenvolvida por Lombardi Neto (1977) para estimar o índice de erosividade médio mensal no município de Campinas (SP) por meio de um coeficiente de chuva utilizando, exclusivamente, registros pluviométricos a partir da seguinte equação:

$$EI_{30} = 67,414 Rc^{0,850} \quad (19)$$

Onde:

$EI_{30}$  = a estimativa (por meio da equação de ajuste) do índice de erosividade médio mensal, em MJ. Mm. ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>.

$Rc$  = coeficiente de chuva, mm.

Inúmeras equações foram usadas com o mesmo objetivo da equação proposta por de Lombardi Neto (1977) para o município de Campinas (SP), tanto para outras localidades paulistas, como para o resto do país após o ajuste do coeficiente para as condições climáticas dos locais tais como as de Pereira (1983); Bertol (1994), Rufino et al. (1993) para os municípios de Piracicaba (SP), Campos Novos (SC) e o Estado do Paraná respectivamente.

Bertoni e Lombardi Neto (1985), observam, no entanto, que em duas regiões podem cair num ano, a mesma quantidade de chuva, não significando com isso que a situação seja semelhante, pois num local pode ter caído grande número de chuvas e, no outro, duas ou três chuvas que contribuem com a maior percentagem do total. Para os autores, é provável que neste último caso, se as demais condições de uso, solo e de topografia são semelhantes, deva-se esperar uma erosão mais severa.

De acordo com os resultados obtidos por Morgan (1983); Stocking, (1983); Nearing e Bradford (1987) este parâmetro não é por si só, suficiente para prever a erosão, apresentando baixa correlação com as perdas de solo, sendo útil apenas para se ter uma idéia da relação chuva e erosão dos solos.

A pesquisa sistemática dos índices de erosividade das chuvas tem contribuído para o planejamento de uso das terras identificando as áreas mais suscetíveis à ocorrência do processo erosivo pela ação das chuvas. Para Wischmeier e Smith (1958), Wischmeier (1959), é necessária, no entanto, uma série histórica de pelo menos 22 anos de observações para se determinar o valor de erosividade das chuvas. Também, é fundamental que se determine o índice erosivo das chuvas nas condições locais em estudos de parcela padrão sob chuva natural (Carvalho et al., 1993; Morais, 1988) ou utilizando simuladores de chuva (Cassol e Guerra, 1978).

#### III. 4.1.1.3. Índice de precipitação e intensidade

É um modelo expresso pelo produto entre altura total da chuva e as intensidades máximas num tempo “n” em minutos ( $PI_{25}$ ,  $PI_{30}$ ,  $PI_{35}$ ). Albuquerque (1998) encontrou boa correlação com o índice  $PI_{25}$  e as perdas de solo, assim como Foster et al. (1981), Carvalho et al. (1993) e Albuquerque et al. (1994), não diferindo significativamente com o índice  $EI_{30}$ . O uso deste índice evitaria o trabalhoso cálculo da energia cinética, podendo ser utilizado quando totais de chuva e intensidade estejam disponíveis.

#### III. 4.1.1.4. Momento

Momento é o produto entre a massa e a velocidade da gota de chuva, e tem sido, empiricamente relacionado à remoção de partículas de solo, porque é medida de pressão ou força (Kinnell, 1973). Para Guerra (1995), embora diversos pesquisadores utilizem o momento e a energia cinética em estudos de erosividade e perda de solo, a maioria tem demonstrado que a energia cinética prediz melhor a perda de solo do que o momento.

#### III. 4.1.1.5. Volume da enxurrada

Wischmeier (1972) já havia sugerido adicionar um parâmetro preditor da erosividade da enxurrada ao índice  $EI_{30}$ . Williams (1975), evidenciou a eficácia da erosividade da enxurrada, normalmente representada pelo seu volume e pelo pico da taxa de descarga, sobre a da chuva. Carvalho et al. (1993), mostraram que o volume de enxurrada foi o melhor parâmetro avaliador da erosividade da chuva de Campinas (SP).

Deste modo, alguns autores têm proposto utilizar o volume de enxurrada ( $V_u$ ) como um índice avaliador da erosividade da chuva em condições tropicais (Kinnell, 1995). Carvalho et al. (1997) verificou que a erosividade da enxurrada apresentou maior eficiência do que a erosividade da chuva para expressar o potencial erosivo das chuvas individuais de Pindorama (SP), as quais representam uma condição tropical.

Para o autor, parece haver elevada resposta das perdas de solo, de forma não linear, à erosividade da enxurrada, em vista, provavelmente, das chuvas tropicais de elevada intensidade. Em seu estudo, utilizou o índice EIA ou erosividade da chuva durante a ocorrência da enxurrada; produto entre a intensidade característica da chuva ( $I_{30}$ ) e o tempo da duração da enxurrada ( $D$ ). Diferentemente do índice  $EI_{30}$  que estima as perdas de solo desde o início da chuva, o EIA calcula a perda de solo apenas quando ocorre enxurrada e o  $EI_{30}$ , o faz em sua presença ou em sua ausência.

Para Foster et al. (1982), é necessário separar a erosão laminar da erosão em sulcos onde a primeira estaria associada a erosividade das chuvas, uma vez que é causada inicialmente pelo impacto das gotas, sendo a erosão em sulcos, relacionada diretamente ao escoamento ou volume de enxurrada.

No Brasil, algumas pesquisas têm demonstrado que o volume de enxurrada foi o melhor parâmetro avaliador das perdas de solo associadas à erosão em sulcos. (Carvalho et al., 1993; Albuquerque et al., 1998).

Albuquerque et al., (1998), ressalta que, em condições tropicais, provavelmente o volume da enxurrada seja um melhor preditor das perdas de solo, considerando os maiores valores de intensidade das chuvas tropicais, quando comparadas aos das chuvas de clima temperado. Chuvas intensas proporcionam intensas enxurradas, elevando, por conseguinte, o processo de erosão nos sulcos do solo, quando comparada à erosão de impacto da chuva ou entressulcos.

#### III. 4.1.2. Erodibilidade dos solos ( $K$ )

Erodibilidade ou fator  $K$  é a perda de solo por unidade de erosividade da chuva, para um solo específico, quando mantido permanentemente descoberto e com preparo do solo no sentido do declive e sendo expresso em tonelada hectare hora /hectare MJ mm (Wischmeier e Smith, 1960, Wischmeier e Mannering, 1969; Morgan, 1983; Bertoni e Lombardi Neto, 1985).

As correlações deste fator com as propriedades do solo foram estabelecidas a partir de análises estatísticas entre resultados de perda de solo um parâmetro específico durante 40 anos

de pesquisas pelo Agricultural Research Service (ARS) (Wischmeier e Meyer, 1973). Dentre estas, estudos sobre o processo erosivo têm destacado as principais características físicas, químicas e morfológicas correlacionadas, ou sejam, a textura, teor de carbônico orgânico, tamanho e estabilidade de agregados, teor de ferro e de alumínio, estrutura, porosidade, gradiente textural.

Resultados de pesquisa demonstram que a erodibilidade tende a aumentar com o conteúdo de silte e areia muito fina e diminuir com os conteúdos de areia ( $>0,1\text{mm}$ ), argila e matéria orgânica (Wischmeier et al., 1971), diminuir com a estabilidade estrutural, a qual, depende entre outros fatores, da natureza orgânica ou inorgânica do material coloidal e das forças coesivas atuantes nas partículas que formam os agregados (Emerson, 1959) e com o teor de carbono orgânico. A matéria orgânica atua na formação e estabilização de agregados. Este processo (Bruce-Okine, 1975; Tisdall e Oades, 1982) se dá por meio da ligação de polímeros orgânicos às superfícies inorgânicas através de cátions polivalentes e polímeros hidroximetálicos.

O tamanho dos agregados também apresenta influência na sua resistência à erosão. Para Oades (1993), quanto maior o tamanho dos agregados, mais fracas são as forças que unem suas partículas. De acordo com Le Bissonnis et al. (1989), as partículas que formam os agregados grandes, quando expostos ao impacto das gotas da chuva, se deslocam mais facilmente e alojam-se entre as unidades maiores contribuindo assim, para um rápido selamento superficial e conseqüentemente, maior erosões. Segundo Resende (1982), as frações silte mais areia muito fina desempenham um papel muito importante no encrostamento, favorecendo o escoamento superficial.

A cimentação (aumento da coesão) da estrutura aumenta a resistência ao cisalhamento. Isto explica por que os solos lateríticos são mais resistentes à erosão. As relações sílica/sesquióxidos e sílica/óxido de alumínio têm sido utilizadas como indicadores da susceptibilidade à erosão desta propriedade. Desphande et al. (1964), concluíram que óxidos de ferro estão presentes normalmente na forma de cristais discretos e não cimentam partículas de solo, enquanto óxidos de alumínio formam interestratificações com minerais de argila e agem como material cimentante, agregando partículas de solo. No entanto, Reichert e Cabeda (1993), encontraram correlação significativa entre o ferro amorfo (extraído por oxalato de amônio) e o diâmetro médio ponderado (DMP) concordando com os resultados de Kemper e Koch (1966) em solos do oeste americano. Os autores verificaram que solos com altos teores de ferro apresentaram aproximadamente 100% de estabilidade de agregados.

Características morfológicas do solo também são bons indicadores do comportamento do solo ao processo erosivo. A estrutura do solo já havia sido incluída no método indireto, “Nomograma de Wischmeier”, proposto por Wischmeier e Smith (1960, 1978), como um índice da estrutura do solo, por apresentar uma forte correlação com a sua erodibilidade (Wischmeier et al., 1971; Wischmeier e Mannering, 1969; Wischmeier e Meyer, 1973). De acordo com os autores, a estrutura granular, quando comparada às estruturas maciça, laminar e em blocos, apresenta um valor menor de erodibilidade.

No entanto, segundo Resende (1985), as placas de argila silicatadas tendem a assumir um arranjo face a face (estrutura em blocos) conferindo ao sistema maior coesão e menor permeabilidade. Havendo teores substanciais de óxido de alumínio (gibbsita), óxidos de ferro (hematita, goethita) e/ou matéria orgânica, a estrutura tende a se transformar de blocos para granular, com formato semelhante a esferas, reduzindo a coesão e aumentando a permeabilidade.

Outras características morfológicas como a profundidade e a relação textural também têm sido utilizadas como indicadores da erodibilidade do solo. A profundidade do solo está relacionada diretamente com a erodibilidade e com a tolerância à perda de solo. Solos rasos, geralmente, apresentam altos índices de erodibilidade devido à pequena espessura, além de apresentarem fortes limitações ao armazenamento de água (Resende et al., 1995).

O aumento da relação textural, em geral, aumenta o fator erodibilidade dos solos. Para Resende et al. (1995), as características genéticas: horizonte B menos permeável e horizonte A pouco coeso relativamente ao Bt (horizonte B textural) e a posição na paisagem, geralmente em declives movimentados, fazem destes solos um dos mais sujeitos à erosão hídrica.

Desta forma, foram associadas ao processo erosivo as propriedades do solo que condicionam maior ou menor resistência ao processo erosivo, estando relacionadas à velocidade de infiltração, permeabilidade e capacidade total de armazenamento de água do solo, conferindo assim, maior ou menor resistência à força de dispersão, salpico, abrasão e transporte pela chuva e pelo escoamento.

Assim sendo, o fator K é determinado pelas características do solo que estão correlacionadas significativamente à superação da resistência ao destacamento das partículas pelo impacto da gota de chuva ou pela força de escoamento das enxurradas.

Existem três métodos de se calcular o valor do fator erodibilidade do solo (K):

- Método direto, onde o valor de K é medido quantitativamente, sendo determinado experimentalmente em parcelas unitárias e expresso como perda de solo (A) por unidade de índice erosivo (EI). Uma parcela unitária possui 22,13 m de comprimento, 3 m de largura e uma declividade de 9%, preparada no sentido do declive. Este procedimento, embora considerado ideal, requer muitos anos de pesquisa (Wischmeier e Smith, 1960; 1978);
- Método direto onde o valor de K é medido quantitativamente, sendo determinado experimentalmente em parcelas unitárias e expresso como perda de solo (A) por unidade de índice erosivo (EI) sob condições de chuva simulada (Wischmeier e Smith, 1978);
- Métodos indiretos por meio de equações de regressão que contenham variáveis independentes relacionadas às propriedades morfológicas, químicas e físicas do solo, altamente correlacionadas com o fator K (Wischmeier et al., 1971; Lombardi Neto e Bertoni, 1975a; Denardin, 1990).

O método indireto para estimar o fator K mais conhecido é o “Nomograma de Wischmeier” desenvolvido por meio de equações de regressão a partir de variáveis independentes relacionadas às propriedades morfológicas, químicas e físicas do solo, altamente correlacionadas com o fator K.

Analisando os resultados obtidos para o fator K para os solos brasileiros por meio deste Nomograma, Denardin (1990), adaptou esta equação, inicialmente desenvolvida para os solos de clima temperado, para os solos tropicais resultando na equação descrita a seguir:

$$K = 0,0000748M + 0.00448059(p) - 0,0631175(DMP) + 0,01039567(r) \quad (20)$$

Onde:

K = erodibilidade estimada dos solos, expressa em Mg. ha.h.MJ<sup>-1</sup> mm<sup>-1</sup>;

M = variável M calculada a partir de parâmetros granulométricos: % “Novo” silte x (“Novo” silte + “Nova” areia), sendo,

“Novo” silte = silte + areia muito fina;

“Nova” areia = areia muito grossa + areia grossa + areia média + areia fina;

(p) = variável permeabilidade dos solos, de acordo com a classificação de Wischmeier et al. (1971): (1) Rápida; (2) Moderada a Rápida; (3) Moderada; (4) Lenta a Moderada; (5) Lenta.

DMP = diâmetro médio das partículas, em mm, menores que 2mm, calculado segundo metodologia a descrita por Baver (1948), expressa como:

$DMP = \sum (Ct Pm)$ , sendo:

Ct = centro de cada classe textural expresso em mm, pela escala  $\phi$  (phi), segundo Folk (1968). De acordo com esta escala, para classe textural areia grossa o diâmetro é igual a 0,65; areia fina é 0,150, silte é 0,0117 e argila é 0,00024.

Pm = proporção da classe textural, em %.

r = relação entre o teor de matéria orgânica e o teor de nova areia ( $MO\% \times \text{“Nova areia”}/100$ ).

As variáveis M e DMP (diâmetro médio das partículas) e (r) são calculadas com base nos dados analíticos do horizonte superficial ou camada de 0-20 cm; a variável (p), permeabilidade do solo é calculada tomando por base os dados de todo perfil, até o topo do horizonte C.

O método proposto por Denardin (1990), utiliza dados de rotina a não ser para o parâmetro “M”, o qual, para o seu cálculo é necessária a subdivisão da fração areia em: areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e areia muito grossa.

Levy (1995), avaliando a aplicação da equação desenvolvida por Denardin (1990) conclui ser muito difícil a obtenção destes dados para estabelecer o parâmetro “M”, em levantamentos de solos. Desta forma, o autor substituiu a fração: “Novo” silte (0,002 a 0,1mm) por silte (0,002 a 0,05mm) e areia fina (0,05 a 0,2 mm) e a fração “Nova” areia (0,1 a 2,0 mm) foi substituída por areia grossa ( $> 0,2\text{mm}$ ), adequando a equação aos resultados normalmente obtidos de perfis de solo, de modo a facilitar o uso deste método em estudos de erodibilidade de solos.

Conforme Ranieri (1996), ao se substituir na equação, a fração silte e areia muito fina (“Novo” silte) por silte e areia fina, esta fração granulométrica sofreu um acréscimo o que, para Levy (1995), se adequa mais às condições dos solos brasileiros que apresentam baixa percentagem de silte e areia muito fina.

Embora seja muito utilizado em estudos de erosão com aplicação da USLE no Brasil, o método proposto por Denardin (1990), além do fato de ser uma estimativa e não um valor diretamente medido nas condições locais tem sofrido outras críticas. Analisando vários métodos indiretos para estimar o valor da erodibilidade das classes de solos com horizonte B textural, Marques (1996), aponta para necessidade de se desenvolverem equações mais adaptadas para esta classe de solos no Brasil.

Para Silva (1997), no entanto, embora os métodos indiretos facilitem o cálculo do fator K, o único método que mais se aproximou do valor medido para o Latossolo estudado foi o proposto por Denardin (1990).

Diversas pesquisas têm buscado determinar a erodibilidade de algumas classes de solo medidos diretamente, com parcela padrão sob chuva natural ou principalmente, com chuva simulada. Assim, conforme Denardin (1990), a erodibilidade dos solos com B Latossólico varia de 0,002 a 0,034 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>, sendo para os solos com B textural os valores de K varia entre 0,004 a 0,044 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>.

Para o grupo dos Podzólicos do Estado de São Paulo, os autores, relacionaram os valores médios do fator erodibilidade de 0,0356 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup> para o horizonte A. A relação textural de argila, entre os horizontes de subsuperfície e superfície, afeta principalmente a infiltração e a permeabilidade do solo. Uma relação textural alta de argila indica capacidade de infiltração menor nos horizontes de subsuperfície, acelerando com isso, a intensidade de erosão dos horizontes superficiais.

Nogueira (2000) obteve valores extremos do fator erodibilidade do horizonte A para as seguintes classes de solo: Latossolos: 0,0169 e 0,0298 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>; Podzólicos: 0,0265 e 0,0496 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>; Gleissolos: 0,0586 e 0,0610 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>; Litólicos: 0,0442 e 0,0551.

El-Swaify e Dangler, (1982), ressalta que, apesar da tendência geral dos solos mais intemperizados apresentarem menor erodibilidade, a variação nos valores, principalmente em se tratando de regiões tropicais, é tamanha que se torna demasiado arriscado estimar um valor de erodibilidade, baseando-se unicamente na classificação do solo.

Em estudos de erosão as classes de solos são, portanto, avaliadas em função de suas propriedades diretamente relacionadas ao processo erosivo e qualificadas em classes de maior ou menor erodibilidade ou susceptibilidade ao processo erosivo. Nesse sentido, Foster et al (1981), propôs uma classificação para as classes de solos em classes de erodibilidade de acordo com os valores de K estimados para as mesmas. Assim sendo, o autor definiu as classes de erodibilidade em classe de baixa erodibilidade para valores de K entre 0,01 e 0,03 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>; classe de média erodibilidade para valores de K entre 0,03 e 0,045 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup> e classe de alta erodibilidade para os valores de K superiores a 0,045 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>.

### III. 4.1.3. Fator topográfico (LS)

Os efeitos da topografia no processo erosivo estão relacionados ao comprimento da encosta (L) e ao gradiente de declividade (S). O comprimento da vertente L representa a distância entre o ponto onde se origina o escoamento superficial até o ponto onde a declividade decresce o

suficiente para que ocorra a deposição de sedimentos ou onde a água entra no sistema de canais de drenagem naturais ou artificiais. O gradiente de declividade (S), refere-se a variação de declividade em intervalos de vertentes, sendo expresso em porcentagem.

Embora sejam calculados separadamente, estes parâmetros são representados para aplicação prática, como um único fator topográfico LS e sendo definido como a taxa de perda de solo por unidade de área de uma parcela-padrão de 22,13 m de comprimento e 9% de declive (Wischmeier e Smith, 1978). Os autores desenvolveram, com base em observações de campo, uma equação para o cálculo do fator LS, descrita a seguir:

$$L = \left( \frac{x}{22,13} \right)^m \quad (I)$$

Onde

L é o fator de comprimento da vertente, x é o comprimento da vertente e m é um expoente calculado como definido por Wischmeier e Smith (1978) para intervalos de declividade, ou sejam, para declividade  $\geq 5\%$ , m igual a 0,5; para declividade  $< 5\%$  e  $> 3\%$ , m igual a 0,4; para declividade  $\leq 3\%$  e  $\geq 1\%$ , m igual 0,3 e para declividade  $< 1\%$ , m igual a 0,2.

$$S = \frac{0,43 + 0,30s + 0,043s^2}{6,613} \quad (II)$$

Onde

S = fator de declividade, s é o gradiente em porcentagem (Wischmeier e Smith, 1978).

A definição matemática do fator topográfico LS passa a ser a combinação das equações (I) e (II), resultando em:

$$LS = \left( \frac{x}{22,13} \right)^m (0,065 + 0,045s + 0,0065s^2) \quad (21)$$

Onde todos os termos já foram definidos.

Segundo Wischmeier e Smith (1978), a erosão não é distribuída uniformemente por toda a encosta e a taxa de perda de solo por unidade de área aumenta com o comprimento de rampa. Os autores buscavam incorporar as relações entre comprimento de rampa e o aumento do processo

erosivo com o expoente “m”, onde m é o expoente aplicável ao comprimento de rampa na equação 22.

O modelo não se considera as formas das vertentes; côncavos, convexos ou complexos. Deste modo, alguns ajustes são sugeridos pelos autores para ponderar estes aspectos morfológicos, ou seja, quando a parte final da rampa se apresenta mais declivosa que a superior, o gradiente de declividade desta deve ser usado para representar o declive de todo o comprimento de rampa no cálculo do fator LS e para declives côncavos, cuja deposição de material ocorre na parte inferior, o comprimento e o declive a empregar devem estar relacionados à parte superior, a partir do ponto onde o solo começa a depositar.

No entanto, os autores não conseguiram definir qual seria a taxa de variação entre gradientes de declividade para que ocorra a deposição de partículas do solo de vários tamanhos, sendo possível, no entanto, determinar as áreas deposicionais por meio de observações. Tomando como exemplo, vertentes que apresentam uma forte ruptura, os autores sugerem que LS seja estimado nos segmentos da vertente acima e abaixo da área da deposição. Contudo, os autores ressaltam que o modelo não é capaz de estimar a quantidade de sedimento que depositou.

Para formas complexas, Foster e Wischmeier (1974), sugerem dividir as vertentes em segmentos de comprimentos de mesma declividade aplicando a seguinte equação:

$$LS = \sum_{j=1}^N \left( \frac{S_j Z_j^{m+1} - S_{j-1} Z_{j-1}^{m+1}}{Z_j - Z_{j-1} \cdot 22.13} \right)^m \quad (22)$$

Onde

$j$  = número de segmentos;

$S_j$  = declividade do segmento  $j$  (m/m);

$Z_j$  = distância do segmento  $j$ ;

$N$  = número de segmentos;

$m$  = expoente “m”, expoente - declividade-comprimento, definido já para equação (I).

No Brasil, o cálculo do fator topográfico LS para a equação de perda de solo foi desenvolvido por Bertoni e Lombardi Neto (1985), a partir de dados obtidos em dez anos de pesquisa. Com base nas duas equações que permitiam calcular as perdas médias de solo para variados graus de declive e de comprimento de rampa, descritas abaixo, os autores desenvolveram uma equação para o cálculo de LS. Segundo os autores, temos que:

$$T = 0,145.D^{1,18} \quad (II)$$

Onde T é a perda de solo, em quilograma/ unidade de largura/ unidade de comprimento;

D = grau de declive em percentagem.

e:

$$T = 0,166.C^{1,63} \quad (IV)$$

Onde T é a perda de solo, em Tonelada/unidade de largura;

C = comprimento de rampa do terreno em metros.

A combinação das equações (III) e (IV) resultou na equação final para o cálculo do fator LS, ou seja:

$$LS = 0,00984.C^{0,63}.D^{1,18} \quad (23)$$

Onde todos os termos já foram definidos.

A determinação do fator LS pode ser efetuada a partir de mapas de declividade e de comprimento de rampa obtidos por meio de sistemas de informações geográficas (SIG). Os mapas de declividade são facilmente gerados em SIG a partir de modelos digitais de elevação (MDE), mas os mapas de comprimento de rampa exigem certas operações para serem obtidos (Rocha et al., 1996).

A discretização espacial do fator LS é um dos maiores desafios para a modelagem matemática da erosão principalmente, tendo em vista a grande complexidade do relevo em uma bacia hidrográfica (Mansor et al., 2002). Para Weill (2001), a estimativa automatizada dos comprimentos de vertente dentro do SIG do tipo matricial, especialmente nas áreas com vegetação natural ou em áreas de cultura sem terraceamento, continua sendo um fator limitante da modelagem da erosão.

Buscando minimizar as dificuldades de se calcular o fator topográfico (LS), Rocha et al. (1996), desenvolveram uma metodologia para obtenção de mapas de comprimentos de rampa utilizando o software IDRISI. Seu cálculo segue a equação (24) proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1985). Também, de acordo com Silva (1999a), novos pacotes (softwares) vêm-se desenvolvendo para o cálculo do fator LS como a “USLE-2D” elaborado por Desmet e Govers (1996), para utilização em softwares de sistema de informação geográfica e possibilitando a geração do mapa do fator LS, de forma rápida e com relativa precisão para a área desejada e

posterior aplicação deste mapa nas etapas seguintes para o cálculo de perda de solo. O software “USLE - 2D”, em versão para ambiente Windows, é compatível com o software IDRISI. Requisita o arquivo do Modelo de Elevação Digital juntamente com um segundo arquivo da área específica da bacia hidrográfica, ambos gerados com o IDRISI. Segundo o autor, a “USLE-2D” permite calcular o fator LS para toda uma região, podendo contemplar outros fatores implícitos no procedimento do cálculo deste valor como, por exemplo, o acúmulo de água e formação de enxurrada, conforme a localização na vertente.

Neste modelo, pode-se calcular o fator LS por meio dos algoritmos: Foster e Wischmeier (1974), para formas complexas; McCool et al. (1989) utilizada com a RUSLE (1993) e o proposto por Desmet e Govers (1996).

#### III. 4.1.4. Fator uso- manejo do solo (C)

O fator uso/manejo do solo (C) é a relação entre a perda de solo de um terreno cultivado em dadas condições e a perda correspondente de um terreno mantido continuamente descoberto (Bertoni e Lombardi Neto, 1985). Para um solo descoberto esta relação resulta em um valor do fator C igual a um para aplicação na USLE, indicando solo sem nenhuma proteção oferecida pela cobertura vegetal à ação da erosividade da chuva.

A sua importância no processo da erosão está na sua capacidade de reduzir a energia de impacto das gotas de chuva sobre o solo, a velocidade e o volume de escoamento superficial e, conseqüentemente, o desprendimento das partículas e a capacidade de transporte de solo.

Valores para o fator C para os diferentes tipos de uso na proteção do solo (Tabela 2) foram definidos pela Seção de Conservação do Solo do Instituto Agronômico de Campinas (Bertoni e Lombardi Neto, 1985) <sup>(1)</sup>, De Maria (1997) <sup>(2)</sup> e Menck (1993) <sup>(2)</sup> estando relacionado à densidade de vegetação.

Tabela 2. Fator C por categoria de uso.

<b>Tipo de uso</b>	<b>Fator C</b>	
Mata	0,004 <sup>(1)</sup>	0,0001 <sup>(2)</sup>
Reflorestamento	-	0,01 <sup>(2)</sup>
Culturas anuais	-	0,55 <sup>(2)</sup>
Pastagem	0,4 <sup>(1)</sup>	0,008 <sup>(2)</sup>
Cana-de-açúcar	-	0,11 <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Seção de Conservação do Solo do Instituto Agronômico de Campinas estando relacionado à densidade de vegetação Bertoni e Lombardi Neto (1985);

<sup>(2)</sup> Extraído de Ranieri (1996).

Contudo, a proteção da cobertura vegetal irá depender do tipo de vegetação e do estágio de desenvolvimento da cultura, que varia nos diferentes meses e estações do ano. De acordo com Varella et al. (2002), a cobertura vegetal é constituída pelo dossel e pelos resíduos vegetais, e sofre contínuas modificações a medida em que os resíduos se decompõem e a cultura se desenvolve, sendo a quantificação desse parâmetro de grande importância para as pesquisas que estudam a infiltração e a erosão dos solos.

Para Wischmeier e Smith (1978) torna-se fundamental definir o efeito da cobertura nos diferentes estádios do ciclo vegetativo frente a distribuição da chuva ao longo desse período. Segundo estes, na determinação do valor C o melhor critério seria estabelecer os diferentes estádios da cultura, onde a proteção do solo fosse uniforme, computar a intensidade de perda de solo em cada estágio ou período da cultura relacionando com dados relativos ao índice de erosão EI de cada período.

A combinação dos dados da intensidade de perda e a porcentagem correspondente de distribuição do índice de erosão EI anual de cada período para um determinado local resultaria no valor final do fator C da cultura (Bertoni e Lombardi Neto, 1985; DeMaria e Lombardi Neto, 1997).

A cobertura vegetal apresenta uma proteção mínima nas épocas de preparo do solo (solo descoberto) e nos primeiros meses de seu desenvolvimento. Em seu estágio inicial de crescimento, as plantas jovens não apresentam cobertura do solo suficiente para dissipar a elevada energia cinética das gotas de chuva em queda livre.

Por esta razão é que grandes perdas por erosão ocorrem devido a ocorrência de chuvas de maior potencial erosivo em épocas de plantio, em conseqüências do fato do solo encontrar-se sem cobertura. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1985), a eficácia de reduzir a erosão depende da quantidade de chuvas erosivas que ocorrem durante estes períodos, sendo fundamental, portanto, o conhecimento da distribuição do potencial erosivo das chuvas relacionada aos diferentes estágios da cultura.

Os autores também ressaltam sobre a necessidade de um manejo conservacionista no controle da erosão. É imprescindível que, além de proteger o solo mantendo a cobertura vegetal seja utilizado um preparo que não contribua para a desagregação solo.

Para Bertoni e Lombardi Neto (1985), os efeitos das variáveis uso e manejo não podem ser avaliados independentemente, devido às diversas interações que ocorrem, ou seja, uma cultura

pode ser plantada continuamente em um mesmo local ou então em rotação com outras; seus restos podem ser removidos, deixados na superfície, queimados, incorporados próximos à superfície ou totalmente enterrados ou também, o preparo do solo pode deixar a superfície do terreno bastante irregular ou lisa. Diferentes combinações dessas variáveis provavelmente apresentam diferentes efeitos nas perdas de solo.

De forma geral, o preparo convencional do solo, particularmente com sucessivas arações e gradagens, reduz a rugosidade e os resíduos culturais na superfície (Cogo, 1981; Bertol, 1995), pulveriza a superfície e forma camadas compactadas na subsuperfície, além de facilitar a erosão hídrica das terras agrícolas (Bertol et al., 1997b; Hernani et al., 1997).

Ao contrário, resultados de pesquisa demonstram que o uso do escarificador produz elevada rugosidade superficial e mantém a maioria dos resíduos culturais na superfície (Cogo et al., 1984; Bertol, 1995; Bertol et al., 1997b; Schick et al., 2000). Segundo Mello et al. (2003), o escarificador, ocasiona, provavelmente, maior porosidade total na camada preparada, o que pode influenciar positivamente a taxa de infiltração de água no solo conforme verificado também por Cogo (1981).

Fundamentado na máxima cobertura do solo, o plantio direto tem exercido relevante papel no controle da erosão. Caracteriza-se por pequena movimentação mecânica do solo, manutenção da maioria dos resíduos culturais sobre a superfície e, com exceção da semeadura direta, elevação da rugosidade superficial (Cogo et al., 1984; Bertol et al., 1987, 1997b), o que torna estes sistemas de manejo mais eficazes no controle da erosão hídrica do que os preparos convencionais (Schick et al., 2000).

A semeadura direta, apesar da baixa rugosidade superficial que proporciona, possibilita o ancoramento dos resíduos nas soqueiras das culturas e, ainda, promove a consolidação da estrutura superficial do solo (Dissmeyer e Foster, 1981), o que aumenta a tensão crítica de cisalhamento e, conseqüentemente, a resistência do solo à erosão hídrica (Bertol, 1995; Schick et al., 2000).

Este efeito pode ser explicado pela menor pulverização dos agregados ocasionada pela quase eliminação das operações de preparo e cultivo (cultivo mínimo) e também pela superfície do solo ser mantida irregular em todo o ciclo vegetativo, permitindo maior penetração da água.

Além disso, no plantio direto, a palha age como eficiente cobertura e proteção do solo, diminuindo significativamente as perdas de solo e de água (Jones Jr et al., 1969; Benatti et al., 1977; De Maria, 1995; 1999; Silva, 2000), reduzindo a enxurrada.

### III. 4.1.5. Fator práticas conservacionistas (P)

O fator P representa a razão entre a perda de solo que ocorre para uma dada prática conservacionista e aquela que ocorre para cultivos no sentido do declive máximo do terreno ou, como denominados usualmente, plantio morro abaixo (Bertoni e Lombardi Neto, 1985). Este fator normalmente, só é aplicado em áreas cuja cobertura seja cultivo, ou seja, o fator P é um ponderador do fator C em situações especiais de uso e manejo dos solos.

As práticas conservacionistas mais utilizadas são: plantio em contorno, plantio em faixas de contorno, terraceamento e alternância de capinas. Analisando o controle da erosão oferecido por cada uma destas práticas, a Seção de Conservação de Solos do Instituto Agronômico (Tabela 3) determinou os seguintes valores para o fator P.

Tabela 3. Valor de P, da USLE, para algumas práticas agrícolas conservacionistas.

<b>Práticas conservacionistas</b>	<b>Valor de P</b>
Plantio em contorno	0,5
Alternância de capinas + plantio em contorno	0,4
Cordões de vegetação permanente	0,2

Fonte: Bertoni e Lombardi Neto (1985).

### III. 4.2. Índice de transferência de sedimentos (SDR)

A USLE foi elaborada para estimar as perdas de solo ( $\text{Mg. h. MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ ) em encostas. Para estimar a produção de sedimentos em enxutórios de bacias hidrográficas Wischmeier e Smith (1978), associaram aos resultados de perdas de solo estimados pela USLE, um índice de transferência de sedimentos – SDR (USDA, 1971). Este índice pode ser também associado à Equação Universal de Perdas de Solo Revisada ou RUSLE (Renard et al. 1997).

De acordo com Charles (1996) e Haan et al. (1993), o uso do SDR seria uma alternativa para a predição de aporte de sedimentos em bacias hidrográficas. As perdas de solo ( $\text{Mg. h. MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ ) estimadas pelos modelos USLE e RUSLE são transformadas em produção de sedimentos Y ( $\text{Mg.ano}^{-1}$ ) por meio do índice de transferência de sedimentos (SDR).

O índice de transferência de sedimento (SDR) foi desenvolvido com o intuito de incorporar no modelo a deposição de sedimentos que ocorrem em sopés de encostas. Este índice varia de 0 a 100% em função da área e de outras características fisiográficas da bacia.

De acordo com (Sartori, 2004), o uso de modelos pode ser muito útil graças, entre outras coisas, a sua flexibilidade em prever comportamentos futuros ocasionados por alterações de ocupação do solo e também num país como o Brasil, pela escassez de dados fluviométricos, principalmente em pequenas bacias, as quais se encontram em crescente processo de exploração.

### III. 4.2.1 – Estimativa de SDR a partir da metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978)

O procedimento proposto por Wischmeier e Smith (1978) compreende a obtenção do aporte de sedimentos por meio do cálculo da taxa de transferência de sedimentos – SDR e da área da bacia, como descrito a seguir:

$$Y = SDR (\%) \cdot A \cdot A_b (km^2) \quad (24)$$

Onde:

Y = aporte de sedimentos  $Mg.km^{-2}$ ;  
SDR = taxa de transferência de sedimentos, adimensional;  
A = perda de solo ( $Mg. h. MJ^{-1}.mm^{-1}$ )  
 $A_b$  = Área da bacia,  $km^2$ .

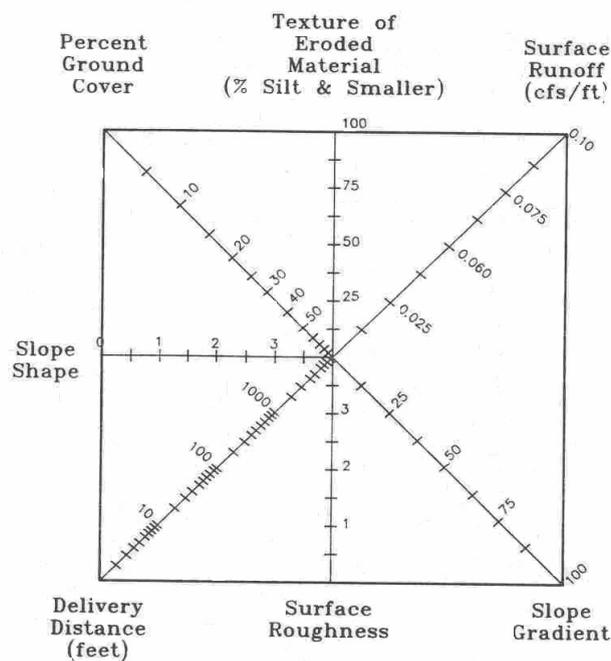
Resultados de inúmeros estudos sedimentológicos de diferentes regiões dos Estados Unidos segundo Chaves (1996), demonstraram que SDR é inversamente proporcional à área da bacia (em  $km^2$ ). Desta maneira temos que se  $SDR \propto 1/A_b^{0,2}$ , onde  $A_b$  é a área da bacia, depois de estimados A e SDR, o aporte de sedimentos (Y) pode ser calculado para a bacia pela equação (24) descrita acima.

### III. 4.2.2. Estimativa da transferência de sedimentos - SDR a partir da proposta do Método Forest Service (1980)

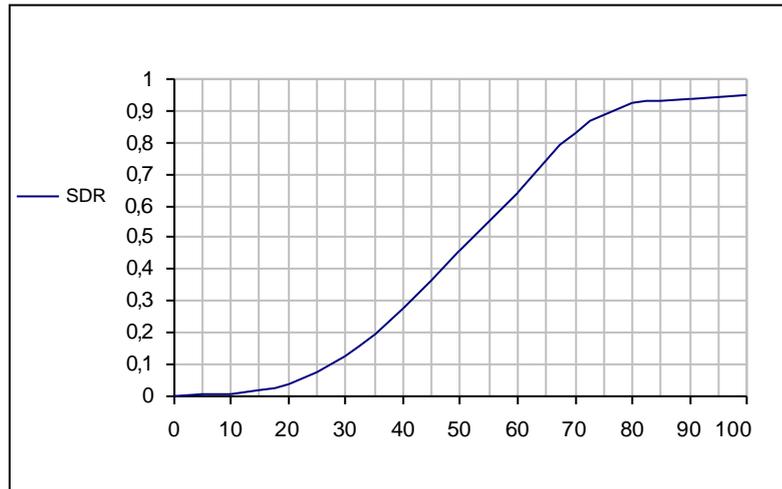
Em 1980, o Serviço Florestal Americano desenvolveu uma metodologia para a estimativa do índice de transferência de sedimentos (sediment delivery ratio – SDR) somente aplicável aos modelos USLE e RUSLE, que pode ser utilizada para um simples evento chuvoso. Este método estima SDR em função de características da bacia tais como: a distância que percorre o fluxo entre a área fonte e a saída da bacia; forma da encosta; porcentagem da cobertura vegetal no

caminho percorrido pelo fluxo entre a área fonte à saída da bacia ; textura do material erodido; fator de escoamento superficial; declividade média da encosta e rugosidade da superfície (Haan et al., 1993).

Depois de estimados os parâmetros acima descritos, os resultados são plotados nos eixos do diagrama (Figura 2). Todos os pontos plotados são então conectados, formando um polígono. A razão entre a área dentro do polígono e área total do retângulo é usada na figura 3, para estimar o índice SDR.



**Fig. 2.** Diagrama para estimar SDR com os modelos USLE/RUSLE (Forest Service, 1980).  
Fonte: Haan et al. (1993).



**Fig. 3.** Diagrama par converter a porcentagem de área calculada na figura 2 para SDR (Forest Service, 1980).

Fonte: Haan et al. (1993).

O modelo estabelece critérios para os vários componentes envolvidos conforme descritos a seguir:

#### III. 4.2.2.1 Distância do percurso entre área fonte e o canal principal:

- Distância média em pés (ft) que a partícula de solo (sedimento) tem de percorrer entre o ponto de origem até o canal.

#### III. 4.2.2.2. Forma da encosta:

- É um fator que considera a influência da forma da encosta: côncava, convexa ou retilínea, no coeficiente de remoção de sedimento. Refere-se as formas das encostas, entre o local de origem do sedimento e o canal.

#### III. 4.2.2.3. Presença de cobertura vegetal

- É a porcentagem de cobertura vegetal e refere-se a presença de florestas, serrapilheira disposta no assoalho florestal ou situações semelhantes.

#### III. 4.2.2.4. Textura do material erodido

- Este parâmetro refere-se à porcentagem de partículas mais finas que 0,05 mm (silte e granulometria mais fina) presente no material erodido.

### III. 4.2.2.5. Gradiente de declividade entre a área fonte e a saída da bacia:

- É a declividade média entre a área fonte de produção de sedimentos e a saída da bacia:

### III. 4.2.2.6. Rugosidade da superfície

- É um índice subjetivo que expressa a influência da rugosidade topográfica da bacia no valor final do coeficiente.

### III. 4.2.2.7. Fator de escoamento superficial

- O fator de escoamento superficial é dado pelo pico de descarga, definido pela quantidade de água disponível para transportar sedimentos em um evento de chuva. Na ausência de dados do pico de descarga, a magnitude do escoamento pode ser estimada pela equação descrita abaixo:

$$F = 2,31 \times 10^{-5} s L \quad (25)$$

Onde:

F = taxa do escoamento por comprimento da encosta (cfs/m);

s = excesso de precipitação (inch/h);

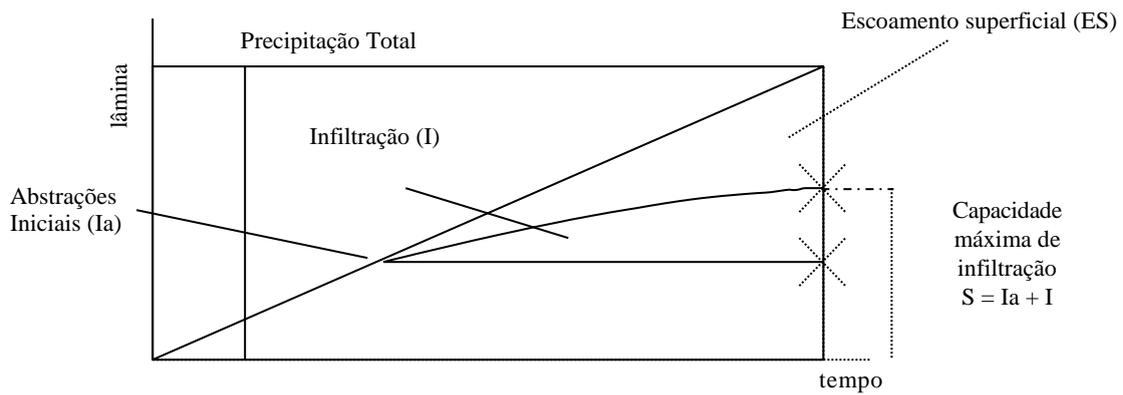
L = área perturbada (km<sup>2</sup>).

Obs: valores maiores que 0,1 são assumidos como 0,1.

A estimativa do volume da enxurrada e do pico de descarga podem ser obtidos, sobretudo, a partir de campanhas para medição no campo. No entanto, na impossibilidade de se efetuar estas medições, utilizam-se modelos de escoamento superficial como entre outros, o modelo Chuva-Vazão ou “Método do Número de Curvas” (USDA, 1972; 1973; Mockus, 1972) ou o “Método do Balanço de Água na Superfície do Solo” (Pruski et al., 1997a).

#### III. 4.2.2.7.1. Método do Número de Curvas

Este modelo foi elaborado a partir de um grande número de bacias experimentais pelo Serviço de Conservação de Solos americano (USDA, 1972; 1973), vinculado ao Departamento de Agricultura dos Estados Unidos, sendo desenvolvido para ser utilizado em bacias sem instrumentação, para medir o volume de água que escoar na superfície do solo. Na figura 4 estão demonstradas as variáveis consideradas neste método.



**Fig. 4.** Componentes associados ao Método do Número de Curvas (USDA, 1972)

O modelo permite evidenciar o início do escoamento superficial que ocorre após a interceptação, o armazenamento e o tempo de infiltração máxima. A relação entre escoamento superficial total e escoamento superficial potencial ou excesso de precipitação é uma razão direta entre infiltração acumulada após o escoamento superficial e a infiltração potencial, ou seja:

$$\frac{I}{S} = \frac{ES}{Pe} \quad (26)$$

Onde:

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

S = infiltração potencial, mm;

ES = escoamento superficial total, mm;

Pe = escoamento potencial ou excesso de precipitação, mm.

Esta equação somente é válida a partir do início do escoamento superficial, ou seja, a precipitação é totalmente convertida em abstrações iniciais até o tempo  $t_{Ia}$ , ou seja, as abstrações iniciais correspondem a toda precipitação que ocorre antes do início do escoamento englobando a interceptação, o armazenamento superficial e a infiltração ocorrida durante estes dois processos.

$$Pe = PT - Ia \quad (27)$$

Onde:

PT = precipitação total, mm;

Ia = abstrações iniciais, mm.

Após a ocorrência das abstrações iniciais, começa o escoamento superficial. A partir deste momento, tem-se que:

$$Pe = ES + I \quad (28)$$

A partir do escoamento, a infiltração acumulada é dada pela diferença entre o escoamento potencial e o escoamento total. Assim sendo tem-se que:

$$I = Pe - ES \quad (29)$$

Substituindo as equações (26) e (28) e, isolando ES tem-se que:

$$ES = \frac{Pe^2}{Pe + S} \quad (30)$$

Ao analisar o comportamento verificado nas bacias experimentais estudadas, foi possível ao USDA-SCS, evidenciar que:

$$I_a = 0,2S \quad (31)$$

Dessa forma, como  $I_a = 0,2 S$ , podemos reescrever a equação 30 substituindo as equações 28 e 31:

$$ES = \frac{Pe^2}{Pe + S} \therefore Pe = PT - I_a$$

$$ES = \frac{(PT - 0,2S)^2}{(PT + 0,8S)} \quad (32)$$

O USDA-SCS obteve, a partir da análise de uma série de hidrogramas associados a diferentes bacias hidrográficas, a seguinte relação:

$$S = \frac{25.400}{CN} - 254 \quad (33)$$

Onde:

CN = número de curvas, cujo valor pode variar entre 1 e 100 e depende do uso e manejo das terras, grupo de solo, da condição hidrológica e umidade antecedente.

Deste modo, para a determinação do escoamento superficial pelo Método do Número de Curvas é suficiente que se conheça a precipitação que incide sobre a área para a duração pretendida e o uso do solo, tratamento (manejo), as condições hidrológicas e os tipos de solo. Visando a simplificação do emprego deste método, a precipitação total de uso recomendado é

aquela correspondente ao total precipitado para determinado período de retorno e duração de precipitação requerida (normalmente 6, 12 ou 24 horas).

Para o cálculo do valor de CN são necessárias as definições para os tipos de solos, do uso, tratamento e das condições hidrológicas conforme descritos a seguir:

- Tipos de solos e potencial de escoamento:

Os tipos de solo definidos pelo USDA-SCS em A, B, C e D de acordo com potencial de escoamento, conforme descritos a seguir:

A = baixo potencial de escoamento, alta taxa de infiltração quando completamente úmido e perfil profundo, geralmente arenoso, com pouco silte e argila;

B = baixa taxa de infiltração quando completamente úmido e profundidade moderada;

C = baixa taxa de infiltração quando completamente úmido, a presença de uma camada de impedimento e considerável porcentagem de argila;

D = elevado potencial de escoamento e baixa taxa de infiltração, solo raso e presença de uma camada de impedimento.

Essa metodologia, no entanto, foi desenvolvida para os solos dos Estados Unidos. Diante disso, Setzer e Porto (1979) buscando adaptar o modelo SCS às características dos solos brasileiros, propunham cinco classes hidrológicas do solo para o Estado de São Paulo. Posteriormente em 1989, Lombardi Neto et al. (1989) apresentou uma proposta usando quatro classes de solos, para a composição do CN para a condição II de umidade antecedente.

A classificação das classes hidrológicas (tipos de solos A, B, C e D) é muito semelhante no processo de desenvolvimento à elaborada pelo SCS, sendo também baseada nas informações das características dos perfis de solos registrados em mapas pedológicos, porém segundo Sartori (2004), a classificação de Lombardi Neto et al. (1989) inclui alguns solos arenosos no grupo D (alto potencial de escoamento) e alguns solos argilosos no grupo A (baixo potencial de escoamento).

Os solos são enquadrados nos diferentes grupos, como demonstrado na Tabela 4, levando-se em consideração a profundidade, permeabilidade, textura da camada superficial e subsuperficial, e a relação textural da argila entre os horizontes A e B, ou seja, as características dos quatro grupos hidrológicos de solos definidos por Lombardi Neto et al. (1989) são:

- Grupo A: Incluem solos com alta taxa de infiltração, mesmo quando completamente molhados e com alto grau de resistência e de tolerância a erosão. Eles normalmente são profundos ou muito profundos, porosos com baixo gradiente textural, menor que 1,20, de

textura média, argilosa ou mesmo muito argilosa desde que a estrutura proporcione alta macroporosidade em todo o perfil, resultando em solos bem drenados ou excessivamente drenados. A permeabilidade das camadas superficial/subsuperficial, segundo Manual para Levantamento Utilitário do Meio Físico e Classificação de Terras no Sistema de Capacidade de Uso (Lepsch et al., 1983), deve ser rápida tanto na camada superficial como na subsuperficial (1/1) ou pelo menos moderada na camada superficial e rápida na subsuperficial (2/1) porém a textura da camada não deve ser arenosa.

- Grupo B: Compreendem os solos com moderada taxa de infiltração, mesmo quando completamente molhados ou com alta taxa de infiltração, mas com moderada resistência e tolerância a erosão. São normalmente profundos, com relação textural entre 1,20 a 1,50. A permeabilidade das camadas superficial/subsuperficial, segundo Manual para Levantamento Utilitário do Meio Físico e Classificação de Terras no Sistema de Capacidade de Uso (Lepsch et al., 1983), deve ser rápida/moderada (1/2) ou rápida/rápida (1/1), neste último caso só quando o horizonte A é arenoso. A drenagem do perfil é boa ou moderada.
- Grupo C: Enquadram-se os solos com baixa taxa de infiltração mesmo quando completamente molhados, com baixa resistência e tolerância a erosão. São normalmente profundos ou moderadamente profundos, com relação textural maior que 1,5, comumente apresentando relação textural abrupta. A permeabilidade das camadas superficial/subsuperficial, segundo Manual para Levantamento Utilitário do Meio Físico e Classificação de Terras no Sistema de Capacidade de Uso (Lepsch et al., 1983), deve ser lenta/moderada (3/2), lenta/rápida (3/1) ou rápida/moderada (1/2).
- Grupo D: Possuem solos com taxa de infiltração muito baixa, mesmo quando completamente molhados, e muito baixa resistência e tolerância à erosão. São normalmente rasos e/ou permeáveis ou então com mudança textural abrupta aliada à argila de alta atividade (Ta) ou ainda com camada de impedimento à infiltração de água (piçarra, fragipã, etc.). A permeabilidade das camadas superficial/subsuperficial, segundo Manual para Levantamento Utilitário do Meio Físico e Classificação de Terras no Sistema de Capacidade de Uso (Lepsch et al., 1983), são lenta/lenta (3/3), moderada/lenta (2/3), rápida/lenta (1/3).

Tabela 4. Grupamento de solos segundo suas qualidades, características e resistência e erosão.

Grupo	Resistência à erosão	Principais características			
		Profundidade	Permeabilidade	Textura	Gradiente textural (1)
A	Alto	Muito profundo (> 2m) ou profundo (1 a 2 m)	Muito rápida Moderadamente rápida	média/média muito argilosa/muito argilosa argilosa/argilosa	< 1,2
B	Moderado	Profundo (1 a 2 m)	Rápida/rápida Rápida/moderada Moderada/moderada	Arenosa/arenosa Arenosa/média arenosa/argilosa média/argilosa argilosa/muito argilosa	1,2 a 1,5
C	Baixo	Profundo (1 a 2 m) moderadamente profundo (0,5 a 1 m)	Lenta/rápida lenta/moderada rápida/moderada	Arenosa/média (2) média/argilosa (2) arenosa/argilosa arenosa/muito argilosa	> 1,5
D	Muito baixo	Moderadamente profundo (0,5 a 1m) ou raso (< 0,5 m)	Rápida, moderada ou lenta sobre lenta.	Muito variável	Muito variável

(1) Média da porcentagem de argila do horizonte B (excluindo B3) sobre média da porcentagem de argila de todo horizonte A.

(2) Somente com mudança textural abrupta entre os horizontes A e B.

Fonte: Lombardi Neto et al., 1989.

Valores de CN foram apresentados por Tucci (2002), para condições de bacias com ocupação urbana e agrícola, para os grupos de solos definidos pelo USDA-SCS. Desta forma, foram apresentados diferentes superfícies com relação ao uso do solo, tratamento e condições hidrológicas. Pruski (1990), buscando a utilização adequada dos valores de CN, definiu os parâmetros relativos ao uso do solo, tratamentos e condições hidrológicas conforme descritos a seguir:

- Uso do solo:
  - Sem cultivo: terra agrícola sem cobertura vegetal, com o mais alto potencial de escoamento superficial. Constitui situação típica de áreas cultivadas com culturas anuais, imediatamente após o preparo ou plantio;
  - Cultivo em fileiras: culturas plantadas em linha, com espaçamento tal que boa parte da superfície do solo permanece exposta ao impacto das gotas da chuva do começo ao fim do ciclo da cultura. Exemplo: milho, sorgo, tomate e soja;
  - Cultivo em fileiras estreitas: culturas plantadas tão próximas entre si que a superfície do solo permanece desprotegida apenas durante um curto período de tempo, imediatamente após o plantio. Exemplo: trigo, aveia e cevada; e
  - Leguminosas em fileiras estreitas ou forrageiras em rotação: culturas plantadas em fileiras bastante próximas, ou, até mesmo, a lanço, por exemplo, a alfafa. As rotações constituem seqüências de cultivos cujos propósitos são manter a fertilidade do solo, reduzir a erosão ou promover um suprimento de uma cultura particular.
- Com relação ao tipo de tratamento, tem-se:

- Fileiras retas: são dispostas segundo a linha de declive do terreno;
- Fileiras com curvas de nível: posicionadas, tão próximas quanto possível, das curvas de nível;
- Fileiras com curvas de nível e terraços: além de estarem posicionadas em nível, existem também terraços para a contenção do escoamento superficial.
- Referente à condição hidrológica, a cobertura pode ser assim considerada:
  - Boa: em mais de 75% da área;
  - Regular: entre 50 e 75% da área;
  - Má: em menos de 50% da área.

Os diferentes usos do solo, tratamentos e condições hidrológicas são associados à condição média de umidade antecedente AMCII, para o cálculo do valor de CN para bacias com ocupação agrícola na Tabela 5 e com ocupação urbana conforme Tabela 6.

Tabela 5. Valores de CN para bacias com ocupação agrícola, para condições de umidade média (AMCII), de acordo com uso, tratamento, condição hidrológica e tipo de solo.

Uso do Solo	Tratamento	Condição hidrológica	Tipo de solo				
			A	B	C	D	
Sem cultivo	Fileiras retas		77	86	91	94	
	Fileiras retas	Má	72	81	88	91	
		Boa	67	78	85	89	
	Com curvas de nível	Com curvas de nível	Má	70	79	84	88
			Boa	65	75	82	86
		Com curvas de nível e terraços	Má	66	74	80	82
Boa			62	71	78	81	
Cultivo em fileiras estreitas	Fileiras retas	Má	65	76	84	88	
	Com curvas de Nível	Boa	63	75	83	87	
		Boa	63	74	82	85	
	Com curvas de nível e terraços	Boa	61	73	81	84	
		Má	61	72	79	82	
	Leguminosas em fileiras estreitas	Fileiras retas	Boa	59	70	78	81
Com curvas de Nível		Má	66	77	85	89	
		Boa	58	72	81	85	
Com curvas de nível e terraços		Boa	64	75	83	85	
		Má	55	69	78	83	
Pastagem para pastoreio		-	Má	63	73	80	83
	Boa		51	67	76	80	
	Com curvas de nível	Má	68	79	86	89	
		Regular	49	69	79	84	
		Boa	39	61	74	80	
		Má	47	67	81	88	
Floresta	-	Regular	25	59	75	83	
		Boa	6	35	70	79	
	-	Má	45	66	77	83	
		Regular	36	60	73	79	
		Boa	25	55	70	77	

Fonte: Mockus (1972).

Tabela 6. Valores de CN para bacias com ocupação urbana para condições de umidade antecedente AMCII.

Utilização ou cobertura do solo		Tipos de solo			
		A	B	C	D
Zonas cultivadas	sem conservação do solo	72	81	88	91
	com conservação do solo	62	71	78	81
Pastagens ou terrenos em más condições		68	79	86	89
Terrenos baldios em boas condições		39	61	74	80
Prado em boas condições		30	58	71	78
Bosques ou zonas com cobertura ruim		45	66	77	83
Florestas com cobertura boa		25	55	70	77
Espaços abertos, relvados, parques, campos de golfe e cemitérios, todos em boas condições	Com relva em mais de 75% da área,	39	61	74	80
	com relva em 50 a 75% da área.	49	69	79	84
Zonas comerciais e de escritórios		89	92	94	95
Zonas industriais		81	88	91	93
Zonas residenciais (lotes- m <sup>2</sup> )		% de área impermeável			
	< 500	65	77	85	90
	1.000	38	61	75	83
	1.300	30	57	72	81
	2.000	25	54	70	80
	4.000	20	51	68	79
Parques de estacionamento, telhados, viadutos, etc.		98	98	98	98
Arruamentos e estradas	Asfaltados e com drenagem de águas pluviais	98	98	98	98
	Com paralelepípedo.	76	85	89	91
	De terra	72	82	87	89

Fonte: Tucci, (2002).

De acordo com a Tabela 7 pode-se enquadrar o solo na classe de umidade antecedente, a partir da chuva ocorrida nos cinco dias anteriores à chuva crítica no período de crescimento da cultura.

Tabela 7. Classes de umidade antecedente do solo conforme a chuva ocorrida nos cinco dias anteriores à chuva crítica no período de crescimento.

Classes	Chuva ocorrida nos cinco dias anteriores à chuva do projeto (mm)
AMC I	0 – 35
AMC II	35 – 52,5
AMC III	> 52,5

Fonte: Tucci (2002)

A correção dos valores de CN para condições iniciais de umidade diferentes da média (AMC II) pode ser obtida na Tabela 8.

Tabela 8. Correção dos valores de CN para condições iniciais de umidade diferentes da média (AMCII)

Valores médios correspondentes a AMC II	Valores corrigidos para AMC I	Valores corrigidos para AMC III
100	100	100
95	87	98
94	85	98
92	81	97
91	80	97
90	78	96
89	76	96
86	72	94
85	70	94
83	67	93
82	66	92
80	63	91
79	62	91
77	59	89
75	57	88
70	51	85
66	46	82
65	45	82
60	40	78
55	35	74
50	31	70
45	26	65
40	22	60
35	18	55
30	15	50
25	12	43
20	9	37
15	6	30
10	4	22
5	2	13

Fonte: Tucci (2002); Mockus, (1972).

#### III. 4.2.2.7.2. Método do Balanço de Água na Superfície do Solo Modificado.

Pruski et al (1997a), desenvolveram uma metodologia baseada em fundamentos físicos consagrados na engenharia para determinar o volume de escoamento superficial em localidades em que a relação entre intensidade, duração e frequência da precipitação já foi pesquisada.

O volume de escoamento será estimado com base nas seguintes premissas:

- A precipitação é uniforme em toda a área analisada;
- O solo se encontra com a umidade próxima à saturação, ou seja, o solo está na capacidade de campo. Para esta situação a taxa de infiltração é estável ( $T_{ie}$ ), o que ocorre após longo tempo de infiltração;

- A evaporação é nula uma vez que durante a ocorrência da precipitação seu valor é muito pequeno principalmente, por se tratar de chuvas intensas relacionada à umidade relativa do ar muito alta.

Dessa forma, a estimativa do escoamento superficial máximo a partir deste modelo é efetuada pela equação abaixo:

$$ES = PT - I - Ia - ev \quad (34)$$

Onde:

ES = lâmina de escoamento máximo, mm;  
 PT = precipitação total, mm;  
 Ia = abstrações iniciais, mm;  
 I = infiltração acumulada, mm;  
 ev = evaporação, mm

A precipitação total, correspondente a uma duração  $t$  (min), é obtida pela equação:

$$PT = \frac{i_m t}{360} \quad (35)$$

Onde:

$i_m$  = é a intensidade máxima média de precipitação,  $\text{mm.h}^{-1}$ .

Para a obtenção de  $i_m$  utiliza-se a equação de intensidade-duração- frequência adaptada ao local de estudo, como descrita a seguir:

$$i_m = \frac{KT^a}{(t+b)^c} \quad (36)$$

Onde:

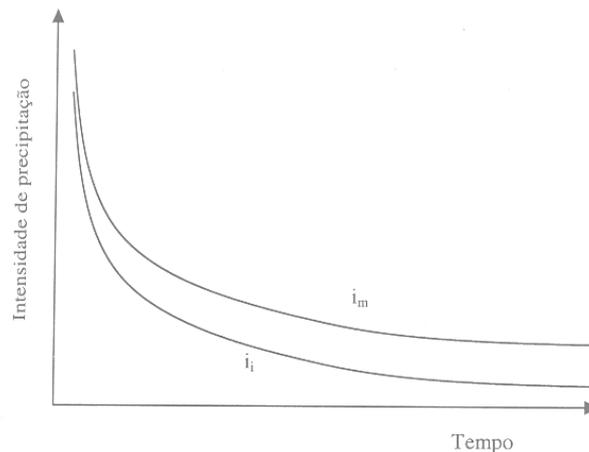
$i_m$  = intensidade máxima média de precipitação,  $\text{mm h}^{-1}$ ;  
 T = período de retorno, em anos;  
 t = duração da precipitação;  
 K, a, b e c = parâmetros de ajuste relativos à estação pluviográfica estudada,  $\text{mm}^c \text{ h anos}^a$ , adimensional, min e adimensional, respectivamente.

Substituindo a equação de intensidade-duração-frequência na equação (35) e derivando em relação ao tempo, obtêm-se a intensidade de precipitação instantânea ( $i_i$ ) no instante  $t$ .

$$i_i = i_m \left( \frac{1 - ct}{t + b} \right) \quad (37)$$

Analisando as equações (36) e (37) e a figura 5, observa-se que tanto  $i_m$  como  $i_i$  diminuem com o aumento de  $t$ , sendo o ES máximo aquele correspondente ao instante em que  $i_i$  se torna igual à taxa de infiltração estável ( $T_{ie}$ ). Para essa condição, tem-se que:

$$i_m = \frac{(1 - ct)^m}{t + b} - T_{ie} = 0 \quad (38)$$



**Fig. 5.** Curvas de  $i_m$  e  $i_i$  em função do tempo.

O valor  $t$  correspondente ao ES é obtido pelo método de Newton-Raphson. Para esta duração, pode-se calcular a precipitação total pela equação (35), e as abstrações iniciais ( $I_a$ ) e a infiltração potencial, mm (S) podem ser calculadas respectivamente, pelas equações (31) e (33), propostas no Método do Número de Curva.

Na determinação do CN é empregado o critério recomendado pelo Soil Conservation Service (USDA, 1972; 1973) conforme a tabela (5) para ocupação agrícola e a tabela (6) para ocupação urbana. Como a taxa de infiltração aproxima-se da  $T_{ie}$ , considera-se que a umidade do solo, no momento de ocorrência da precipitação analisada, é correspondente a AMC III, ou seja, a precipitação antecipada, num intervalo de cinco dias é igual ou superior a 52,5 mm implicando que os valores de CN devem ser corrigidos com base nos valores da tabela (8).

O tempo correspondente à ocorrência das abstrações iniciais  $I_a$  é obtido por meio da equação descrita a seguir:

$$\int_0^{t_a} i_i dt = I_a \quad (39)$$

Em que  $t_{ia}$  é o intervalo de tempo compreendido entre o início da chuva e o início do escoamento superficial, em minutos.

Substituindo a equação (37) na equação (39) e integrando-a tem-se:

$$\frac{1 - KT^a t}{60 (t_{ia} + b)^c} = Ia \quad (40)$$

Para a resolução desta equação também deve ser utilizado o método de convergência de Newton-Raphson.

A infiltração ocorrida durante o tempo correspondente às abstrações iniciais não é considerada no cálculo da infiltração acumulada, uma vez que está incluída no valor de  $I_a$ . A infiltração acumulada ( $I$ ) é calculada pela equação:

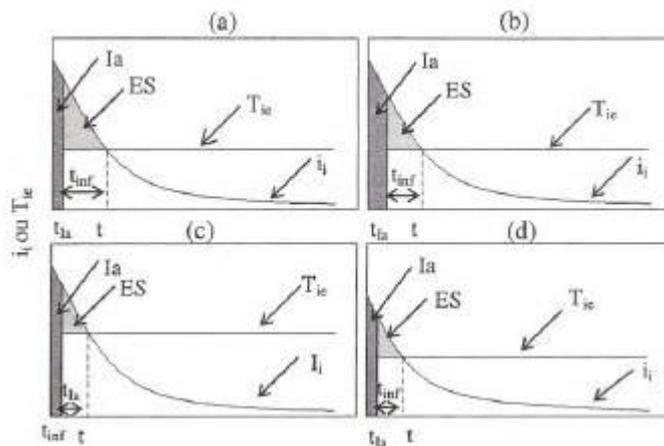
$$I = \frac{T_{ie} t_{inf}}{60} \quad (41)$$

Onde:

$t_{inf} = t - t_{ia}$  é a duração da infiltração, min.

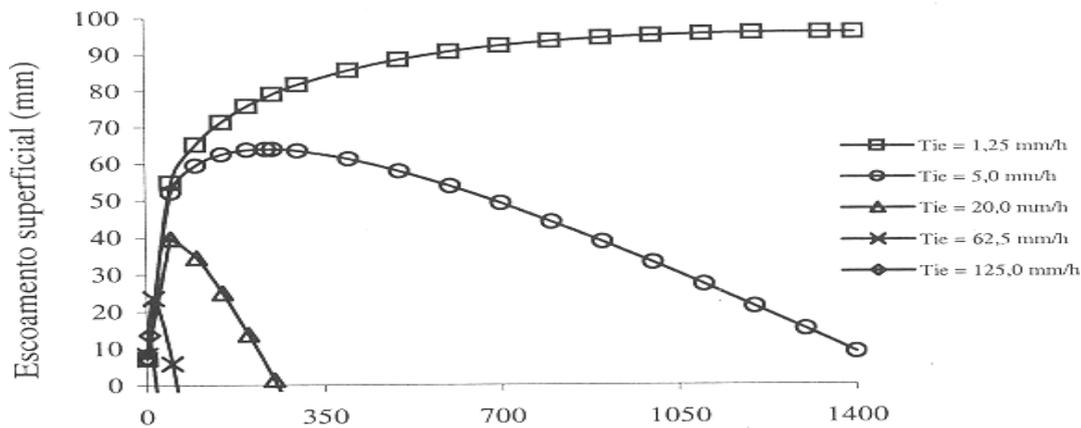
Uma vez determinados os valores de  $PT$ ,  $I_a$  e  $I$  para a duração da precipitação obtida pela equação (38), obtém-se o valor de  $ES$  pela equação (34).

Na figura 6a são representados os componentes associados ao Método do Balanço de Água na Superfície do Solo, proposto por Pruski et al. (1997a). Conforme essa figura, há três possibilidades para a redução do escoamento superficial. A primeira diz respeito ao aumento das abstrações iniciais (Figura 6b), que pode ser conseguido com o uso de culturas que promovam maior interceptação da precipitação ou pelo aumento da rugosidade do terreno. A segunda alternativa constitui o aumento da taxa de infiltração (Figura 6c) por meio de métodos de preparo e manejo do solo que permitam a manutenção de uma boa estrutura do solo e que mantenham a superfície coberta. A terceira alternativa consiste em trabalhar com precipitações menos intensas, o que pode ser alcançado com a redução do período de retorno considerado (Figura 6d), o que conseqüentemente, leva a redução da segurança do sistema implantado (Pruski, 2001).



**Fig. 6.** Componentes associados ao escoamento superficial para o Método do Balanço de Água na Superfície do Solo, proposto por Pruski et al. (1997a) (a); representação da sensibilidade mostrada pelo método em razão do aumento das abstrações iniciais (b); representação da sensibilidade apresentada pelo método em virtude do aumento da taxa de infiltração estável da água no solo (c); e representação da sensibilidade exibida pelo método devido à redução do período de retorno (d).

Na figura 7, obtida de Pruski et al. (1997a), é representada a variação do escoamento superficial com duração da precipitação para diferentes valores de  $T_{ie}$ . Pela análise dessa figura, observa-se que para cada tipo de solo existe uma duração de precipitação que produz o máximo escoamento superficial, a qual é determinada justamente pela equação 38.



**Fig. 7.** Variação do escoamento com a duração do tempo de chuva para diferentes tipos de solos representados pelos diversos valores de taxa de infiltração estável ( $T_{ie}$ ), considerando as condições de precipitação do município de Cascavel, PR, e período de retorno de dez anos.

#### IV. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

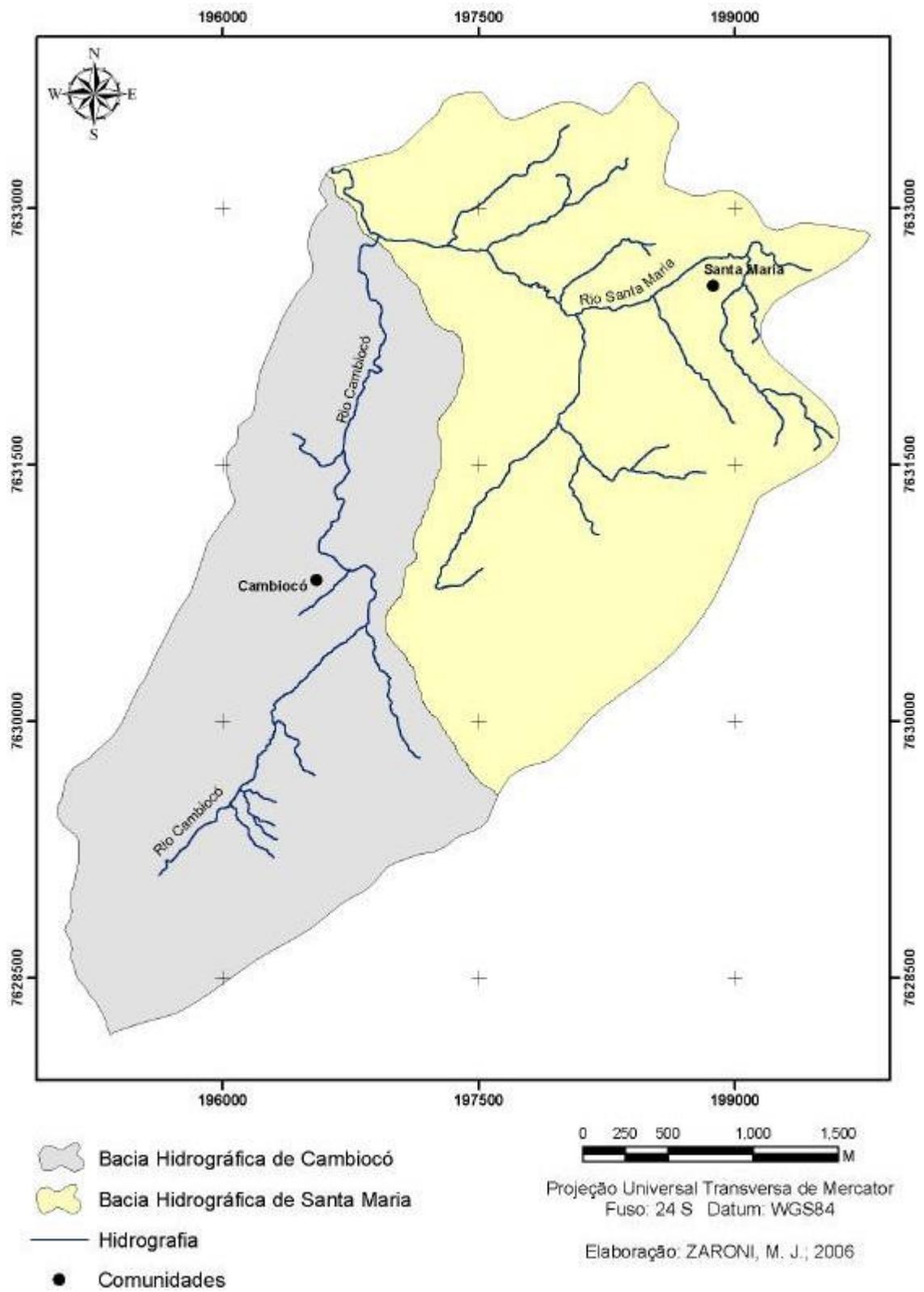
As bacias hidrográficas Santa Maria e Cambiocó (figura 8) têm uma área 7,19 km<sup>2</sup> e 6,34 km<sup>2</sup> respectivamente totalizando 13,5 km<sup>2</sup>. As duas bacias representam as feições geomorfológicas e a degradação ambiental verificadas na região noroeste fluminense.



**Fig. 8.** Bacias hidrográficas de Santa Maria e Cambiocó, respectivamente; município de São José de Ubá, RJ.  
Fonte: Relatório do Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003)

##### IV. 1. Localização

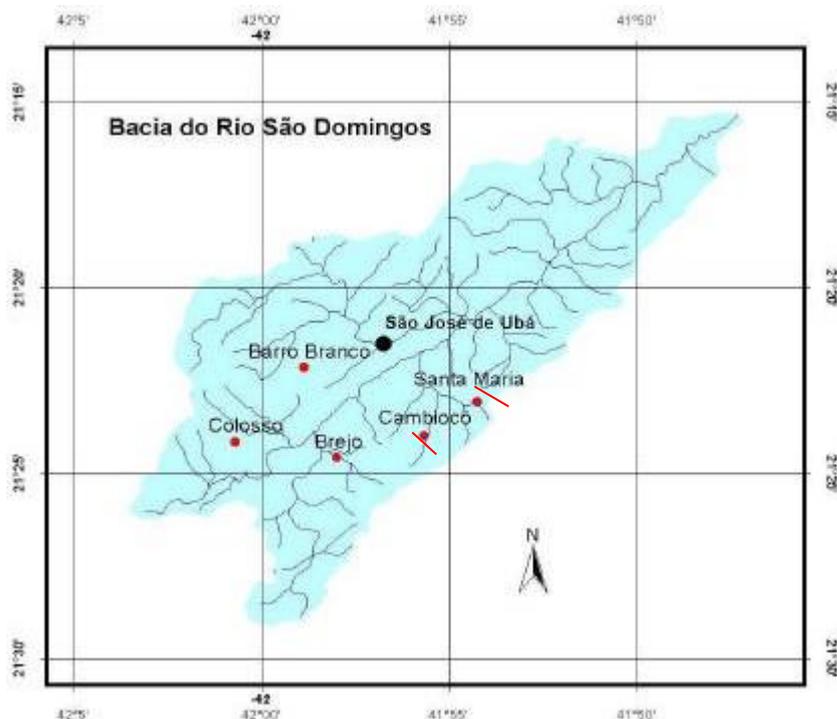
As bacias (figura 9) estão localizadas no município de São José de Ubá, região noroeste fluminense (figura 10) entre os meridianos 41° 52' e W 41° 57' de longitude oeste e 21° 22' e 21° 25' de latitude sul. Pertencem a Bacia do Rio São Domingos, afluente do Rio Muriaé (figura 11)



**Fig. 9.** Bacias de Santa Maria e Cambiocó, no município de São José de Ubá, RJ.  
 Fonte: Relatório do Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003)



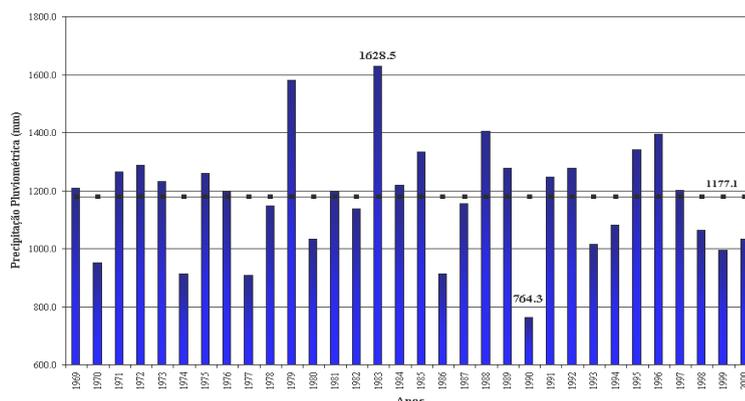
**Fig. 10.** Localização geográfica das bacias hidrográficas de Santa Maria e Cambiocó, município de São José de Ubá, RJ.  
 Fonte: Relatório do Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003)



**Fig. 11.** Bacia do Rio São Domingos.  
 Fonte: Relatório do Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003)

## IV. 2. Caracterização climática

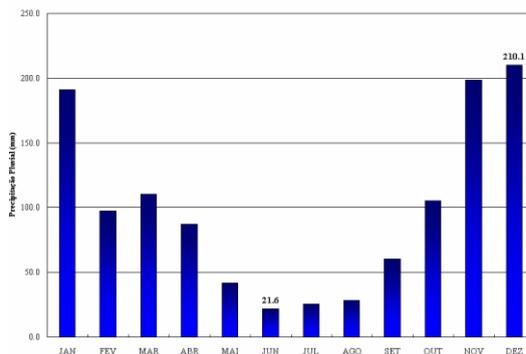
As condições climáticas das bacias Santa Maria e Cambiocó foram caracterizadas por meio de uma série histórica composta de dados homogêneos, termo-pluviométricos da estação Itaperuna - INMET, no período compreendido entre 1969 e 2000, localizada entre as coordenadas 21°12'S e 41°54'W com 128m de altitude. Como demonstrado na figura 12, o ano de 1983 foi o mais chuvoso com 1628,5 mm quando a média anual é de 1177,1mm.



**Fig. 12.** Totais pluviométricos anuais de Itaperuna (1969 –2000)

Fonte: Relatório do Projeto RADEMA/Prodetab 106.02/99 (Embrapa Solos, 2002).

Na figura 13, são demonstrados os valores médios mensais verificados no município de Itaperuna. O trimestre mais chuvoso vai de novembro a janeiro com chuvas superiores a 150,0 mm, sendo o mês de dezembro o mais chuvoso totalizando 210,1 mm. No trimestre menos chuvoso (junho a agosto) as chuvas ficaram abaixo dos 28,2mm, sendo junho o mês de menores ofertas pluviométricas com média de 21,6 mm.



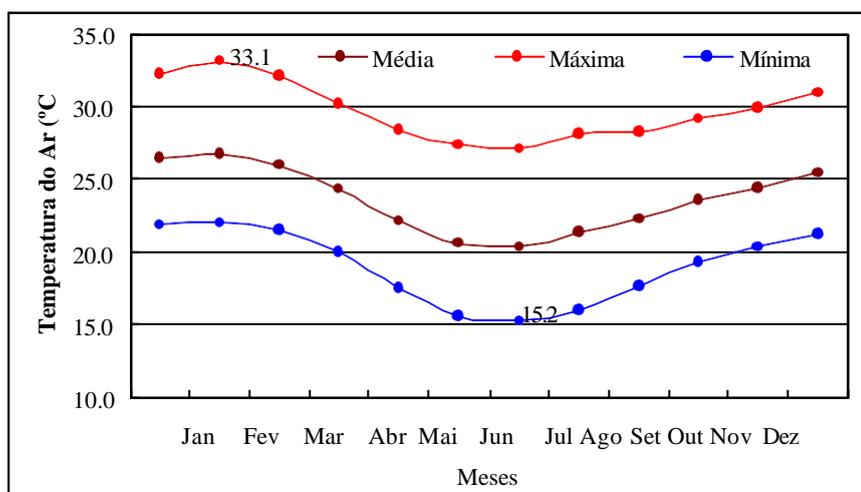
**Fig. 13.** Cotas pluviométricas médias mensais em Itaperuna (1969-2000)

Fonte: Relatório do Projeto RADEMA/Prodetab 106.02/99 (Embrapa Solos, 2002).

Com relação a variações sazonais das temperaturas máximas, mínimas e médias segundo dados da estação meteorológica do INMET em Itaperuna como demonstrado na figura 14,

verifica-se que as temperaturas médias são características das estações do ano, com valores mínimos identificados no outono-inverno (maio a agosto) com médias mensais mínimas iguais a 19,0°C e os valores máximos nas estações primavera- verão (setembro a abril) sendo as temperaturas médias mensais mais elevadas verificadas nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, iguais a 29,7°C. A temperatura média foi de 23,6°C.

O mês de fevereiro foi considerado como o mês mais quente atingindo temperaturas máximas de 33,1°C com as maiores mínimas médias (22,0°C) sendo os meses de junho e julho, os mais frios, com temperaturas de 15,7°C e 15,2°C respectivamente.



**Fig. 14.** Temperaturas (máximas, mínimas e médias) mensais em Itaperuna (1969–2000).  
 Fonte: Relatório do Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003).

#### IV. 3. Caracterização pedológica

De acordo com o mapeamento efetuado pela Embrapa Solos, as duas bacias são compostas por nove unidades de mapeamento (figuras 15 e 16). Em cada uma destas unidades de mapeamento, a classe predominante é respectivamente: Cambissolo Háptico léptico (CXbe2, CXve2, CXve3), Cambissolo Háptico lítico (CXbe1), Cambissolo Háptico gleico (CXve1), Argissolo Vermelho-Amarelo (PVAd e PVAe), Neossolo Litólico (RLve) e Gleissolo Háptico (GXve).

Os Cambissolos Hápticos lépticos (CXbe2, CXve2 e CXve3) e líticos (CXbe1) são os solos dominantes nas bacias estudadas, abrangendo aproximadamente 44% da área total. Em seguida, vêm os Argissolos Vermelho-Amarelos (PVAd e PVAe) com uma superfície de 18,5% e os Neossolos Litólicos (RLve) com 16,7%. Os restantes 20,8% da região são compostos, em ordem

decrecente de área, pelos Cambissolos Háplicos gleícos (CXve1), Gleissolos Háplicos (GXve ) e Afloramentos de Rocha (AR).

Na área de baixada, desenvolveram-se os solos Cambissolos de baixada e os Gleissolos, e nas encostas os Argissolos, Cambissolos e Neossolos Litólicos, com afloramentos de rocha.

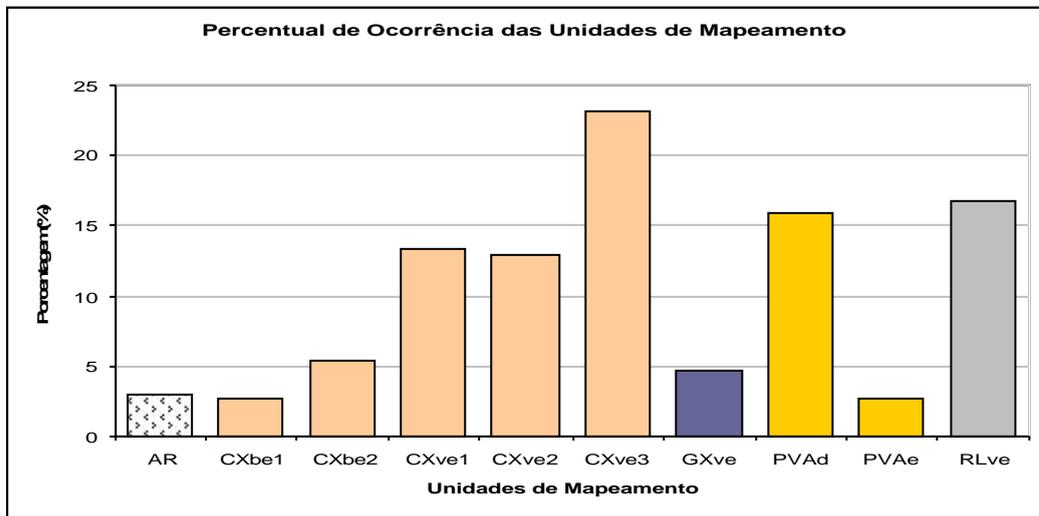
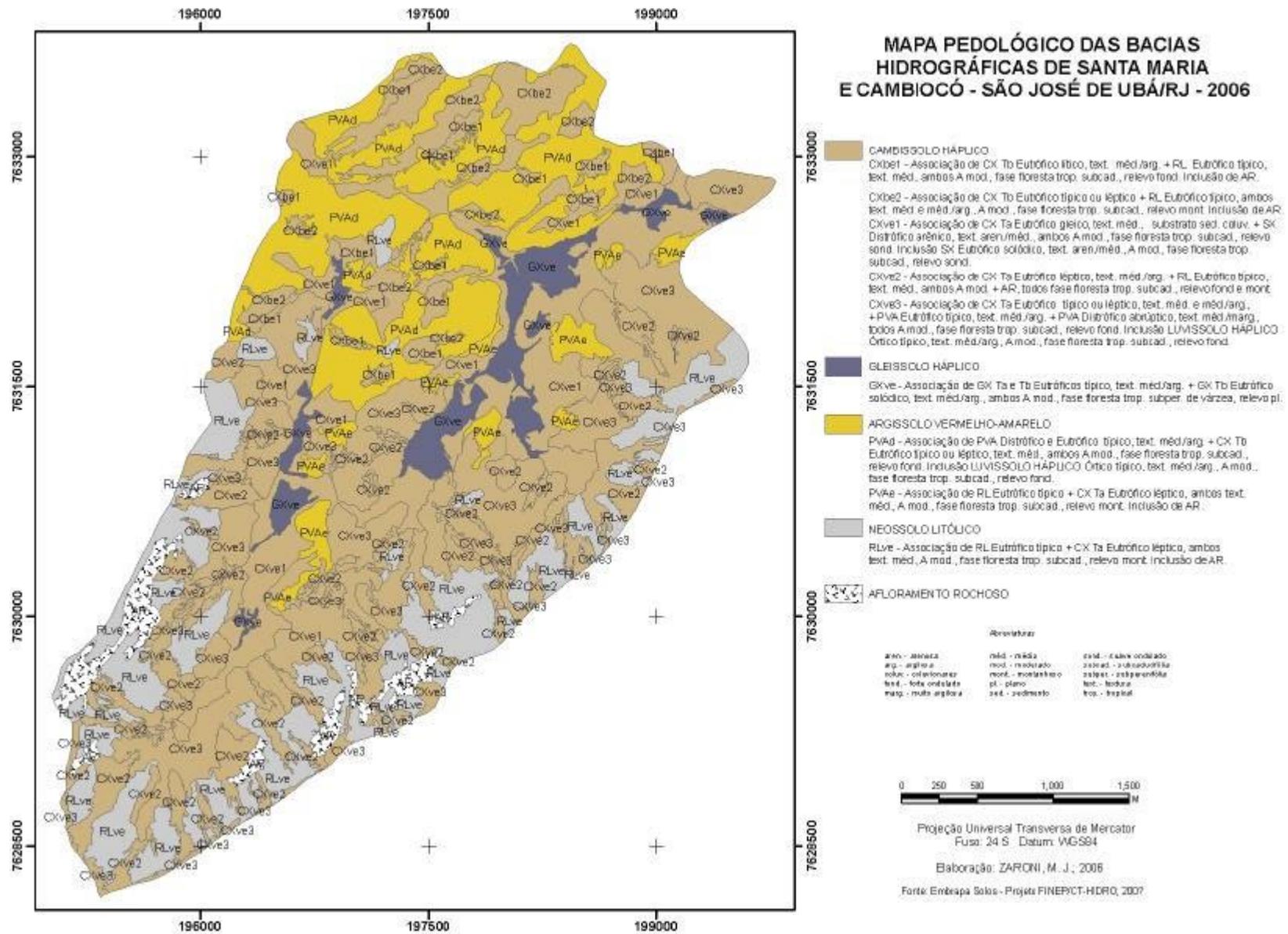


Fig. 15. Percentual de ocorrência das unidades de mapeamento nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.



**Fig. 16.** Mapa de Solos, escala 1:10.000  
Fonte: Relatório do Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003).

#### IV. 4. Geologia

A região norte-noroeste fluminense é formada pelo embasamento cristalino constituído por rochas metamórficas de alto grau, de idade pré-cambriana, apresentando gnaisses charnockíticos como rochas predominantes, ao lado de rochas metassedimentares e ortognáissicas. As rochas caracterizam-se pela presença de intenso falhamento, causado pelos mesmos eventos tectônicos que condicionaram o curso do rio Paraíba do Sul e seus afluentes (Graben do Paraíba) segundo o Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003).

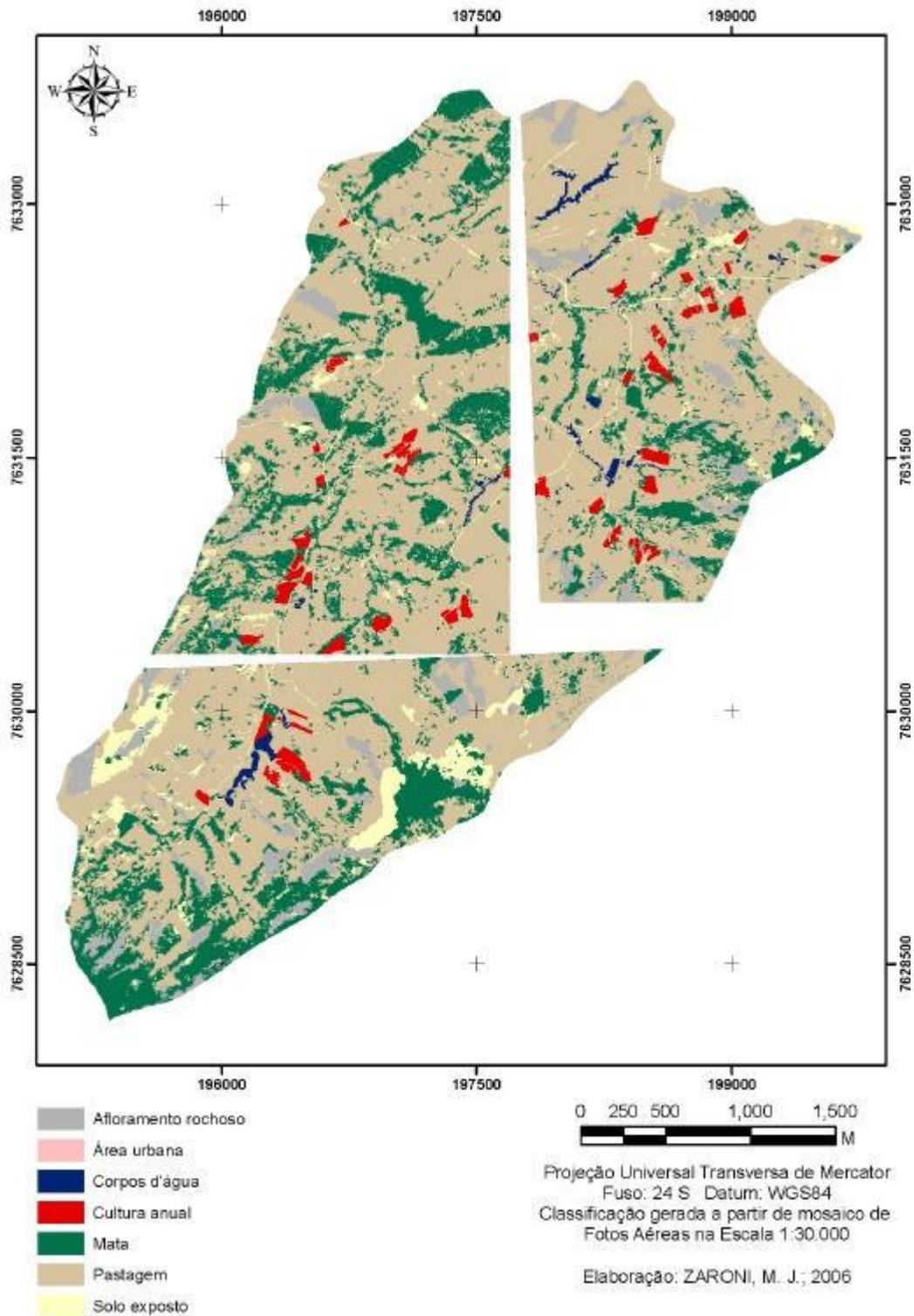
Sob o ponto de vista hidrogeológico, ocorrem dois tipos principais de aquíferos subterrâneos na região: (a) poroso – nos depósitos aluvionares e solos de alteração das rochas; e (b) fissural – nas fraturas das rochas cristalinas. Devido a pequena espessura dos solos e a heterogeneidade dos aluviões, o aquífero fissural torna-se o mais importante aquífero subterrâneo da região, favorecido pela presença de intenso falhamento e fraturamento nas rochas, tornando essas últimas propícias ao armazenamento e percolação de água subterrânea.

#### IV. 5. Caracterização do uso das terras

Nas bacias estudadas (figura 17), predominam a pecuária de baixa produtividade, tanto de corte como de leite e o cultivo de culturas de olerícolas (tomate) sem a adoção de práticas de manejos convencionais. Pela ação do Projeto GEPARMBH foram introduzidas nas bacias, práticas conservacionistas, como o plantio em contorno nas áreas de tomate. De acordo com Fidalgo e Abreu (2005) a cultura do tomate, apesar de sua importância econômica na região, ocupa apenas pequenas parcelas de área.

Ressalta-se que o material básico utilizado: Fotografias aéreas da CERJ, escala 1:30.000, ano 2000 apresentam problemas de superposição de vôo, por isso, as falhas no mapeamento do uso.

MAPA DE USO E COBERTURA DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE  
SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006



**Fig. 17.** Mapa de Uso e Cobertura das Bacias de Santa Maria e de Cambiocó.  
Material Básico: Fotografias aéreas da CERJ, escala 1:30.000, ano de 2000.

#### IV. 6. Características Fisiográficas

Neste item serão apresentadas algumas características fisiográficas das bacias estudadas em forma de mapas ou de índices.

##### IV. 6.1. Comprimento e densidade de drenagem:

- Comprimento da Drenagem

O comprimento de drenagem total das duas bacias é de 24,34 km sendo igual a 15,46 km para a Bacia de Santa Maria e de 8,87 km para a Bacia de Cambiocó.

- Densidade de drenagem

A densidade de drenagem da Bacia de Santa Maria é de 2,15 km/km<sup>2</sup> e o da Bacia de Cambiocó, 1,39 km/km<sup>2</sup>.

##### IV. 6.2 Altitude ou Amplitude altimétrica

Nas figuras 18, 19 e 20 observam-se as variações de altitude das bacias de Santa Maria e de Cambiocó. A maior altitude é de 652m m na Bacia de Cambiocó e a menor é de 121m resultando em amplitudes altimétricas máximas de 531m.

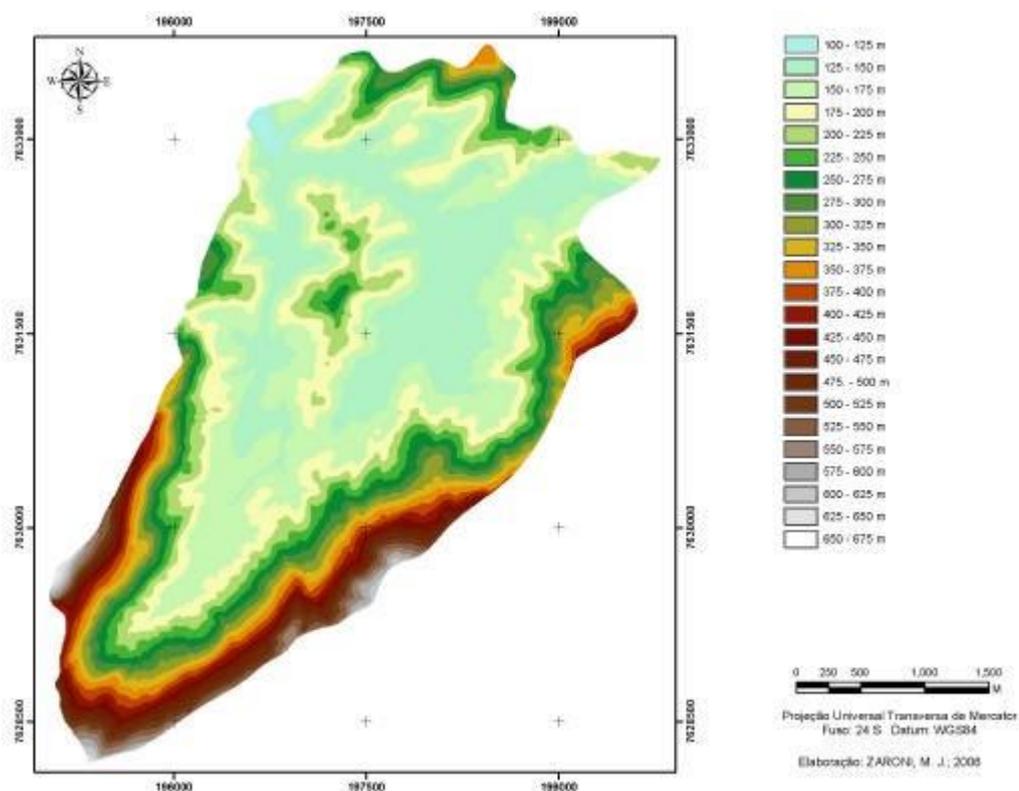


Fig. 18. Amplitude altimétrica - Bacias de Santa Maria e de Cambiocó.

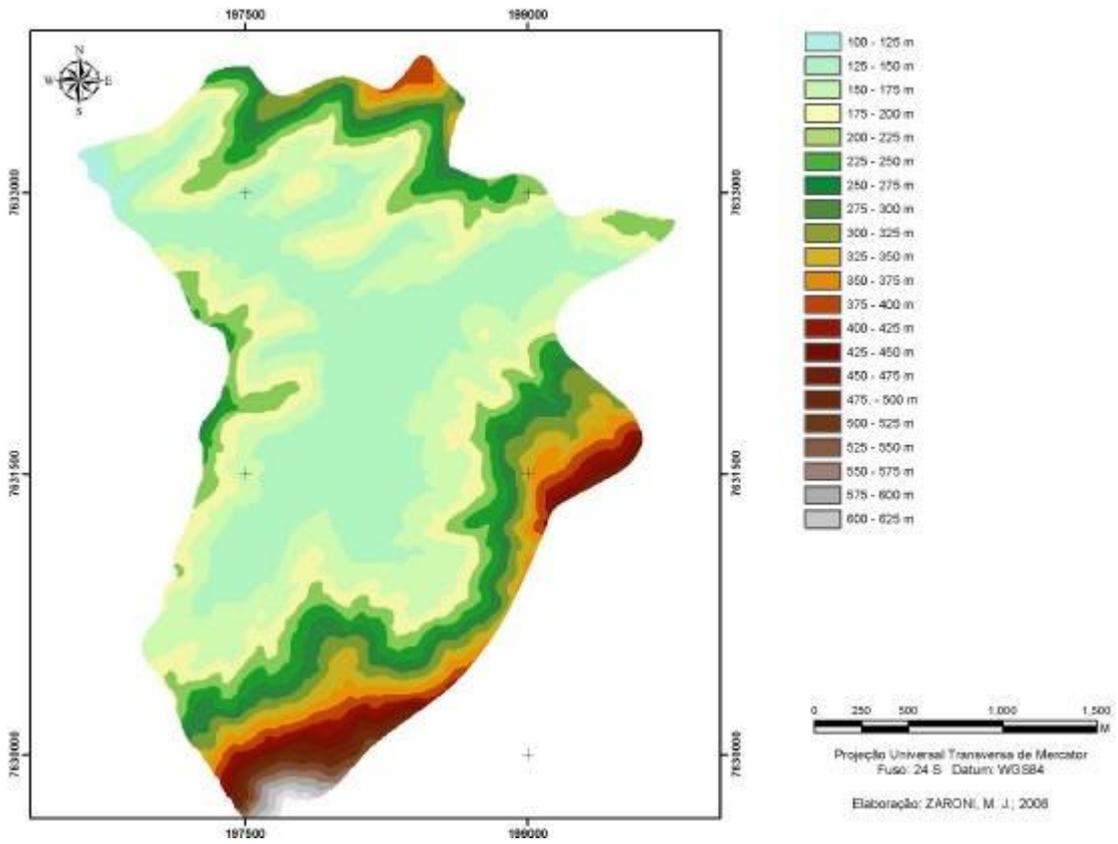


Fig. 19. Amplitude altimétrica - Baía de Santa Maria.

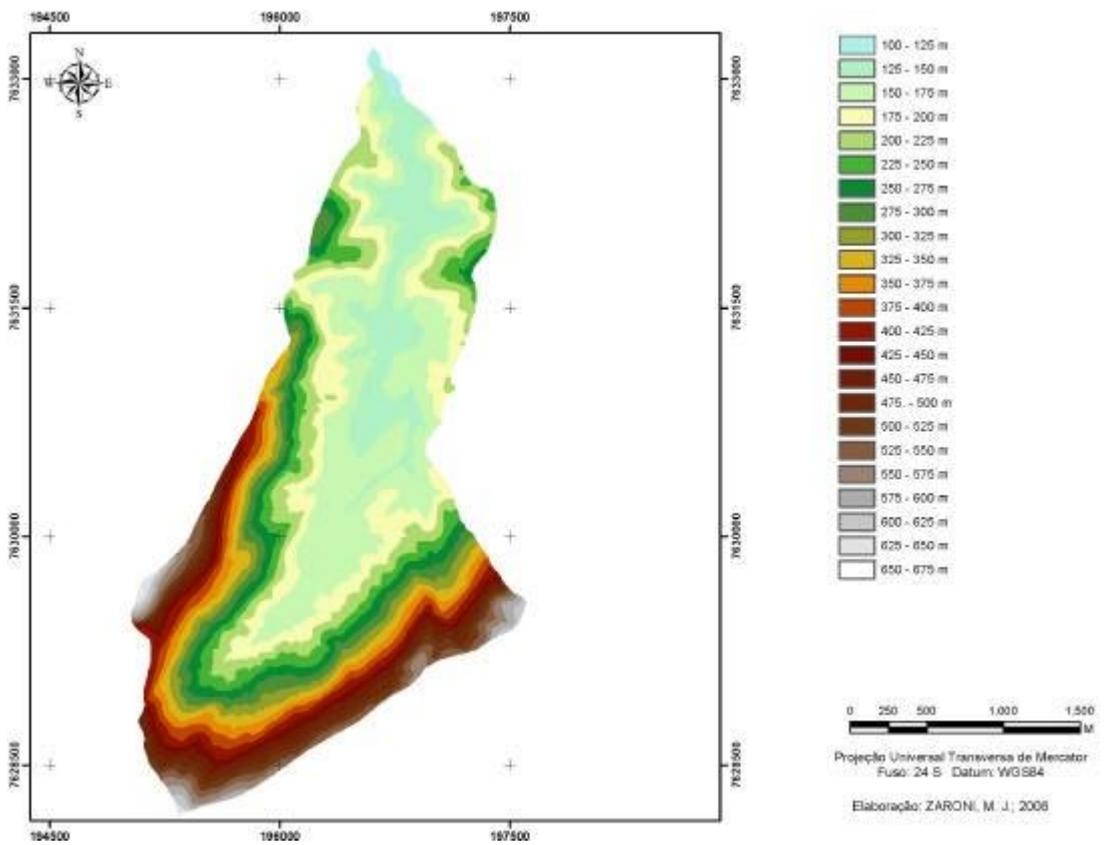


Fig. 20. Amplitude altimétrica - Baía de Cambiocó.

#### IV. 6.3. Relevo

O relevo foi definido segundo a classificação proposta por Lemos e Santos (1996) para as classes de declividade como: relevo plano (0-3%), relevo suave ondulado (3-6%), moderadamente ondulado (6-13%), ondulado (13-20%), forte ondulado (20-45%), montanhoso (45-75%) e (escarpado) maior do que 75%. Nas bacias de Santa Maria e de Cambiocó (figura 21) predominam os relevos forte ondulado e montanhoso.

MAPA DE DECLIVIDADE DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

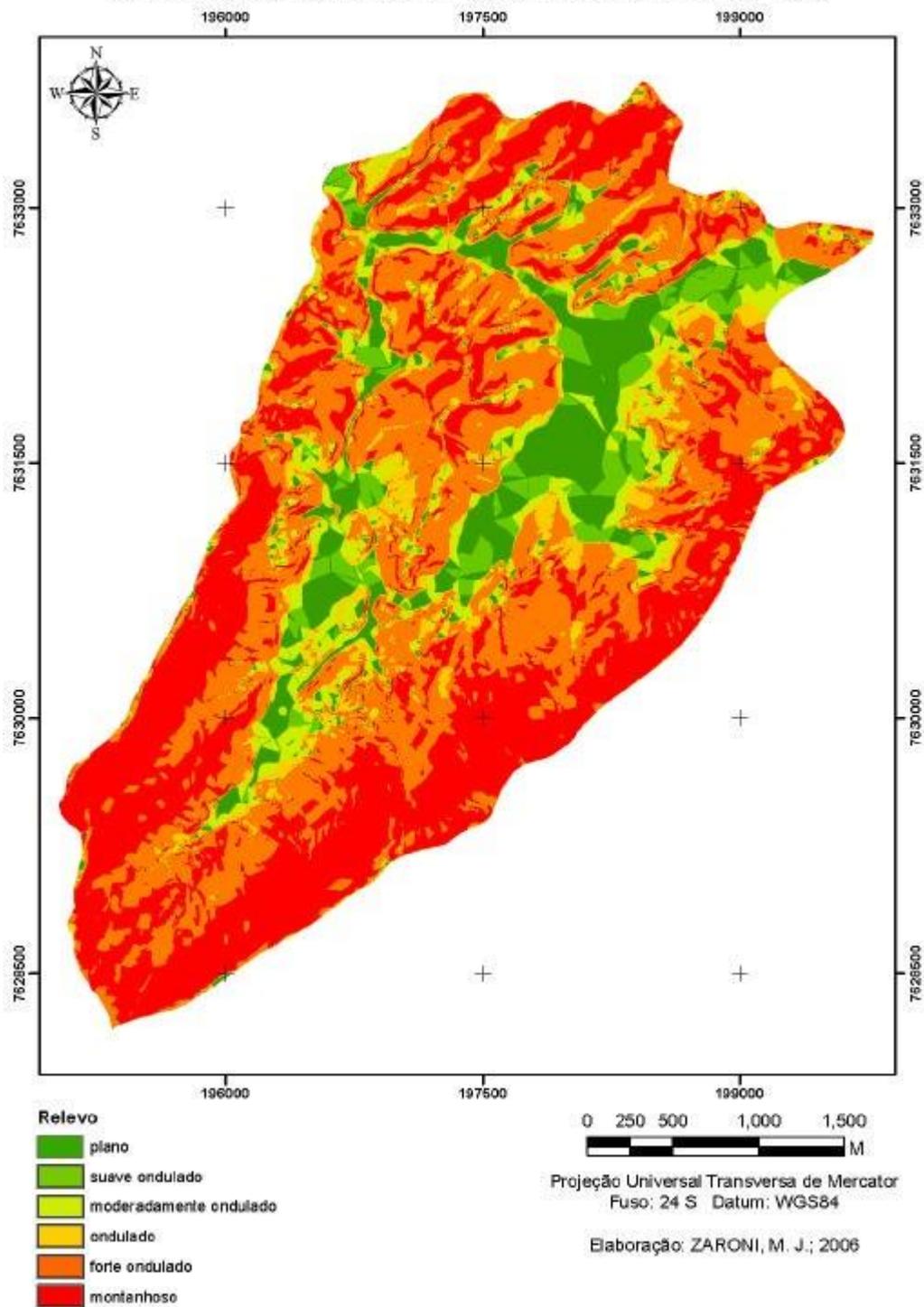


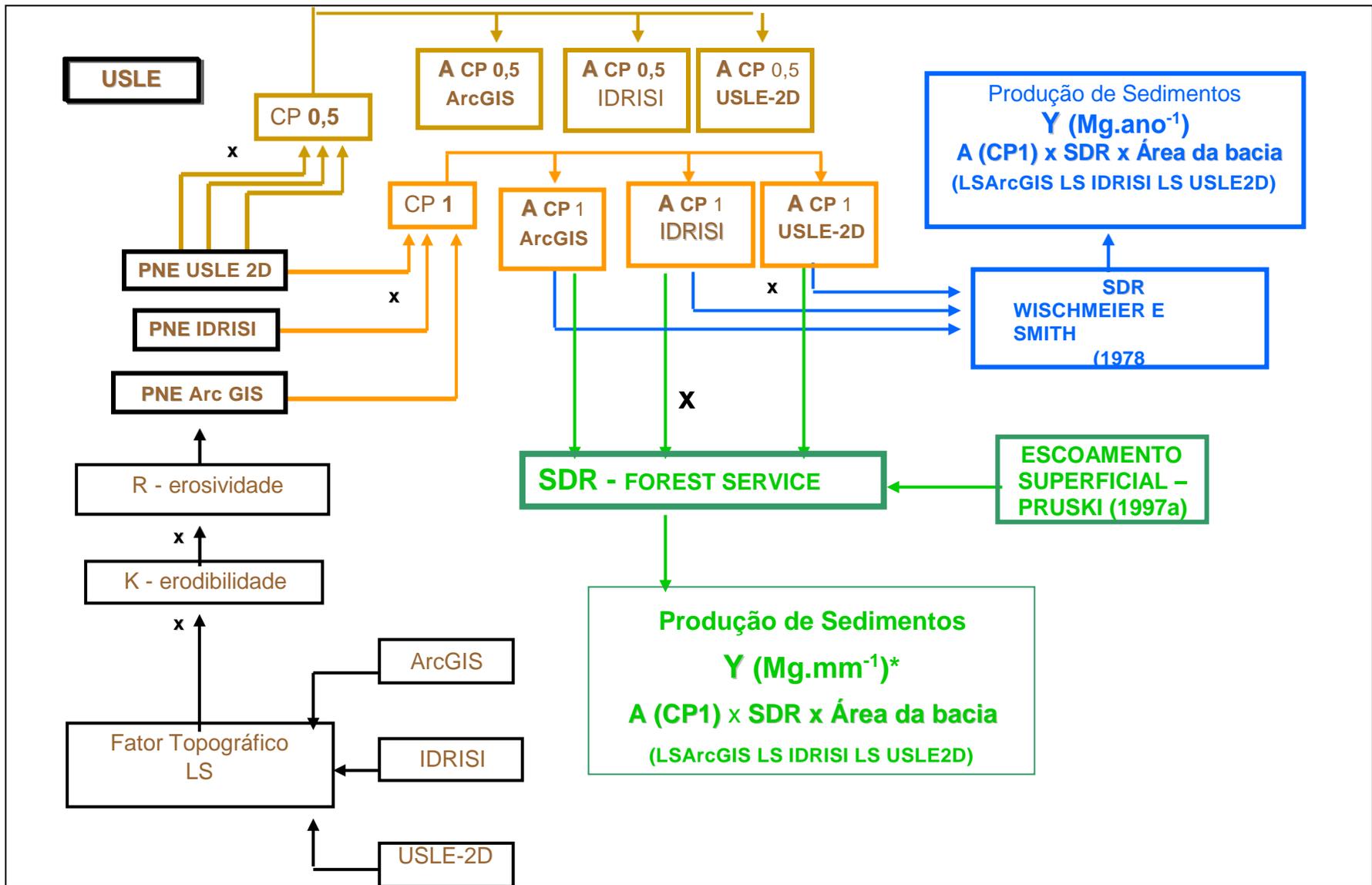
Fig. 21. Relevo - Bacias de Santa Maria e de Cambiocó.

## V – MATERIAL E MÉTODOS

### V.1. Material

Para a estimativa da produção de sedimentos na bacia de estudo, os seguintes materiais foram utilizados:

- \* Mapa pedológico realizado pelo Projeto GEPARMBH, escala 1:10.000;
- \* Fotografias aéreas fornecidas pela CERJ, escala 1:30.000, ano 2000.
- \* Levantamento topográfico, (Restituição de fotografias aéreas), escala 1:10.000.
- Modelo Numérico do Terreno (MNT) gerado a partir do levantamento topográfico.
- Dados climáticos, série histórica compreendendo os anos entre 1969 – 2000 obtidos junto a INMET, fornecidos pelo Projeto RADEM A (Embrapa, 2002).
- Material fornecido pelo Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003).



## V.2. Métodos

Na estimativa da produção de sedimentos na bacia de estudo por meio da USLE e do índice de transferência de sedimentos foram efetuados inicialmente a estimativa do Potencial natural de erosão (PNE) e das Perdas de solo (A) na área total das bacias pela equação Universal de Perdas de Solos – USLE. A seguir, foi feito o cálculo do índice de transferência de sedimentos para estimar a produção de sedimentos e aplicado nos resultados de perdas totais nas duas bacias de estudo separadamente.

A USLE foi aplicada na área total das duas bacias. Já a estimativa da produção de sedimentos foi efetuada para cada uma das bacias estudadas, pois exigia dados como distância média da área fonte de sedimentos até o canal exigindo assim, a demarcação das bacias e do rio principal de cada uma delas. No final, o índice de transferência de sedimentos foi aplicado à perda média de solo obtendo-se a produção de sedimentos nas bacias de Santa Maria e de Cambiocó.

### V. 2.1. Estimativa da perda de solo por meio da Equação Universal de perda de solo – USLE.

A estimativa da perda de solo pelo modelo USLE se dará pela equação (12), ou seja:

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

Sendo seus parâmetros estimados conforme as metodologias descritas com o apoio dos sistemas de informação geográficos utilizados: IDRISI, ArcGIS.

#### V. 2.1.1. Erosividade da chuva (R)

O cálculo da erosividade da chuva ou fator R em MJ mm ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> foi obtido por meio dos totais mensais de chuva (mm) buscando demonstrar a relação chuva (totais mensais) e erosão dos solos, aplicando a equação (18) adaptada segundo informação pessoal de Lombardi Neto e utilizando a série histórica fornecida pela INMET (1969-2000) da estação Itaperuna (RJ).

$$EI_i = 89,823 \left( \frac{P_i^2}{i} \right)^{0,759} - 1$$

#### V. 2.1.2. Erodibilidade dos solos (K)

Para obtenção indireta do fator K foi utilizada a equação (20) proposta por Denardin (1990), com as adaptações sugeridas por Levy (1995).

A seguir, os valores de K estimados por perfil de classe de solo foram utilizados na determinação dos valores de K para as classes de solo identificadas na área das duas bacias.

Os valores de K para as classes de solo foram ponderados na composição do valor final para as Unidades de Mapeamentos (UM) do levantamento pedológico realizado pelo Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003), sendo demonstrado em um mapa de valores de K, um dos fatores do modelo USLE.

Finalmente, os valores de K das unidades de mapeamento foram reclassificados seguindo a proposição de Foster (1981), em classes de erodibilidade baixa, média e alta, gerando um mapa de classes de erodibilidade.

#### V. 2.1.3. Fator topográfico (LS)

Neste estudo, foram utilizadas duas metodologias, desenvolvidas por Rocha et al. (1996) e pelos autores Desmet e Govers (1996) e proposto uma nova metodologia para o cálculo deste fator utilizando o software Arcgis 9.0 com a finalidade de comparar a facilidade de obtenção dos dados de LS e o grau de precisão oferecido pelas três metodologias. O grid utilizado foi de 5 m nas três metodologias.

V. 2.1.3.1. Metodologia para o cálculo do Fator topográfico (LS) utilizando o software “USLE – 2D” (Desmet e Govers, 1996):

Neste estudo, foram utilizadas, as opções “Multiple Flow” para a rotina de algoritmos e o modelo algorítmico de “Wischmeier & Smith, 1978” para formas complexas. Após calcular o valor do fator LS para cada pixel da bacia e gerar o arquivo raster LS\_USLE-2D, retornou-se ao IDRISI e aplicou-se o comando RECLASS para agrupar os valores de LS em classes e gerar o mapa do fator LS. Contudo, para o cálculo de perdas de solo, a partir da USLE, utilizou-se uma imagem não reclassificada.

V. 2.1.3.2. Metodologia para o cálculo do Fator topográfico (LS) segundo Rocha et.al. (1996):

O trabalho iniciou-se no software ArcGIS 9.0, com a geração de um MDT (Modelo Digital de Terreno) a partir de um MNT (Modelo Numérico de Terreno) fornecido pela EMBRAPA. O MDT foi gerado no módulo 3D ANALYST do ArcGIS, com a opção CREATE TIN FROM FEATURES. Esse MDT foi, então, exportado para o software IDRISI, para o cálculo do fator topográfico. Optou

pela geração do MDT no ArcGIS devido à melhor qualidade do MDT, pois o MDT gerado pelo IDRISI possui muitos ruídos, o que não acontece com o produto gerado pelo ArcGIS.

#### V. 2.1.3.2.1. Mapa de Declividade:

A partir do MDT importado do ArcGIS, calculou-se a declividade no software IDRISI 32, com o módulo SURFACE, que resultou em um modelo digital raster de declividade. Foi então realizada uma reclassificação da imagem, onde se agruparam as declividades nas seguintes categorias: < 3%, 3 a 6%, 6 a 13%, 13 a 20%, 20 a 45% e >45% seguindo os critérios de classes de relevo proposto por Lemos e Santos (1996).

#### V. 2.1.3.2.2. Comprimento de rampa:

A partir do MDT foram gerados os mapas de declividade como descrito acima, e de aspecto – comando SURFACE. O mapa de aspecto foi reclassificado em 8 direções, de 45° em 45°, no intervalo de 0° a 360°. O cruzamento entre estes dois mapas através do comando CROSSTAB gerou um mapa em que cada polígono representa uma rampa – área com mesmo grau de declividade e mesma face ou aspecto em relação ao Norte (Rocha et al., 1996). O comando GROUP foi então usado para remeter uma identidade a cada polígono. Através do comando EXTRACT obtiveram-se as declividades médias, os valores máximos e os valores mínimos de cada polígono, os quais foram aplicados através do comando ASSIGN no mapa de rampas, gerando os mapas de altura de rampa e de declividade média de rampa. O comprimento de rampa foi obtido através dos comandos TRANSFORM e OVERLAY pela equação  $C = h/\text{sen } a$ , onde C é o comprimento de rampa em metros, h é a diferença de altura da rampa em metros e a é a declividade média do polígono em graus.

O mapa final do fator LS foi produzido pelo comando SCALAR o algoritmo proposto por Bertoni e Lombardi Neto (1985).

#### V. 2.1.3.3. Metodologia proposta para o cálculo do fator LS no software ArcGIS 9.0.

Para o cálculo do Fator LS, foi-se utilizado o MDT gerado a partir das curvas de nível fornecido pela EMBRAPA, usado também para o cálculo do fator LS no IDRISI. A partir deste raster, foram gerados os mapas de aspecto e declividade no módulo SPATIAL ANALYST, usando os comandos SLOPE e ASPECT. Os mapas resultantes foram então reclassificados no comando RECLASSIFY nas mesmas classes que foram reclassificados os mapas no IDRISI. Os mapas foram então combinados de modo a gerar o mapa de rampas homogêneas no comando COMBINE, dentro

do módulo SPATIAL ANALYST TOOLS, localizado dentro do TOOLBOX. O mapa gerado foi então agrupado em polígonos, cada um com uma identidade, através do comando REGION GROUP, gerando o mapa de rampas.

Por meio do comando ZONAL STATISTICS, foram extraídos os rasters de declividade média de rampa e de altura de rampa, a partir do MDT e do mapa de declividade. O mapa de comprimento de rampa foi gerado através do comando RASTER CALCULATOR, utilizando a fórmula  $C = h/\text{sen } a$ , onde C é o comprimento de rampa em metros, h é a diferença de altura da rampa em metros e a é a declividade média do polígono em graus.

O mapa do fator LS foi então gerado através do comando RASTER CALCULATOR, usando o algoritmo proposto por Bertoni e Lombardi Neto (1985). O mapa foi então reclassificado nas mesmas classes de valores que o mapa gerado através do IDRISI, de modo a ter uma comparação entre os mapas de fator LS.

#### V. 2.1.4. Fator Uso-Manejo do solo (C).

O mapa de uso e cobertura foi classificado em valores de C sendo estes, obtidos por meio de resultados de pesquisas, conforme discriminados na Tabela 2.

#### V. 2.1.5. Fator Práticas Conservacionistas (P).

Primeiramente as perdas de solo foram avaliadas numa situação de nenhuma adoção de práticas conservacionistas. Dessa forma foi utilizado um fator de P igual a 1 (um) ou seja, sem práticas conservacionistas para todos os usos e cobertura.

Numa segunda análise, foi utilizado um valor de P igual a 0,5 para contemplar a intervenção da Embrapa que tem buscado introduzir o plantio em contorno nas áreas com cultivo de tomate para controlar as perdas de solo. Resultados de pesquisa (Bertoni e Lombardi Neto, 1985) indicam um fator de P igual a 0,5 (tabela 3) para o plantio em contorno. Desta forma, este valor foi aplicado nas áreas de plantio de tomate para o cálculo da estimativa de perdas de solo pela USLE. Para os demais usos e cobertura foram utilizados valores de P igual a 1 (um).

### V. 2. 2. Estimativa da produção de sedimentos.

Depois de estimar as perdas de solo (A) a partir do modelo USLE foi estimada a produção de sedimentos (Y) associando o índice de transferência de sedimentos SDR.

Inicialmente foi estimado o índice de transferência de sedimentos conforme os dois métodos descritos abaixo:

V. 2.2.1 - Metodologia para estimativa de SDR – (USDA, 1971; Wischmeier e Smith, 1978)

Como  $SDR \propto 1/Ab^{0,2}$ , depois de estimados A e SDR, o aporte de sedimentos (Y) foi calculado para a bacia conforme a equação (24).

V. 2.2.2 - Estimativa de SDR por meio da metodologia desenvolvida pelo Serviço Florestal Americano (Forest Service, 1980)

Os parâmetros utilizados no modelo foram estimados segundo os procedimentos descritos abaixo:

V. 2.2.2.1. Distância da área fonte ao canal principal das duas bacias respectivamente:

- Distância média das duas bacias a partir dos mapas de proximidade (figuras 72 e 73).

V. 2.2.2.2. Forma da encosta:

- Um fator de zero representa formas convexas e um fator igual a quatro as formas côncavas; utilizou-se o mapa de curvatura para se obter os percentual de forma convexa nas duas bacias (figuras 63 e 64).

V. 2.2.2.3. Presença de cobertura vegetal:

- Zero indica nenhuma cobertura vegetal presente e 100 significa cobertura total; O percentual de mata foi obtido a partir dos mapas de uso de cada bacia (figuras 65 e 66).

V. 2.2.2.4. Textura do material erodido:

- Este parâmetro refere-se à percentagem de partículas mais finas que 0,05mm (silte e mais fina) presentes no material erodido; obtido de acordo com os dados dos perfis de solos relativos a área de cada bacia.

V. 2.2.2.5. Gradiente de declividade entre a área fonte e a saída da bacia.

- Medida de gradiente de declividade entre a área fonte e a saída da bacia; declividade média de cada bacia (figuras 69 e 70).

#### V. 2.2.2.6. Rugosidade da superfície:

- Valores iguais a zero (0) indicam superfícies regulares e iguais a 4 superfícies muito irregulares; fator estimado subjetivamente com base na própria definição e nos valores calculados pela equação 11 para cada uma das bacias.

#### V. 2.2.2.7. Fator de escoamento superficial:

- Para estimar o fator de escoamento superficial seguiu-se de uma forma geral:
  - Estimativa do escoamento superficial a partir do modelo de escoamento superficial “Método do Balanço de Água na Superfície do Solo” (Pruski et al., 1977a).
  - A partir do valor obtido, do escoamento superficial aplicou-se a equação 25 para o cálculo do fator de escoamento;
  - Para a estimativa do escoamento superficial, segundo proposição de Pruski et al. (1977a), seguiram-se as seguintes etapas:

##### 1. Estimativa do CN:

A caracterização dos tipos de solo (A, B, C e D) seguiu a proposta de Lombardi Neto et al (1989) utilizando dados de perfis do solo do levantamento pedológico, escala 1:10.000 Projeto GEPARMBH (Embrapa Solos, 2003). Na definição também foram analisados os dados da taxa de infiltração obtidos nas áreas das duas bacias por Ottoni (2005).

Os valores do número de curvas CN (AMC II) foram obtidos a partir da tabela 5 (para bacias com ocupação agrícola) e da tabela 6 (para bacias com ocupação urbana) para diferentes condições de superfície e tipos de solo verificados nas bacias de estudo. Os valores assim obtidos de CN foram corrigidos para condições AMC III de umidade antecedente (tabela 8).

Na estimativa do escoamento superficial foi utilizada a condição de umidade AMC-III, simulando a maior saturação do solo e, por conseguinte, maior favorecimento ao escoamento superficial.

##### 2. Estimativa da Precipitação:

Em estudos de volume de enxurrada o ideal seria que o projetista tivesse valores de precipitação e suas relativas durações. Neste estudo, porém, como não havia dados de

precipitação foi usada a equação de intensidade, duração e frequência desenvolvida por Silva et al. (1999a) obtida a partir de uma série de dados de precipitação no período de 1974 a 1989, para a estação pluviográfica Itaperuna, localizada no município de Itaperuna, região noroeste do Estado do Rio de Janeiro, próxima ao local de estudo, ou seja:

$$i = \frac{4999,882T^{0,196}}{m(t + 34,462)^{0,986}} \quad (42)$$

Com os valores de CN e da precipitação intensa deu-se continuidade aos cálculos inseridos no método proposto por Pruski:

- No método, o autor considera que o escoamento superficial se inicia quando o solo encontra-se saturado, com taxa de infiltração uniforme.

Dessa forma, seguindo os princípios do método, foi inicialmente calculado o tempo de duração da precipitação (t) para uma taxa de infiltração estável para os solos da bacia utilizando a equação abaixo :

- Nas bacias analisadas foi utilizada uma taxa igual a 2,0 mm/h de acordo com a grande predominância de solos de baixa infiltração, conforme dados de Ottoni (2005). O autor obteve valores em média de VIB, menores ou próximos a 2,0 mm/h para as classes de solos predominantes na área das bacias. Esse valor foi então, utilizado para o cálculo do tempo de duração da precipitação.

O período de retorno utilizado foi de 10 anos, recomendado por Schwab et al. (1966) para projetos de conservação de solo.

Assim sendo foram seguidas as seguintes etapas conforme descritas abaixo:

- Cálculo da duração (t em min) onde  $i_m$  foi calculada com base na equação 42 de Silva et al. (1999a), sendo a taxa de infiltração estável igual a 2,0 mm/h conforme dados de Ottoni (2005), em concordância com a classe de infiltração muito baixa (Pruski et al., 1997a; Pruski et al., 2004) (para o grupo de solo predominante nas duas bacias estudadas):
- Após o cálculo do tempo de duração da chuva (t) foi calculada a chuva intensa substituindo o valor de t na equação 36, de intensidade, frequência e duração;

- Com os valores de  $t$  e da chuva ( $i_m$ ) procedeu-se com o cálculo da PT, a partir da equação 35;
  - Cálculo do escoamento superficial (S) com a equação 33 foi efetuado a partir do valor de CN médio calculado para cada uma das bacias estudadas (Anexos A e B);
  - Cálculo das Abstrações Iniciais (Ia) pela equação (31);
  - O tempo para que ocorra as abstrações iniciais (Ia) é feita pela equação (40);
  - O tempo de infiltração  $t_{inf}$  foi obtido pela subtração do tempo da chuva menos o tempo das abstrações iniciais (Ia);
  - Cálculo da lâmina infiltrada (I) mm/h pela equação (41);
3. Cálculo do escoamento superficial (mm) pela equação (34).

A partir dos dados de intensidade de precipitação, da taxa de infiltração básica de e de acordo com as abstrações iniciais obtidas obtiveram-se valores de precipitação excedente para as bacias de Santa Maria e de Cambiocó. Estes valores foram convertidos para unidade americana (in/h) para aplicação da equação 25, obtendo-se o fator de escoamento para cada uma das bacias estudadas.

## VI. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### VI. 1. Estimativa os Parâmetros - Modelo USLE.

Inicialmente serão apresentados os resultados e as respectivas discussões dos valores estimados pela USLE e posteriormente os do Potencial Natural de erosão (PNE) e das Perdas de Solo (A).

#### VI. 1. 1. Erosividade – Fator R

Com base nos totais mensais de precipitação a área apresentou um valor de erosividade anual de  $6.260 \text{ MJmm/ha}^{-1}\text{h}^{-1}$ . As médias mensais de precipitação e de erosividade são demonstradas na tabela 9. Verifica-se uma tendência (figura 22) dos meses mais chuvosos, que vai de outubro a março, com os extremos entre os meses de novembro a janeiro, apresentarem maior potencial erosivo. Este aspecto torna o potencial natural à erosão (PNE) mais crítico nestes meses uma vez que coincidem com o período de preparo das terras principalmente nas áreas utilizadas com tomate, pois coincidem com o período de preparo do solo para o plantio do tomate que se dá em março. Outro aspecto importante é que após a colheita no mês de outubro, as áreas de tomate são abandonadas, ficando o solo exposto coincidentemente com o início do período chuvoso.

Tabela 9. Totais mensais e anual de precipitação e de erosividade.

Meses	Precipitação Mensal (mm)	Erosividade		
		$\text{MJmm/ha}^{-1}\text{h}^{-1}$	%	% acum
Julho	24.2	53	0.8	
Agosto	26.5	61	1.0	1.8
Setembro	61.9	220	3.5	5.3
Outubro	98.8	447	7.2	12.5
Novembro	187.1	1179	18.8	31.3
Dezembro	211	1415	22.6	53.9
Janeiro	203	1334	21.3	75.2
Fevereiro	96.5	432	6.9	82.1
Março	116.1	571	9.1	91.2
Abril	87.5	372	6.0	97.2
Maiο	45.4	137	2.2	99.4
Junho	19.7	39	0.6	100.0
<b>TOTAL</b>	<b>1177.7</b>	<b>6260</b>	<b>100.0</b>	

É importante que se enfatize que a equação utilizada apenas estabelece uma relação entre totais de chuva e o seu potencial erosivo. Como mencionado anteriormente (item IV. 4.1.1.2.), de

acordo com Bertoni e Lombardi Neto (1985), em duas regiões podem cair num ano, a mesma quantidade de chuva, não significando com isso que a situação seja semelhante, pois num local pode ter caído grande número de chuvas e, no outro, duas ou três chuvas que contribuem com a maior percentagem do total. Para o autor é provável que neste último caso, se as demais condições de uso, solo e de topografia são semelhantes, deva-se esperar uma erosão mais severa.

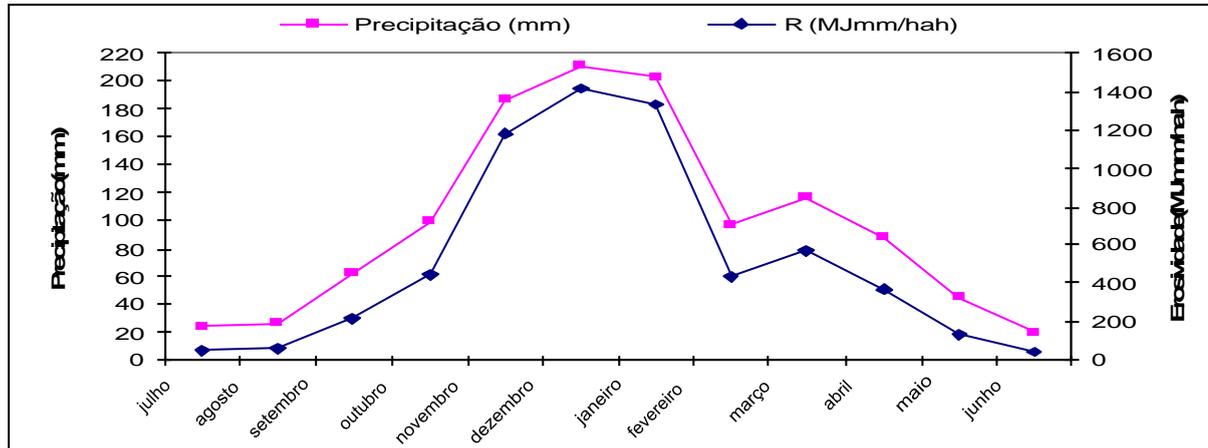


Fig. 22. Totais médios mensais de precipitação e de erosividade.

No cômputo do Potencial Natural à erosão (PNE) e do Total de Perdas de solo (A) foi utilizado um valor de R igual a  $6.260 \text{ MJmm. ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ . Este valor está de acordo com os resultados obtidos por Silva (2003) entre  $6.000$  a  $8.000 \text{ MJmm. ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$  para região noroeste do Estado do Rio de Janeiro.

#### VI. 1. 2. Erodibilidade dos Solos – Fator K.

Os valores estimados do fator K para os horizontes superficiais de acordo com os dados fornecido pelo Projeto GEPARMBH (Embrapa, 2003) são demonstrados na figura 23. O valor médio de erodibilidade dos solos é de  $0,030 \text{ Mg.ha.ano.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$  para as duas bacias estudadas.

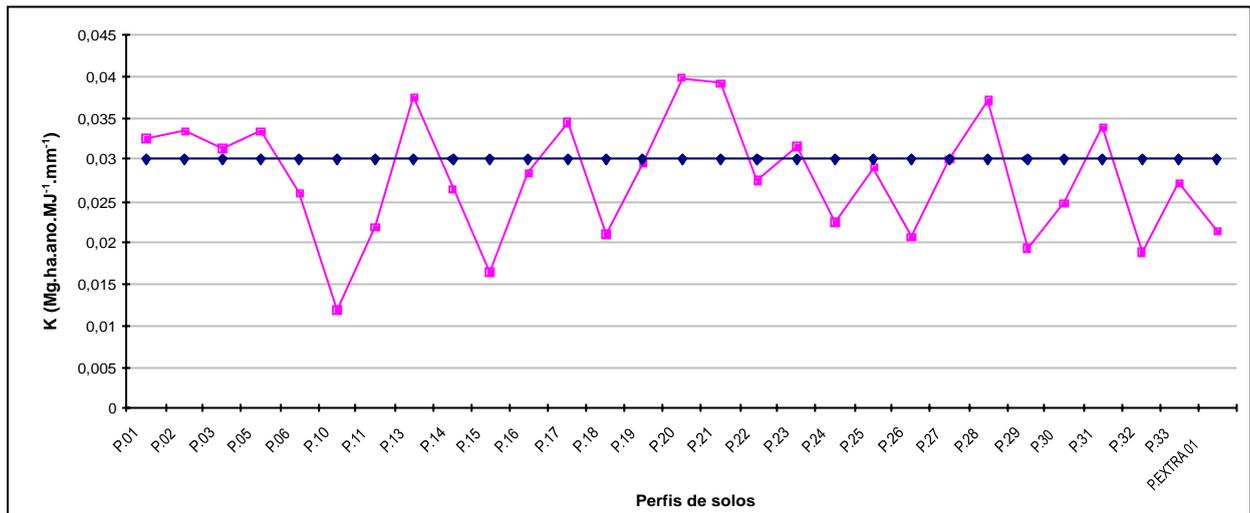


Fig. 23. Erodibilidade dos solos (K) estimado por perfil de solo (Horizonte A).

Analisando a variabilidade da erodibilidade de acordo com a predominância das classes de solo nas duas bacias: Cambissolos, Neossolos Litólicos e Agissolos, foi verificado que:

- Nas classes de solos Cambissolos (figura 24), verifica-se que a maioria dos perfis apresenta altos teores de areia grossa, areia fina e de silte nos horizontes superficiais quando comparados aos teores de argila. Isto justifica os valores de K obtidos pelo método utilizado para esta classe de solo (figura 25), cujo valor médio obtido foi de 0,030 Mg.ha.ano.MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>.

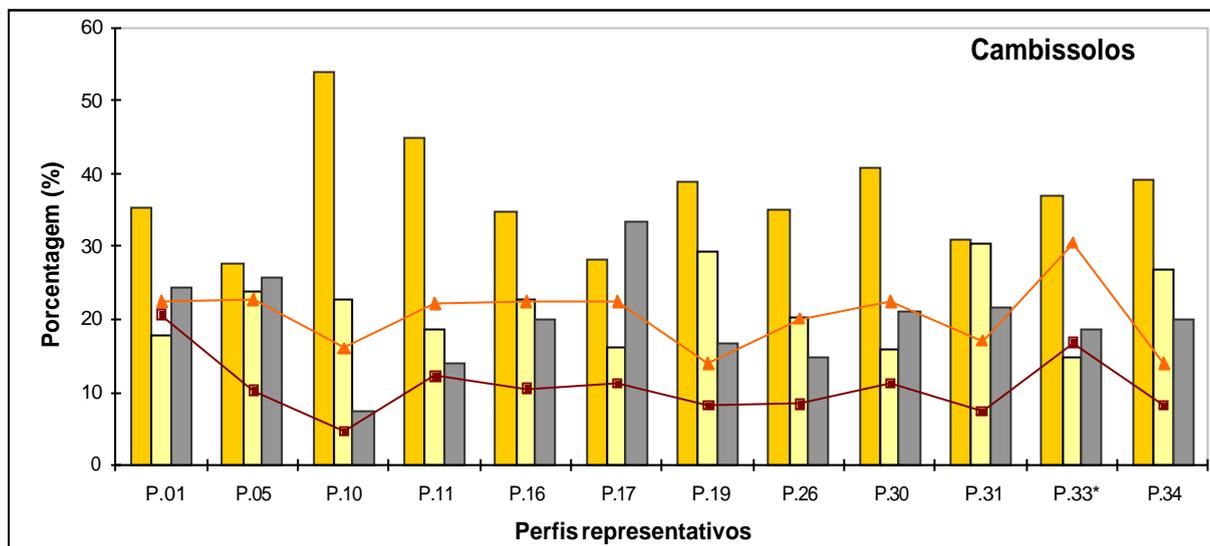


Fig 24. Granulometria e teor de Carbono obtidos no horizonte superficial dos perfis representativos da classe de Cambissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

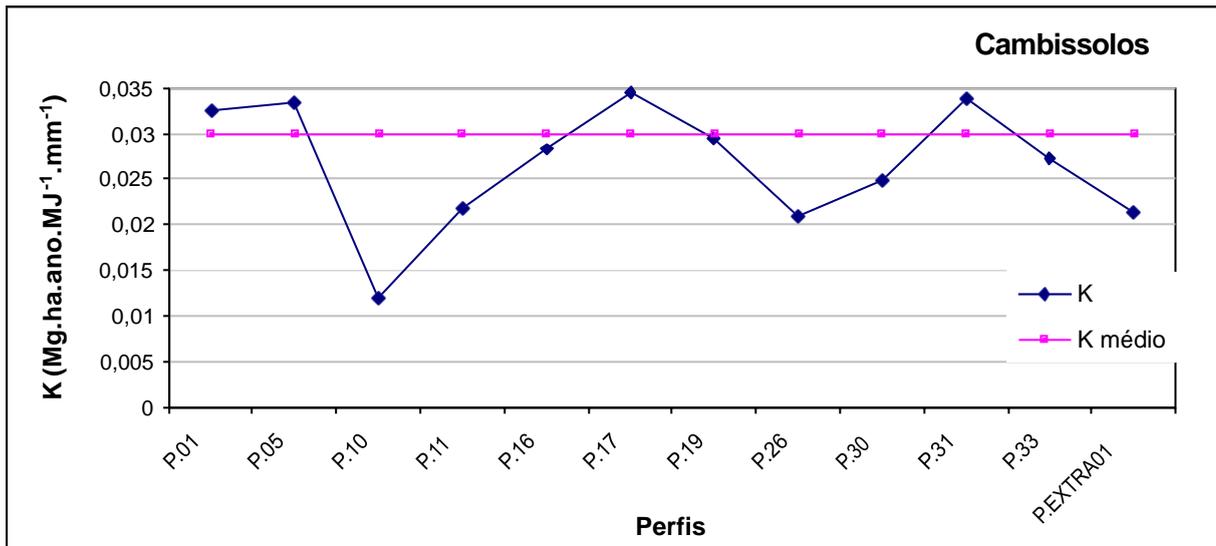


Fig 25. Erodibilidade média e dos perfis representativos da classe de Cambissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

- A classe dos Neossolos Litólicos apresenta também, de acordo com os resultados demonstrados na figura 26, texturas superficiais com maiores proporções de areia grossa e areia fina relativamente aos teores de argila, acarretando numa erodibilidade média igual a 0,034458 Mg.ha.ano.MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup> (figura 27). Outro aspecto importante, não considerado no método utilizado, mas que confere maior susceptibilidade ao processo erosivo desta classe de solo é a pouca profundidade característica caracterizando uma menor tolerância as perdas de solo. O valor obtido é menor do que o obtido por Nogueira (2000) entre 0,0442 e 0,0551 Mg.ha.ano.MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>.

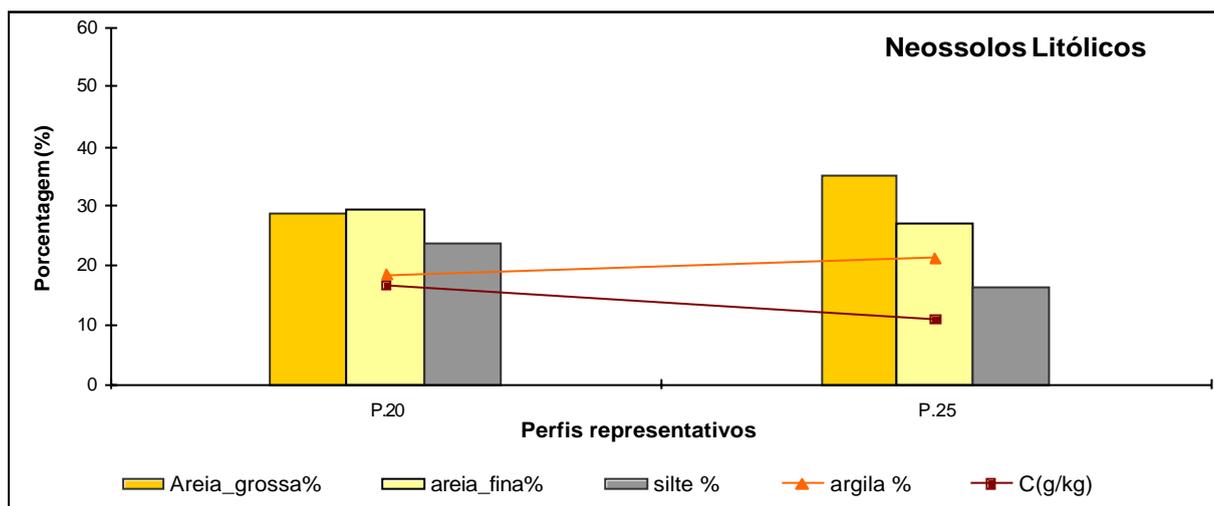


Fig. 26. Granulometria e teor de Carbono obtidos no horizonte superficial dos perfis representativos da classe dos Neossolos Litólicos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

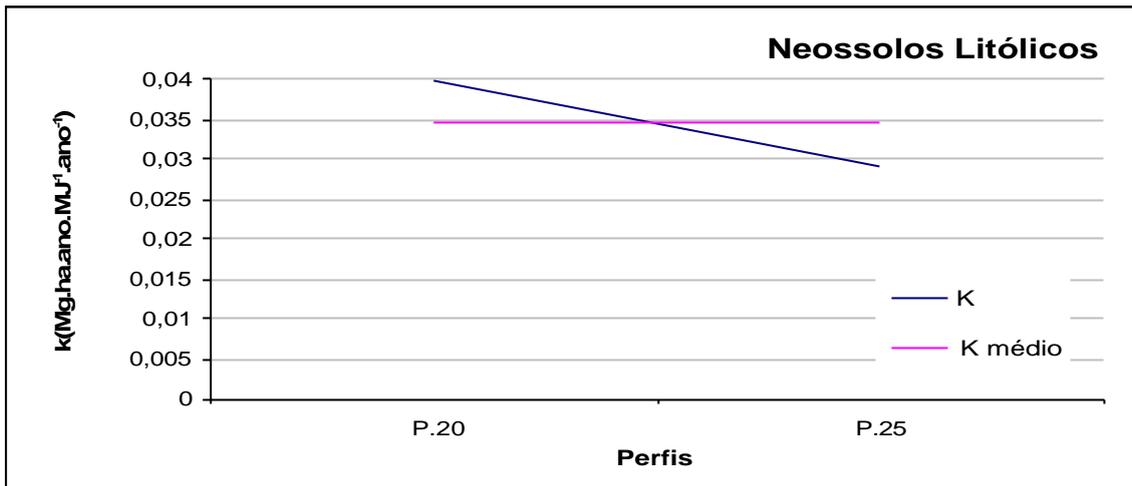


Fig. 27. Erodibilidade média e dos perfis representativos da classe dos Neossolos Litólicos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

- Já a classe dos Argissolos Vermelho-Amarelos (figura 28), embora de texturas superficiais mais argilosas, apresentam como aspecto suscetível ao processo erosivo, a presença de gradiente textural, o que implicou na determinação de valores intermediários para a variável permeabilidade dos solos (p), de acordo com a classificação de Wischmeier et al. (1971), no método proposto por Denardin (1990). A erodibilidade média para esta classe foi de  $0,027 \text{ Mg.ha.ano.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$  (figura 29), dentro da faixa para esta classe segundo Bertoni e Lombardi Neto (1990), que varia de 0,0229 a  $0,0274 \text{ Mg.ha.ano.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$  e próximo para o grupo dos Podzólicos do Estado de São Paulo cujos valores médios do fator erodibilidade é de  $0,0356 \text{ Mg. h. MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$  para o horizonte A.

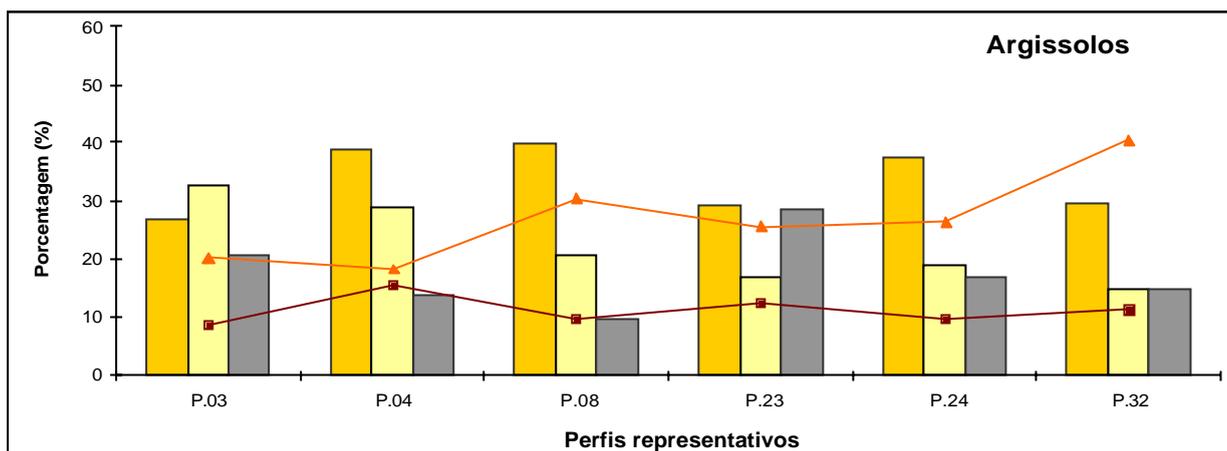
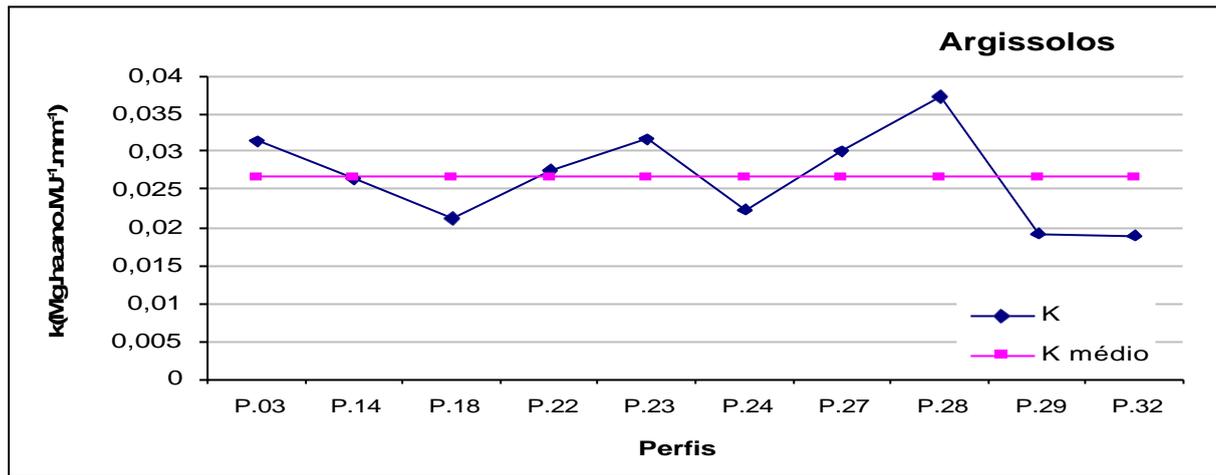


Fig. 28. Granulometria e teor de Carbono obtidos no horizonte superficial dos perfis representativos da classe dos Argissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.



**Fig 29.** Erodibilidade média e valores de K obtidos dos perfis representativos da classe dos Argissolos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

O fator K por classe de solo, obtido por meio dos perfis representativos de cada classe de solo, foram ponderados determinando o fator K das unidades de mapeamento como demonstrados na figuras 30, 31 e 32.

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DA ERODIBILIDADE DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO IDENTIFICADAS NAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

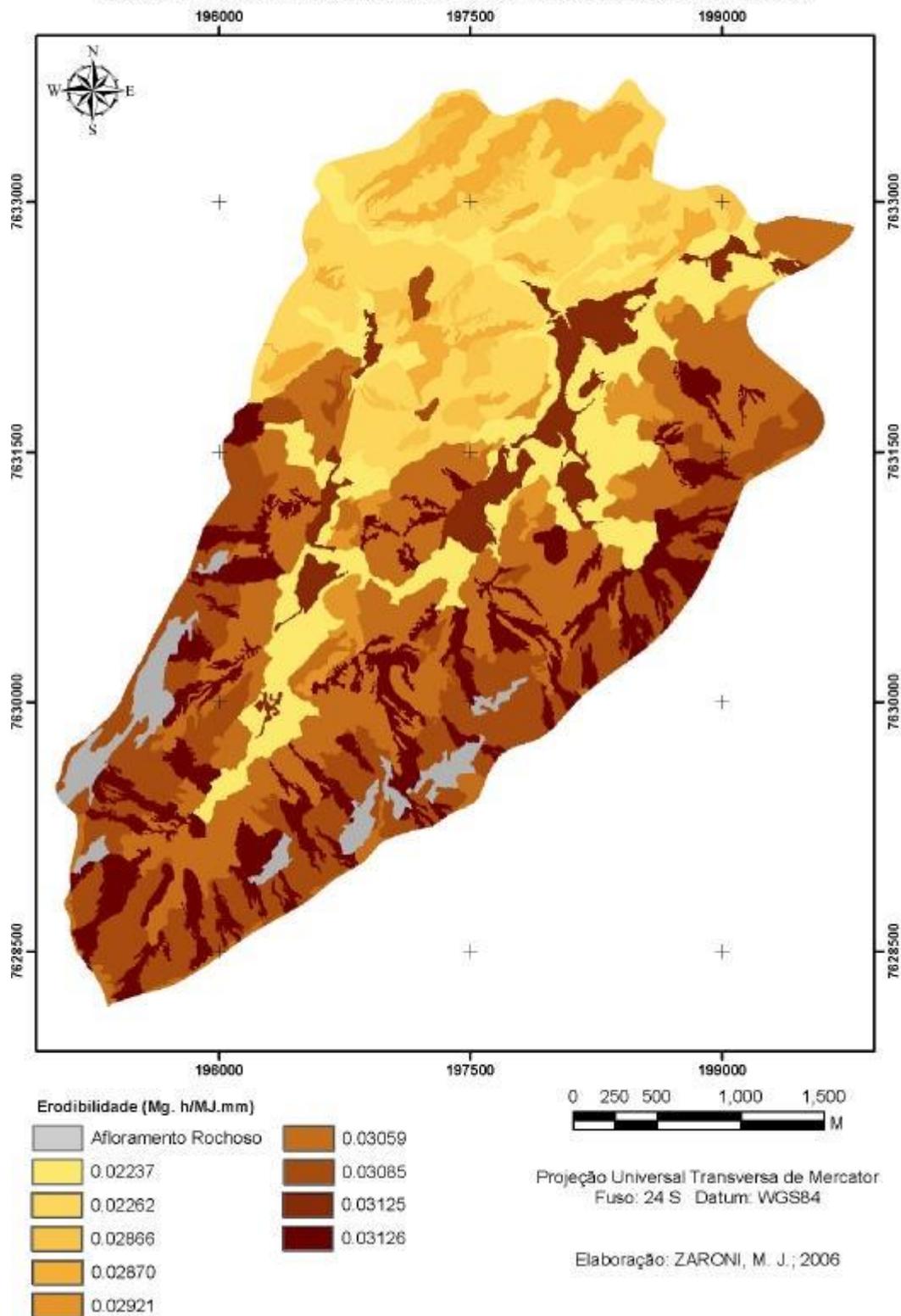


Fig. 30. Mapa de Erodibilidade dos solos ( $\text{Mg. H. MJ}^{-1}. \text{mm}^{-1}$ ) – Bacias de Santa Maria e Cambiocó.

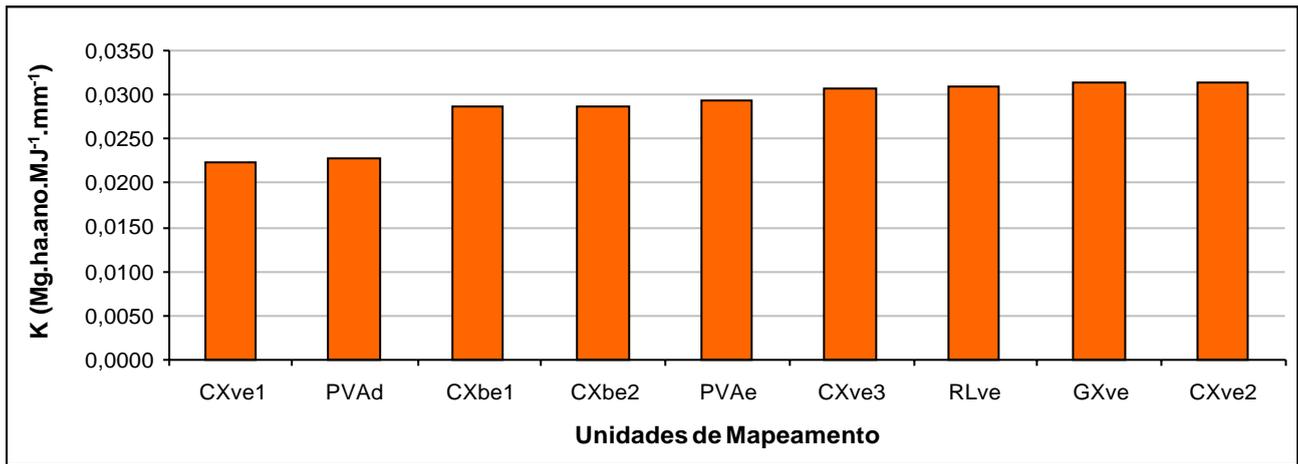


Fig. 31. Erodibilidade das Unidades de Mapeamento identificadas nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

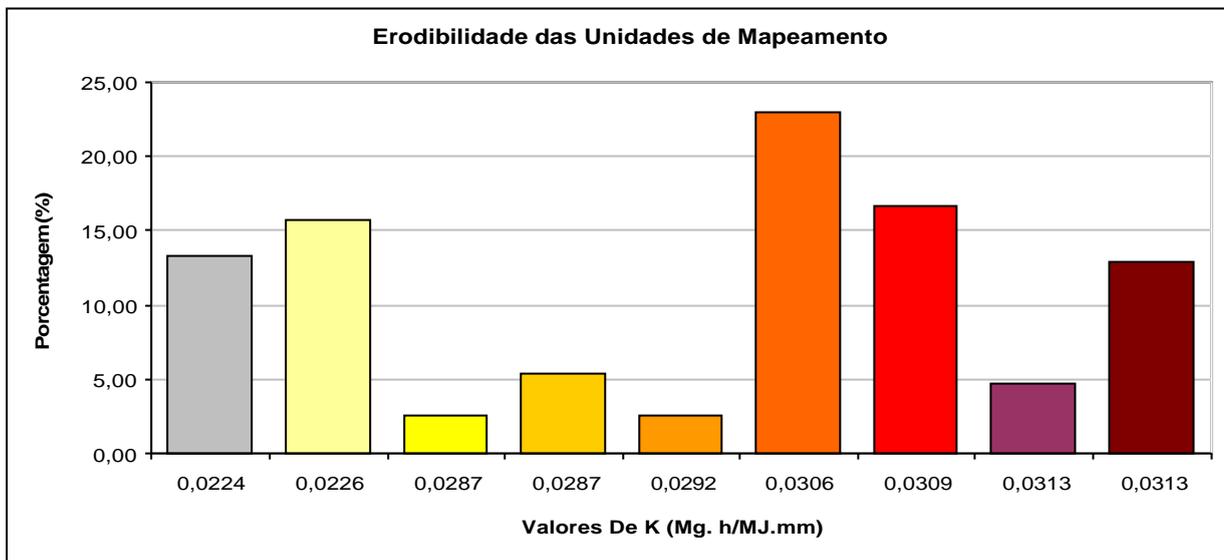
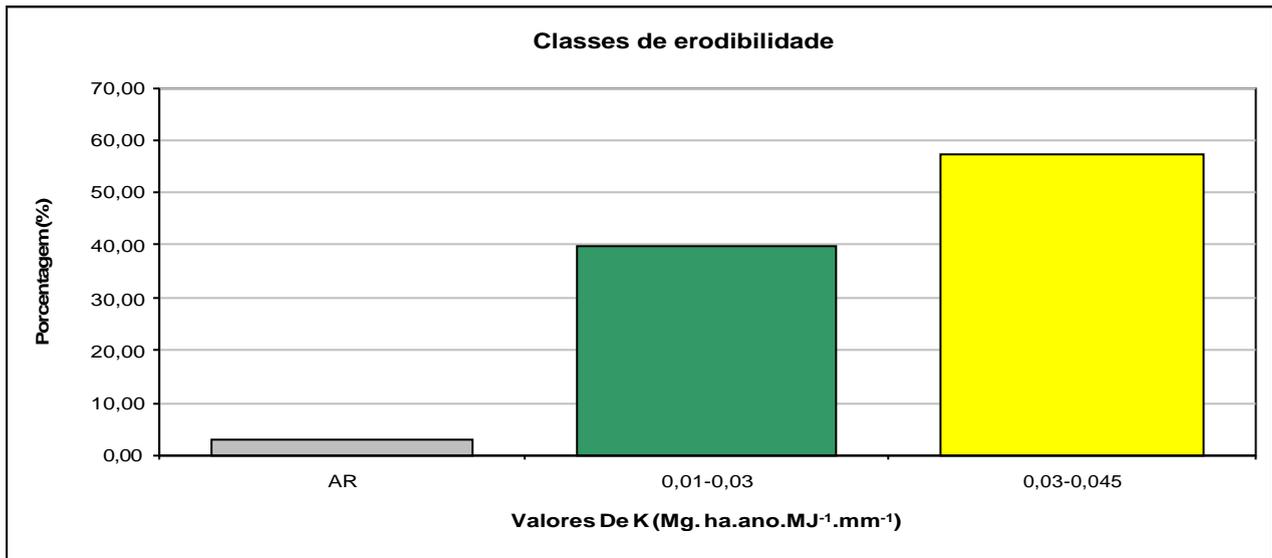


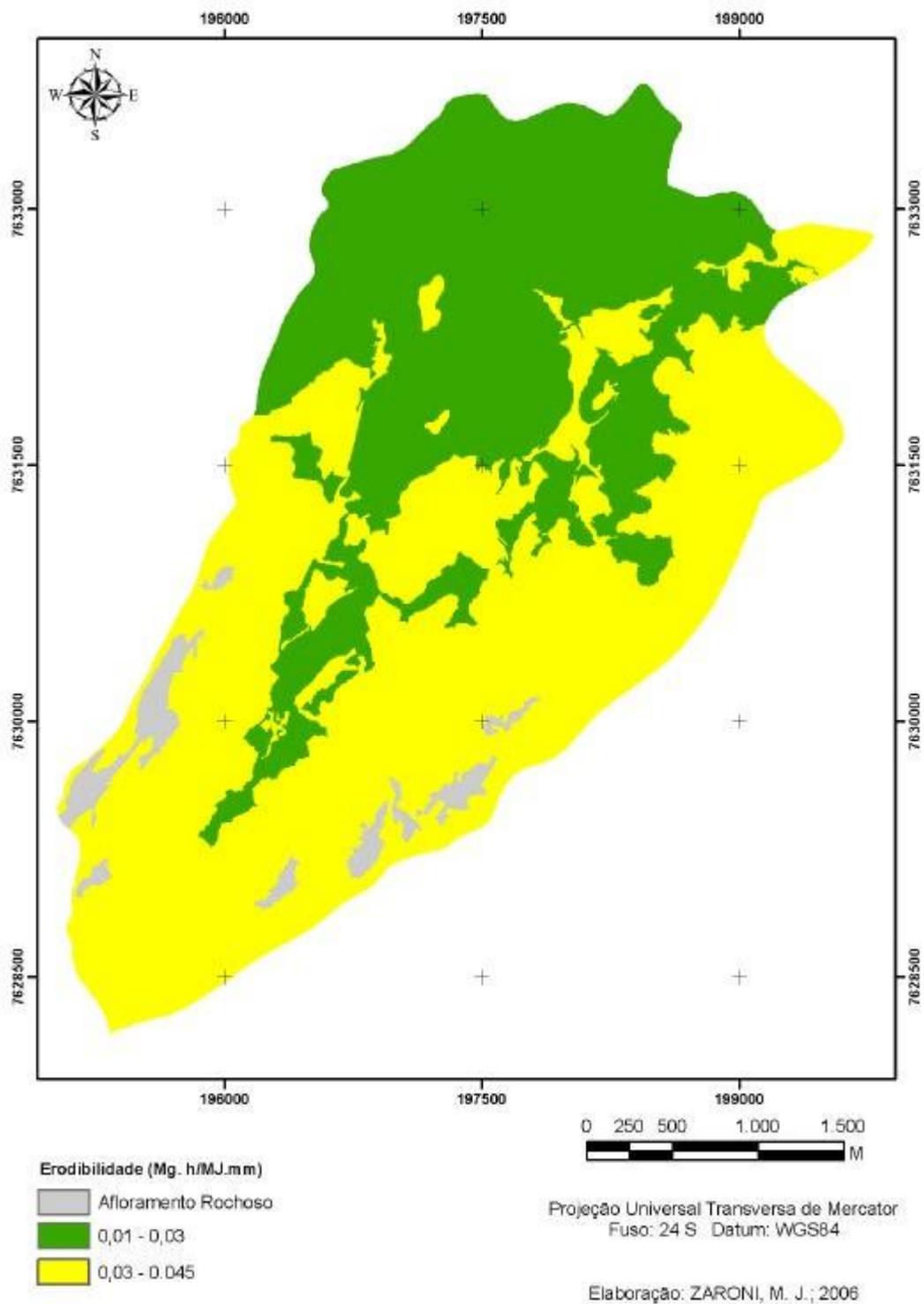
Fig. 32. Porcentagem dos valores estimados de Erodibilidade por Unidades de Mapeamento identificadas nas bacias de Santa Maria e Cambiocó.

Os valores estimados de K por unidade de mapeamento foram reclassificados em classes de erodibilidade, segundo proposição de Foster (1981), nas classes: baixa para valores de K entre 0,01 e 0,03 Mg. h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup> e média entre 0,03 e 0,045 Mg.h. MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup> como demonstrado nas figuras 33 e 34. Considerando a predominância das classes de solos, (dos Cambissolos seguidos dos Nitossolos Líticos e Argissolos) e com base na proposição de Forster et al. (1981) pode-se concluir que os solos das duas bacias apresentam uma susceptibilidade média ao processo erosivo de 0,030 Mg.ha.ano.MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>.



**Fig. 33.** Classes de erodibilidade das unidades de mapeamento identificadas nas bacias de Santa Maria e Cambiocó. Segundo proposição de Foster (1981).

### MAPA DE CLASSES DE ERODIBILIDADE DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006



**Fig 34.** Classes de Erodibilidade ( $\text{Mg.ha.ano.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ ) nas bacias de Santa Maria e de Cambiocó, São José de Ubá, RJ. Segundo proposição de Foster (1981).

### VI. 1.3. Fator Topográfico – LS

Comparando os métodos utilizados (figura 35) identificam-se claramente as diferenças nos resultados obtidos. Primeiramente isto pode ser explicado pela diferença de softwares utilizados: IDRISI e ArcGIS. Outra justificativa estaria associada à diferença dos algoritmos utilizados nos softwares para o cálculo de LS: no ArcGIS e IDRISI foi utilizada a equação 24, de Bertoni e Lombardi Neto (1985), enquanto que na USLE-2D, foi o algoritmo para declives irregulares (equação 23).

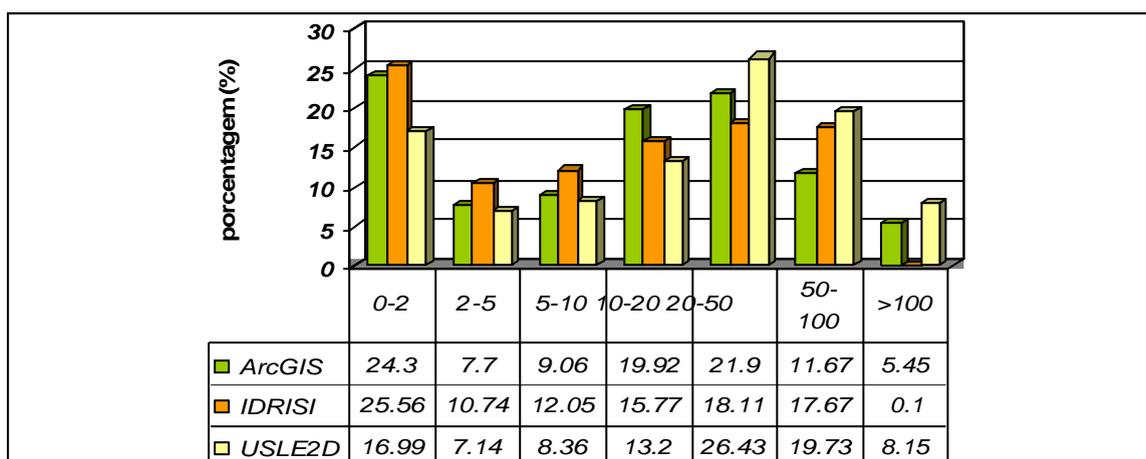


Fig. 35. Valores de LS obtidos nos três métodos utilizado s: ArcGIS, IDRISI, USLE-2D.

A USLE-2D mostrou ser um método prático e rápido na geração do LS. A diferença nos resultados obtidos quando comparados aos do IDRISI e ArcGIS pode ser explicada pela própria diferença de algoritmo utilizado pelo software para o cálculo de LS.

O algoritmo utilizado neste método para declividades irregulares demonstra o desenvolvimento do conhecimento das variáveis determinantes do processo erosivo. Seu potencial para contempla r outros fatores implícitos no procedimento do cálculo do fator LS como, por exemplo, o acúmulo de água e formação de enxurrada, conforme a localização na vertente não foi objeto deste estudo.

Já com relação aos softwares IDRISI e ArcGIS, os quais utilizaram o mesmo algoritmo, a diferença nos resultados obtidos (figura 36) pode ter sido acarretada porque foram empregados dois softwares diferentes. Cada software possui algoritmos próprios, embutidos para os cálculos de aspecto e de declividade o que pode ter implicado em diferenças na definição das rampas (figura 37). Desta forma, embora o algoritmo seja o mesmo, na aplicação da fórmula para o cálculo do comprimento de rampa obtiveram-se resultados diferentes uma vez, elas tenham sido definidas de forma diferentes.

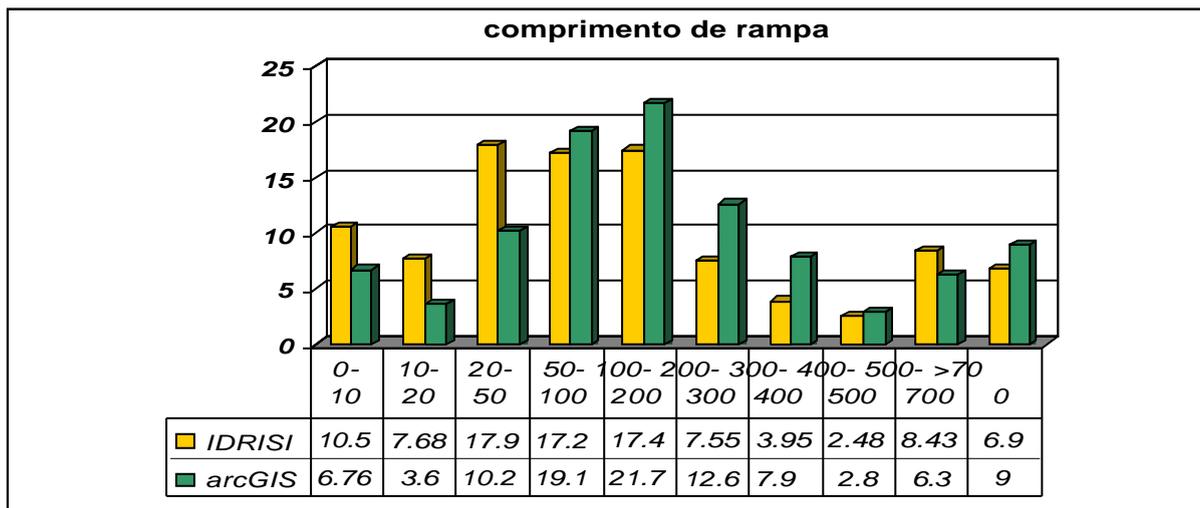


Fig. 36. Comprimento de rampa obtido pelos softwares IDRISI e ArcGIS

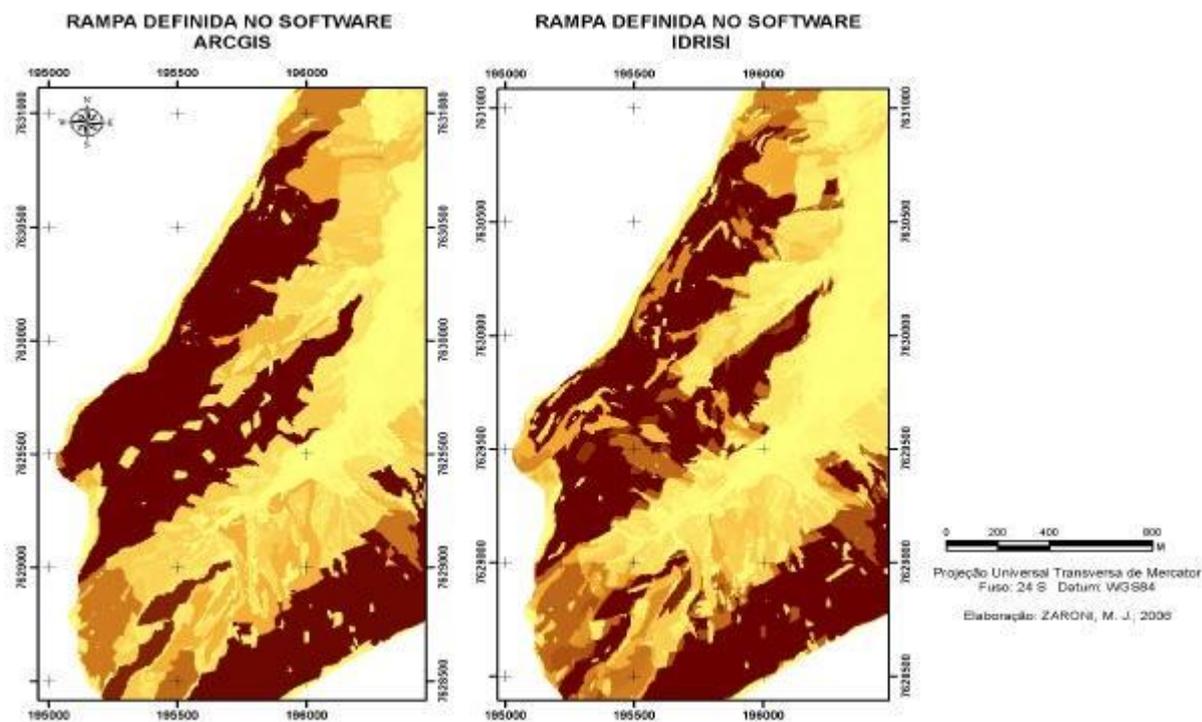


Fig. 37 Variação na definição de rampa nos softwares IDRISI e ArcGIS

Todavia, para uma melhor conclusão seria necessário uma análise mais detalhada dos próprios softwares, assim como efetuar outras medições: nas cartas topográficas ou no campo, para validar os resultados e os métodos utilizados.

Na análise dos resultados de LS obtidos para as bacias estudadas (figura 38) verifica-se a predominância das classes de LS de valores menores do que 20, associados aos softwares ArcGIS e

IDRISI e das classes de LS 20-50 na USLE-2D. Aqui, essa diferença pode ser explicada pelos algoritmos utilizados, enquanto o IDRISI e o ArcGIS utilizaram a equação 24 (Bertoni e Moldenhauer, 1980), a USLE 2D utilizou a equação 23 de Foster e Wischmeier (1974).

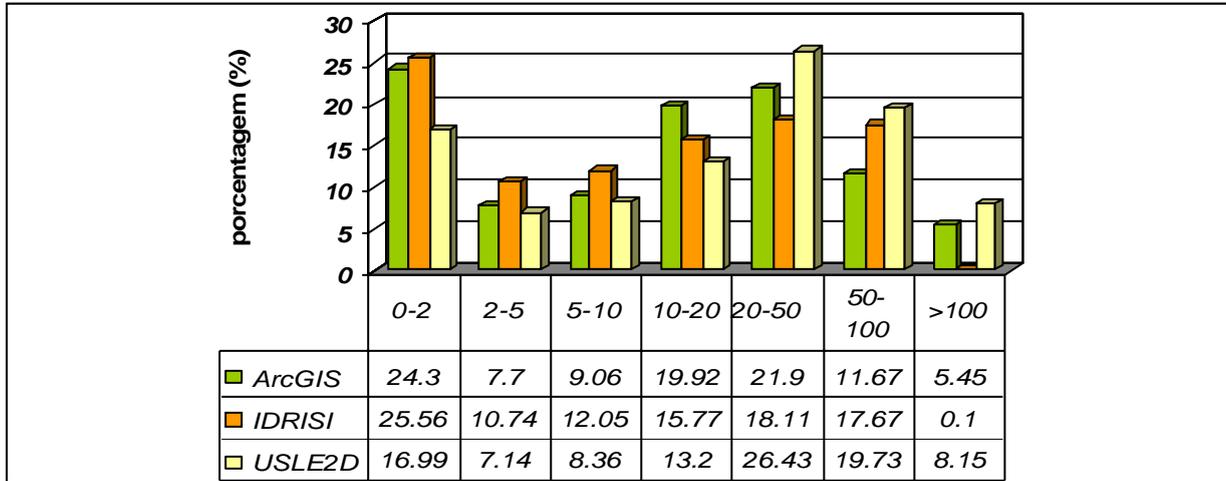


Fig. 38. Percentual de classes de LS obtidos nos três métodos utilizados.

Verifica-se, no entanto, que de uma maneira geral (figura 39) os três softwares indicam o predomínio das classes de LS muito baixa, com valores menores do que 20 e com valores de LS entre 20-50 nas bacias estudadas. Estes resultados (figura 40) podem ser melhores compreendidos pelos percentuais de comprimento de rampa e de declividade obtidos nas bacias estudadas. A classe 0-20 está associada às áreas com rampas longas de declives mais suaves ou rampas menores, mas de maiores declives no primeiro caso. Com relação a classe de LS entre 20-50, estas resultam de áreas de maior declividade (forte ondulado a montanhoso) associadas a comprimentos médios ou de declividades médias (relevo ondulado) em rampas de maior comprimento.

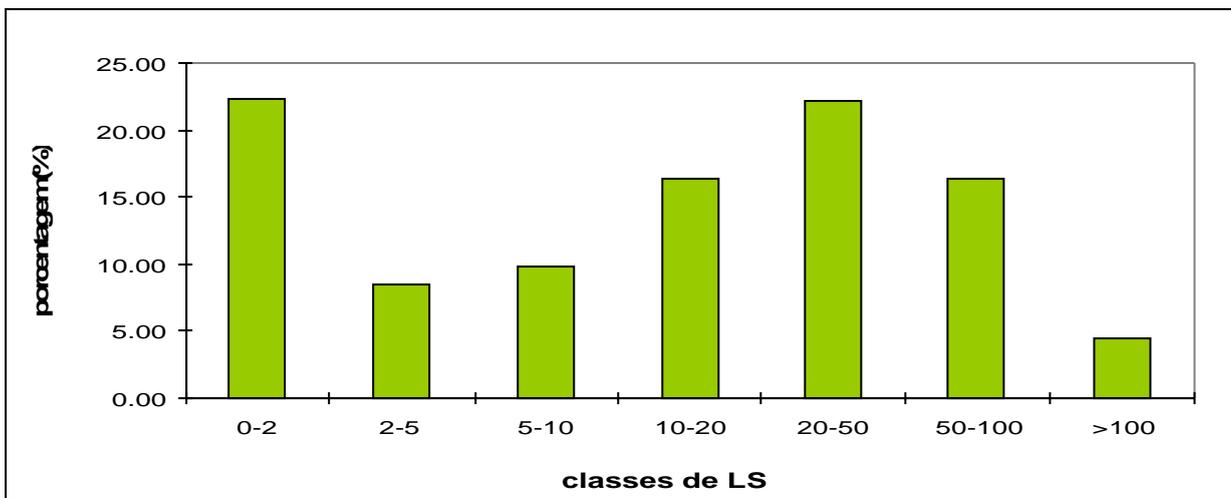


Fig. 39. Valor médio das classes de LS - percentual de ocorrência.

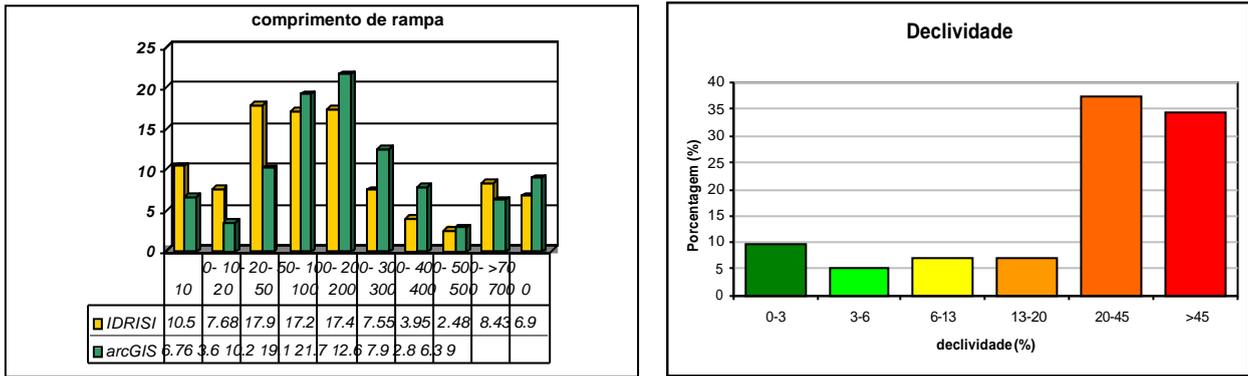


Fig. 40. Composição do fator LS – variação do comprimento de rampa e da declividade nas bacias.

Foram gerados três planos de informação de LS (figuras 41, 42 e 43) de acordo com cada método e software descritos gerando três resultados do PNE e de Perdas de solo (A).

MAPA DE FATOR TOPOGRÁFICO GERADO NO SOFTWARE ARCGIS DAS BACIAS  
HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

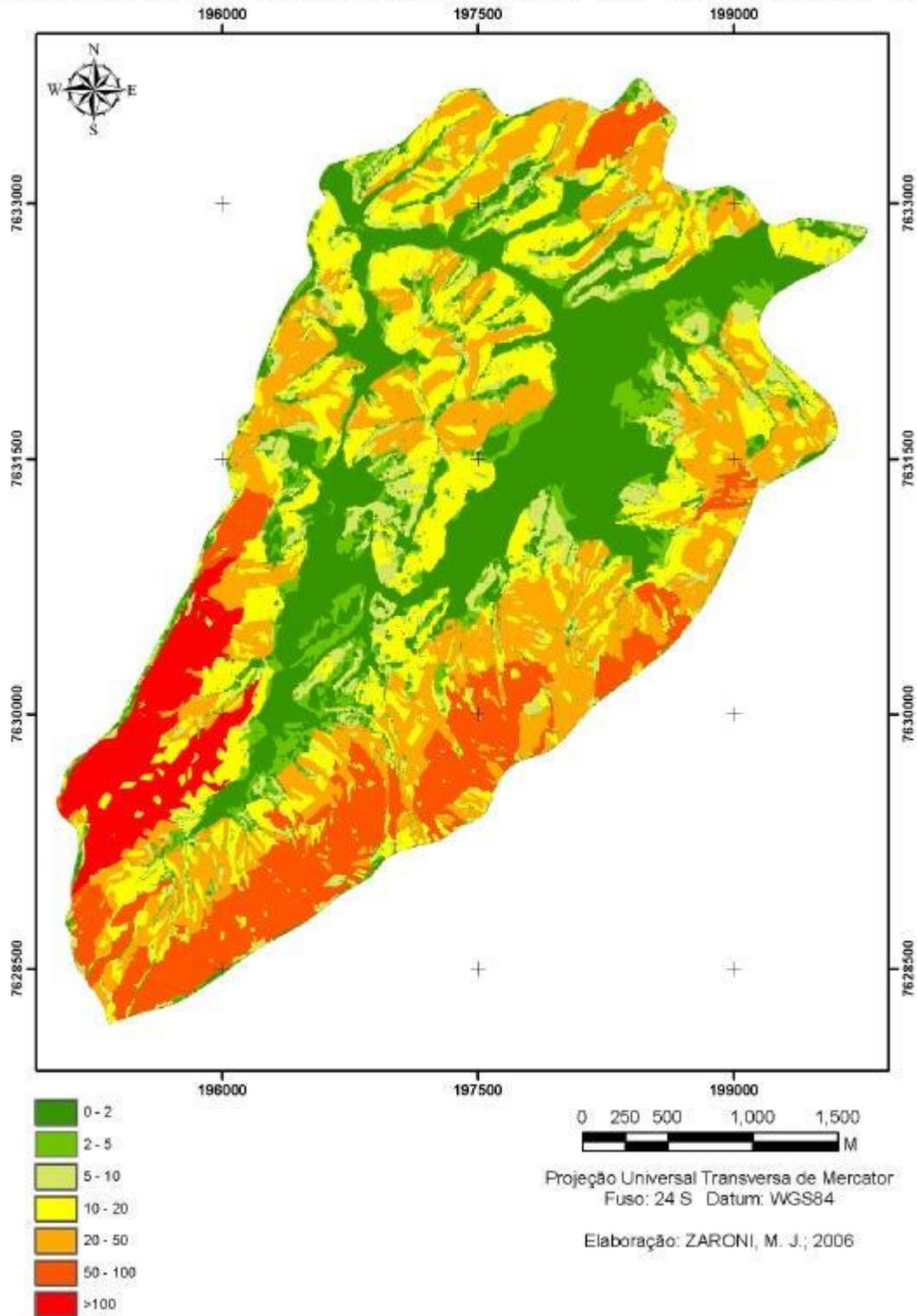


Fig. 41. Fator LS – ArcGis.

MAPA DE FATOR TOPOGRÁFICO GERADO NO SOFTWARE IDRISI DAS BACIAS  
HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

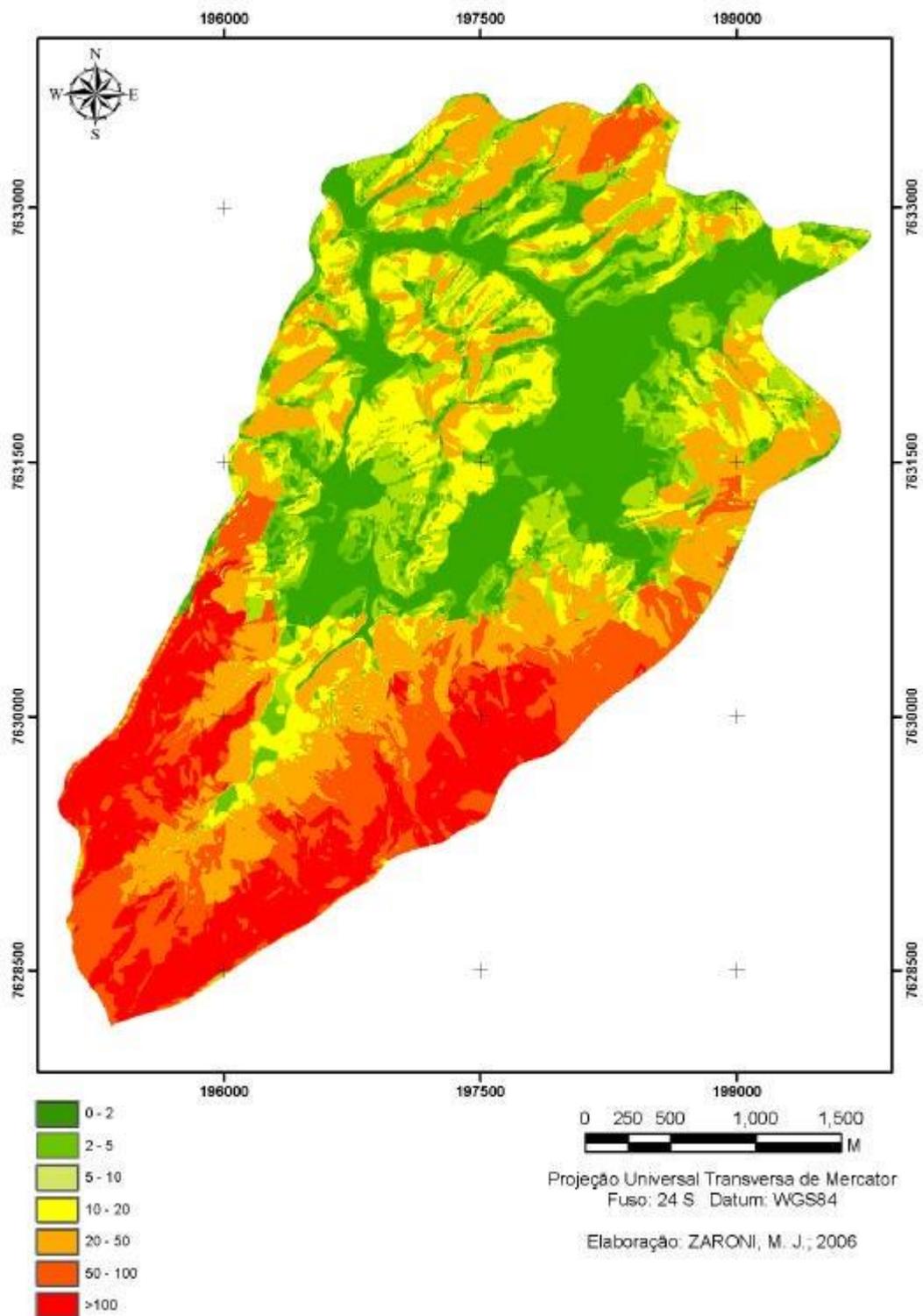


Fig. 42. Fator LS – IDRISI.

MAPA DE FATOR TOPOGRÁFICO GERADO NO SOFTWARE USLE 2D DAS BACIAS  
HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

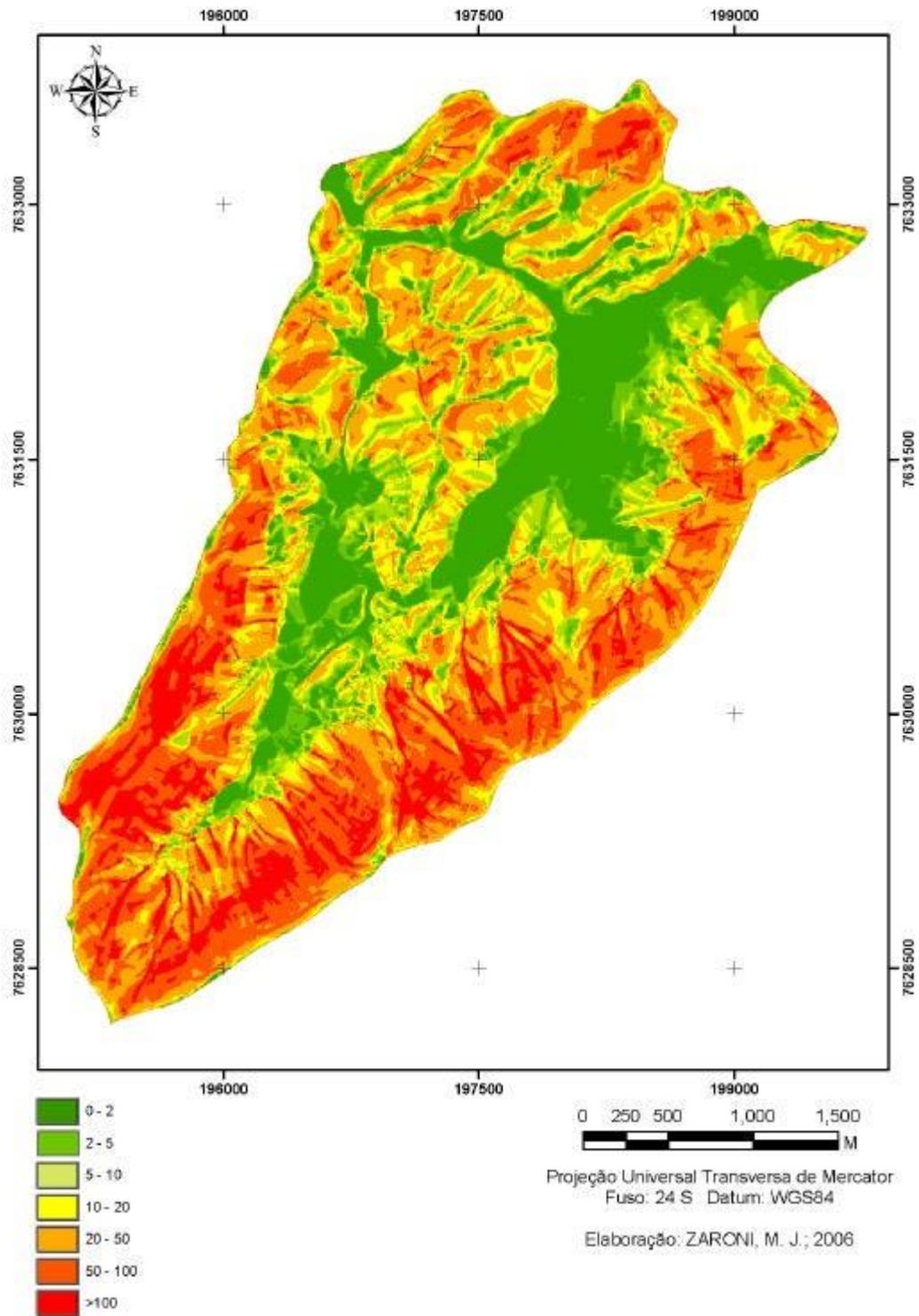


Fig. 43. Fator LS – USLE 2D.

#### VI. 1. 4. Uso e cobertura do solo e práticas conservacionistas - Fator CP.

Devido aos percentuais de ocupação nas duas bacias (figura 44) pode-se concluir que a mesma sofre um forte impacto antrópico. Estes impactos estão associados não só ao pequeno percentual de mata, mas principalmente, ao predomínio de uso das terras com pastagem de baixa produtividade, indicando um manejo sem adoção de tecnologias adaptadas à região.

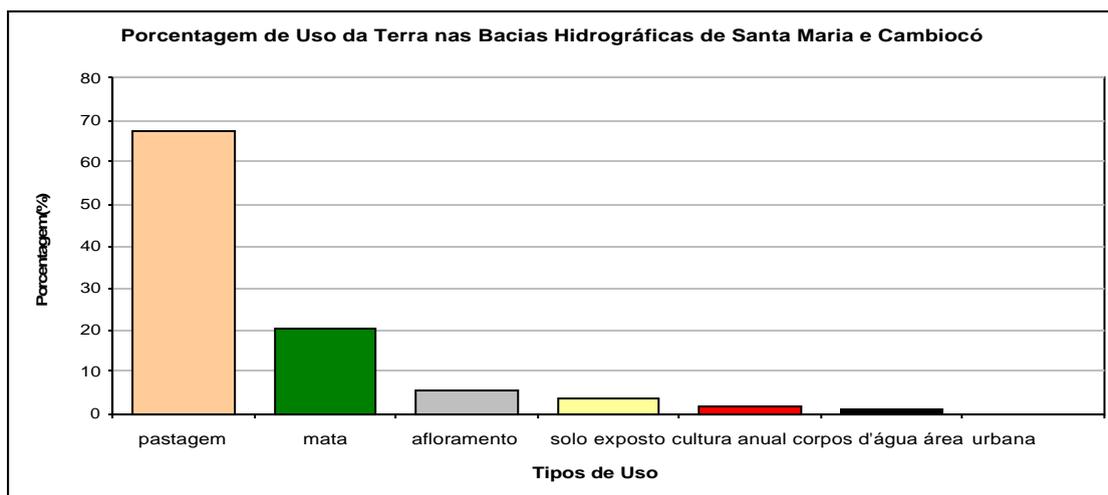


Fig. 44. Porcentagem - Uso e cobertura dos solos nas duas bacias..

O mapa do fator CP, terceiro parâmetro componente da USLE neste estudo foi gerado a partir da reclassificação do mapeamento de uso e cobertura das duas bacias (figura 45) em valores de C de acordo com resultados de pesquisa conforme a tabela 1 estando associado ao fator P: práticas conservacionistas igual a 1 (um), ou seja, sem adoção de práticas conservacionistas numa primeira análise.

Considerando a intervenção da Embrapa que tem buscado introduzir o plantio em curvas de nível nas áreas de tomate foi gerado um novo mapa (figura 46), agora adotando um valor de P igual a 0,5 nas áreas com tomate, para comparar por meio dos resultados de perdas de solo, o controle do processo erosivo com a adoção desta prática conservacionista.

MAPA DOS FATORES C E P (SEM ADOÇÃO DE PRÁTICAS CONSERVACIONISTAS  
NA CULTURA ANUAL) DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE  
SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

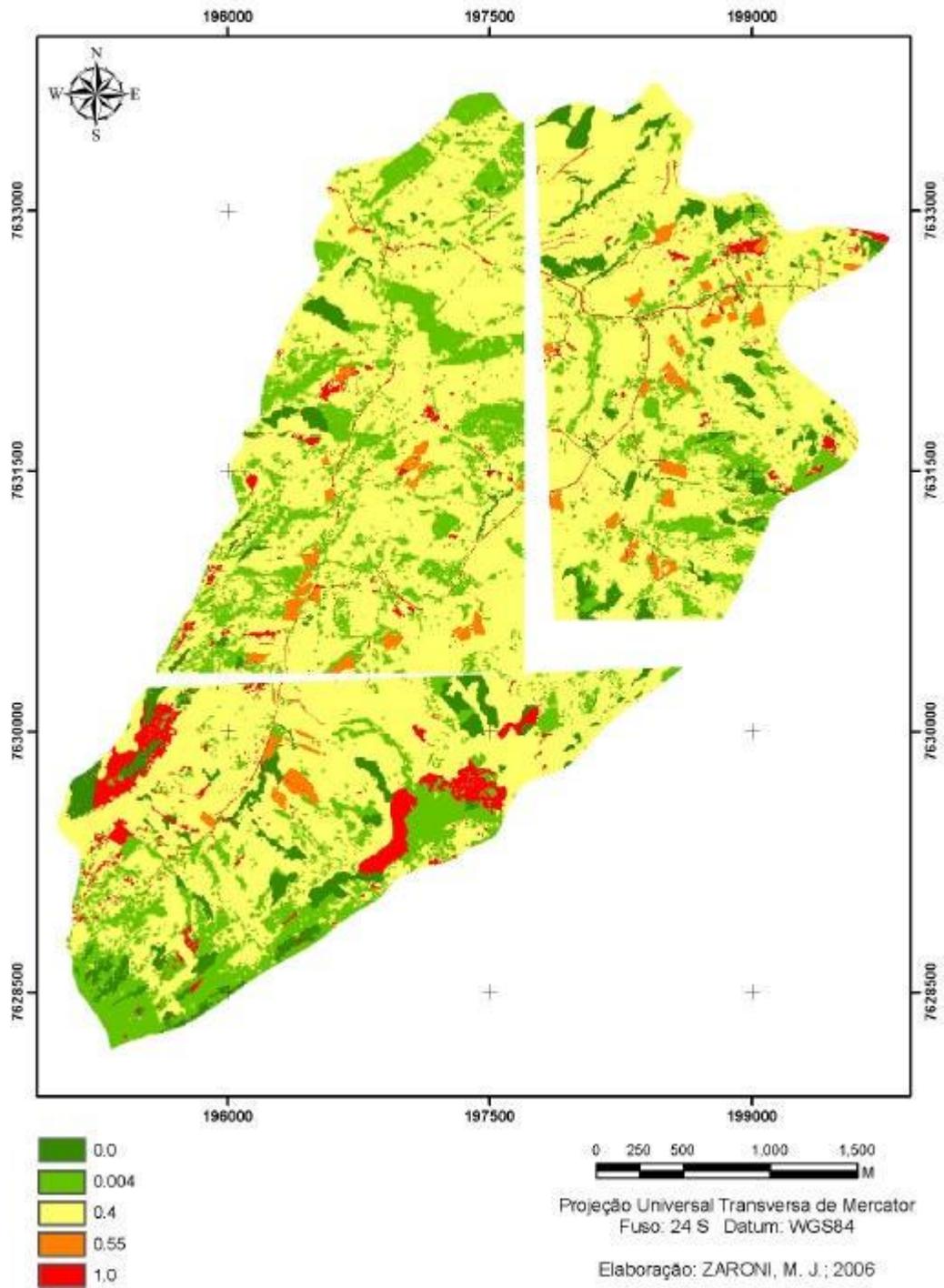


Fig. 45. Fator CP – sem adoção de práticas conservacionistas..

MAPA DOS FATORES C E P (COM ADOÇÃO DE PRÁTICAS CONSERVACIONISTAS NA CULTURA ANUAL) DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

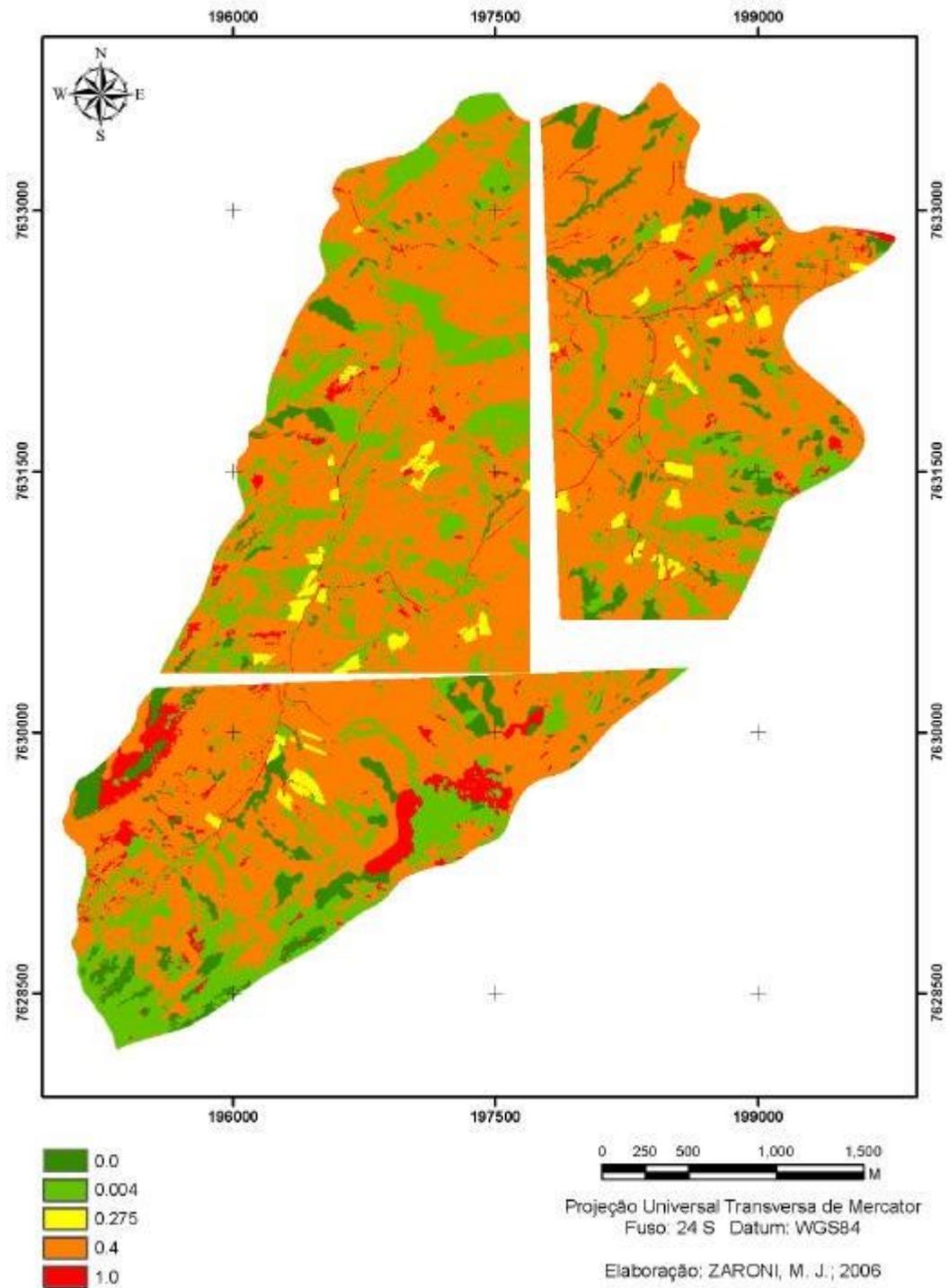


Fig. 46. Fator CP – com adoção de práticas conservacionistas nas áreas com tomate.

## VI. 1. 5. Potencial Natural à erosão – PNE.

O menor Potencial Natural à erosão das bacias estudadas (figura 47) está associado às áreas mais planas de ocorrência das classes de solos: Cambissolos de baixada (mais profundos) e dos Gleissolos. Já o maior potencial natural de erosão pode ser identificado nas encostas onde, mesmo em menores comprimento de rampa, a presença dos solos, Neossolos Litólicos e de relevos mais declivosos elevaram o potencial natural de erosão. Também, podem estar relacionados aos relevos de fortes declividades e rampas extensas e a quase totalidade de classe média de erodibilidade dos solos das classes dos Cambissolos menos profundos e dos Neossolos Litólicos.

Os resultados do PNE de acordo com os LS obtidos nos diferentes métodos são demonstrados nas figuras 48, 49 e 50.

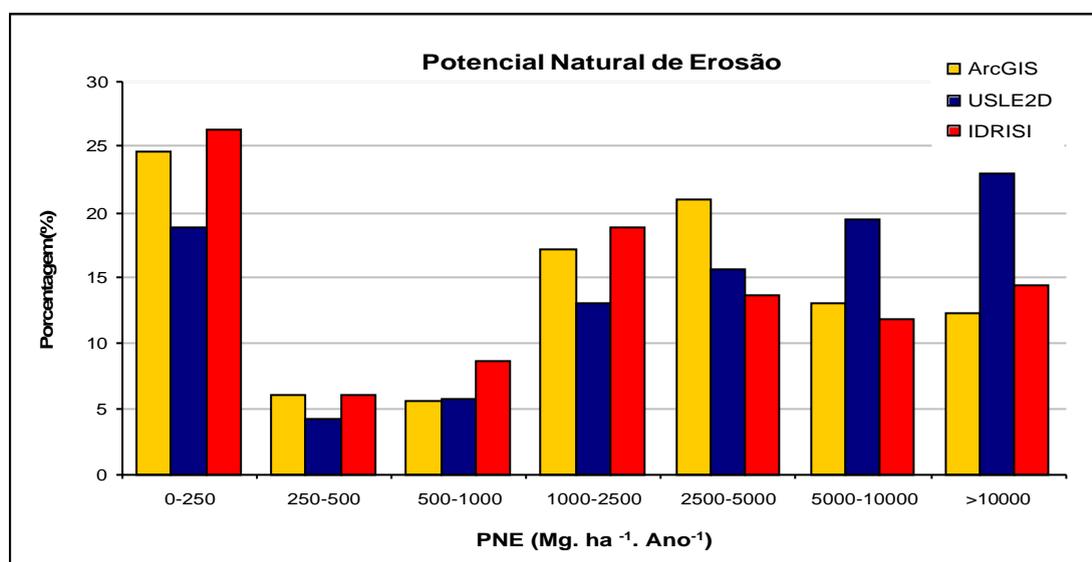


Fig. 47. Potencial Natural de erosão a partir dos LS obtidos com ArcGis, IDRISI e USLE2D.

MAPA DE POTENCIAL NATURAL DE EROÇÃO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE ARCGIS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

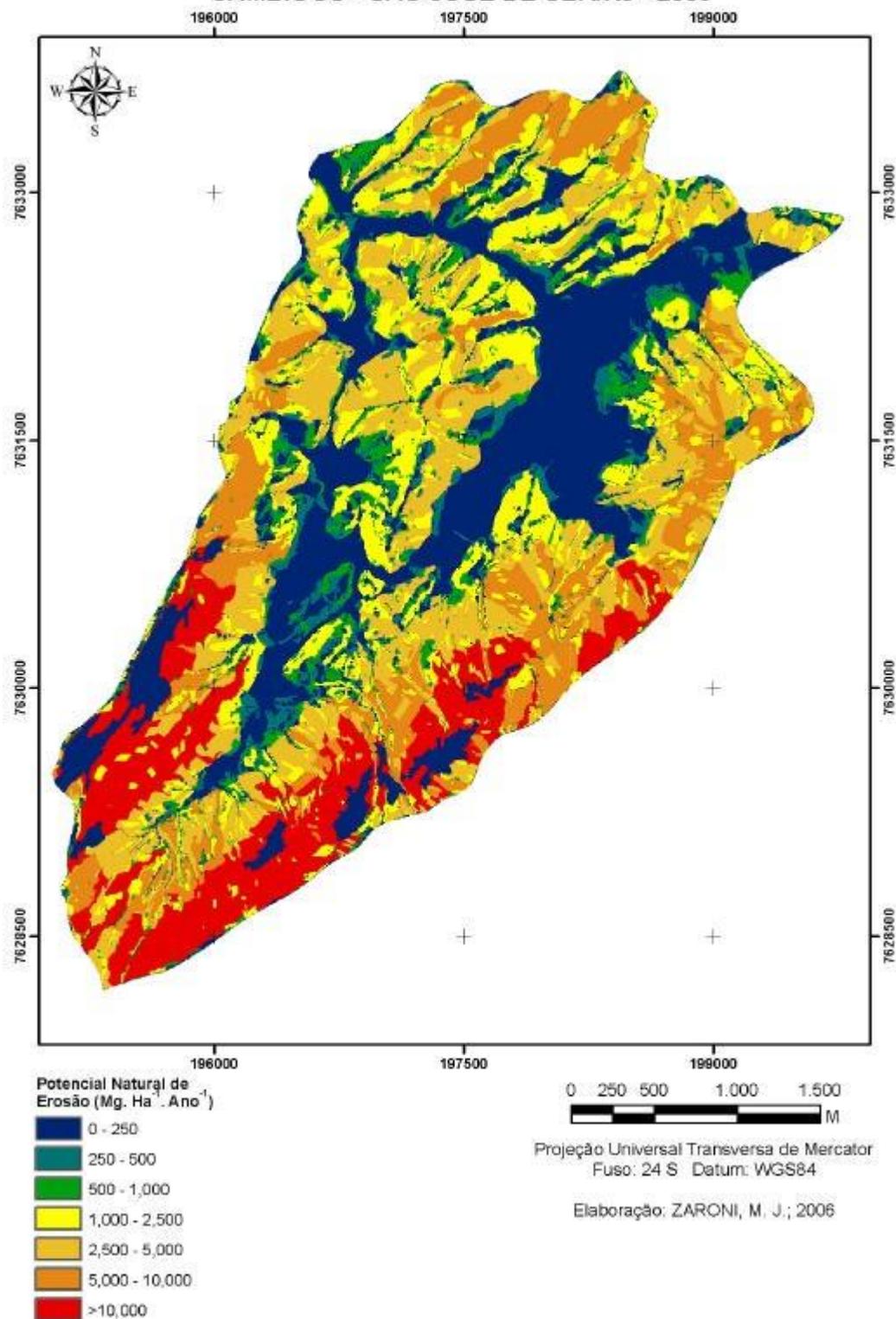


Fig. 48. Potencial Natural de erosão utilizando os resultados de LS com o ArcGIS.

MAPA DE POTENCIAL NATURAL DE EROSIÃO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE IDRISI DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

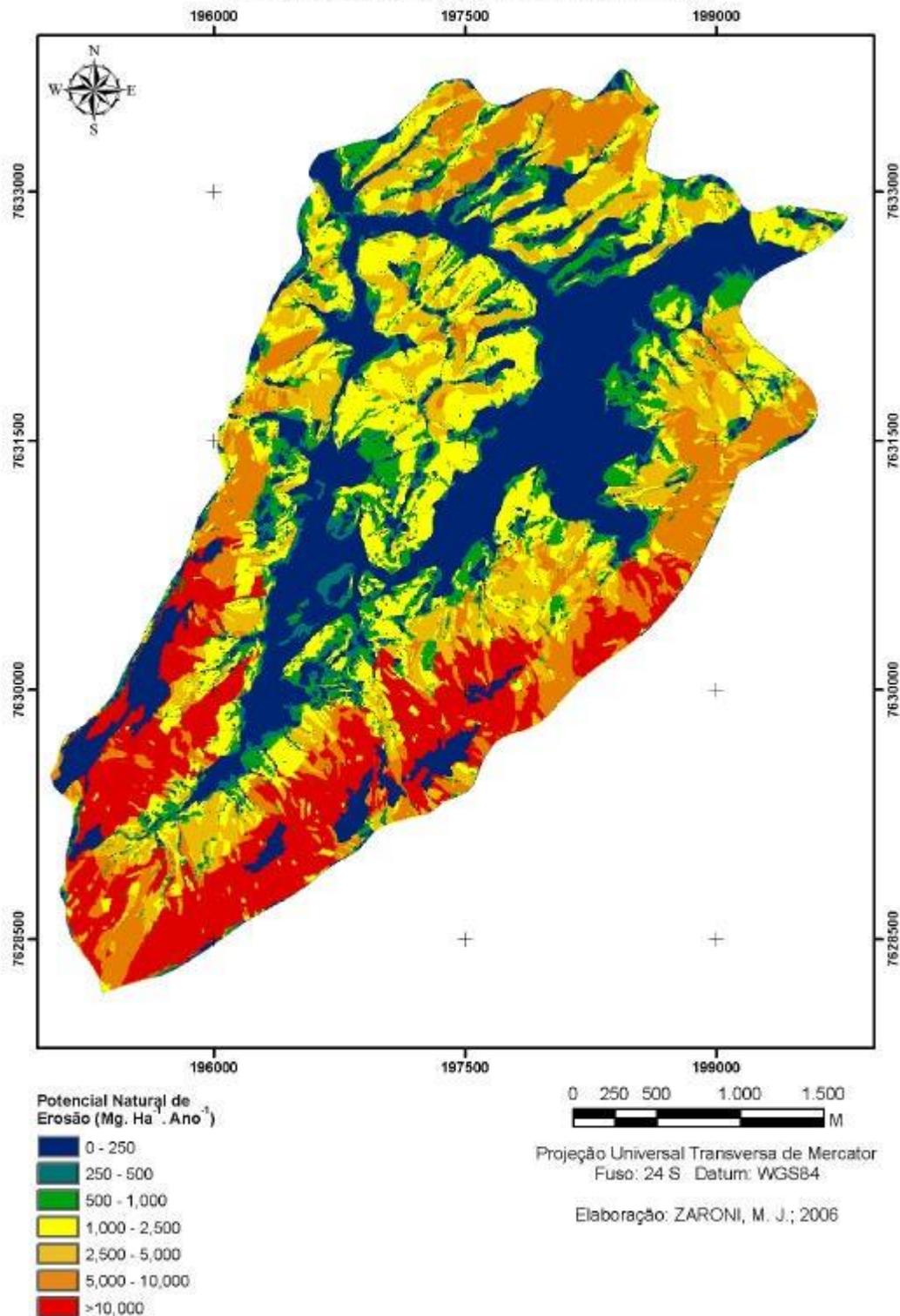
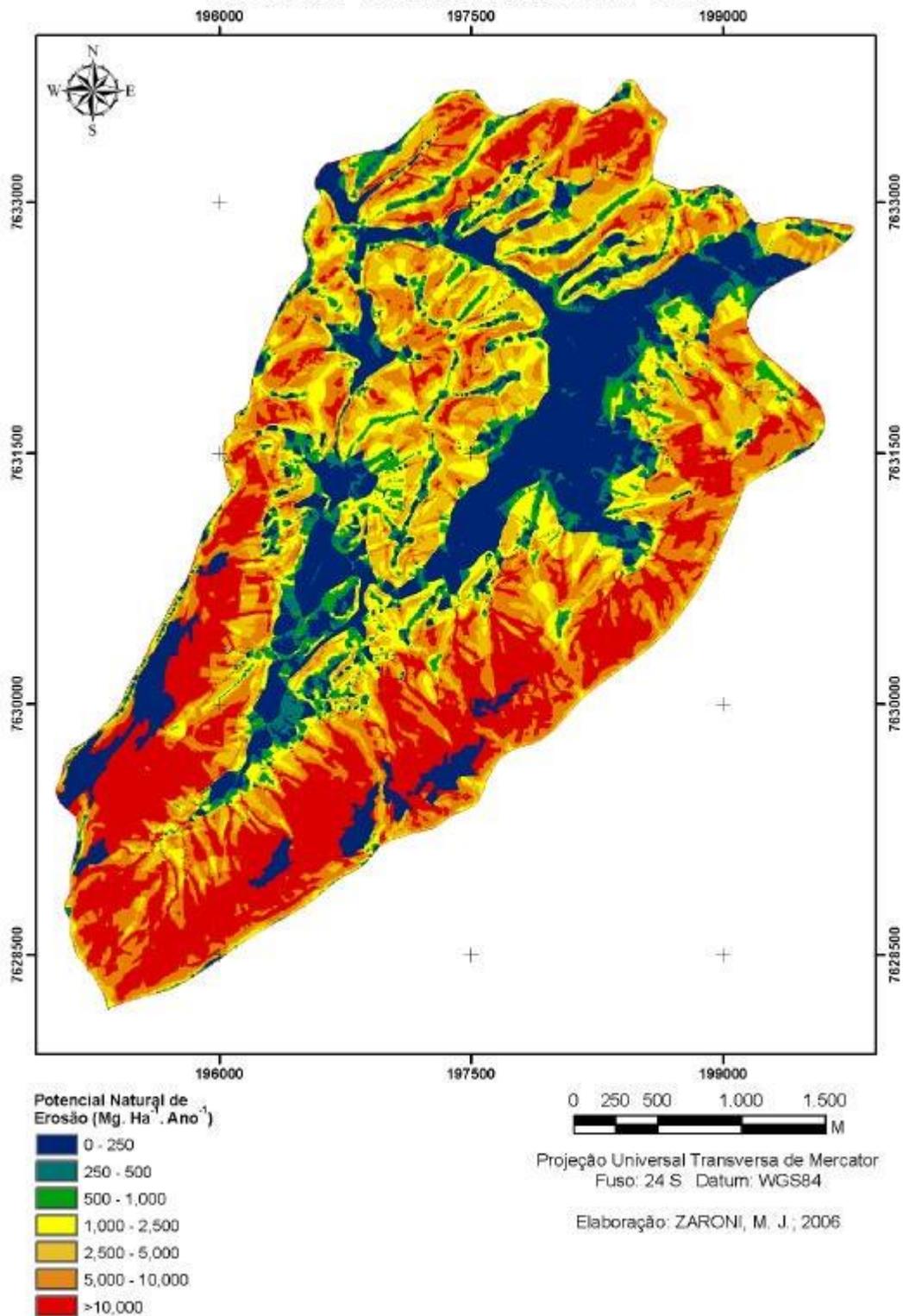


Fig. 49. Potencial Natural de erosão utilizando os resultados de LS com O IDRISI.

**MAPA DE POTENCIAL NATURAL DE EROÇÃO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE  
USLE 2D DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE SANTA MARIA E  
CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006**



**Fig. 50.** Potencial Natural de erosão utilizando os resultados de LS com O USLE-2D.

## VI. 1. 6. Perdas de Solo – A ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ ) das bacias de Santa Maria e de Cambiocó.

Uma vez determinado o Potencial Natural de erosão – PNE foi estimada a perda média anual de solo – A ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ ) associando os resultados obtidos do PNE com o fator CP, de uso, cobertura vegetal e de práticas conservacionistas, adotando o valor de P igual a 1 (um) ou sem adoção de práticas conservacionistas de acordo com a realidade do local de estudo. Assim como o PNE, os resultados de perda de solo foram obtidos nas três metodologias e softwares utilizados para estimar o fator LS.

As figuras 51 e 52 demonstram os resultados da perda média anual de solo obtido na área das duas bacias. Os maiores valores de perdas de solo, embora variando entre si, demonstram que a Bacia de Cambiocó nas três metodologias utilizadas para o cálculo do fator topográfico apresenta maior potencial erosivo como pode ser constatado na figura 53. Estes resultados estão relacionados aos fatores topográficos refletindo as vertentes de maiores comprimentos associados a relevos forte ondulado e montanhoso e a erodibilidade estimada para os solos predominantes: Cambissolos de encostas e os Neossolos Litólicos.

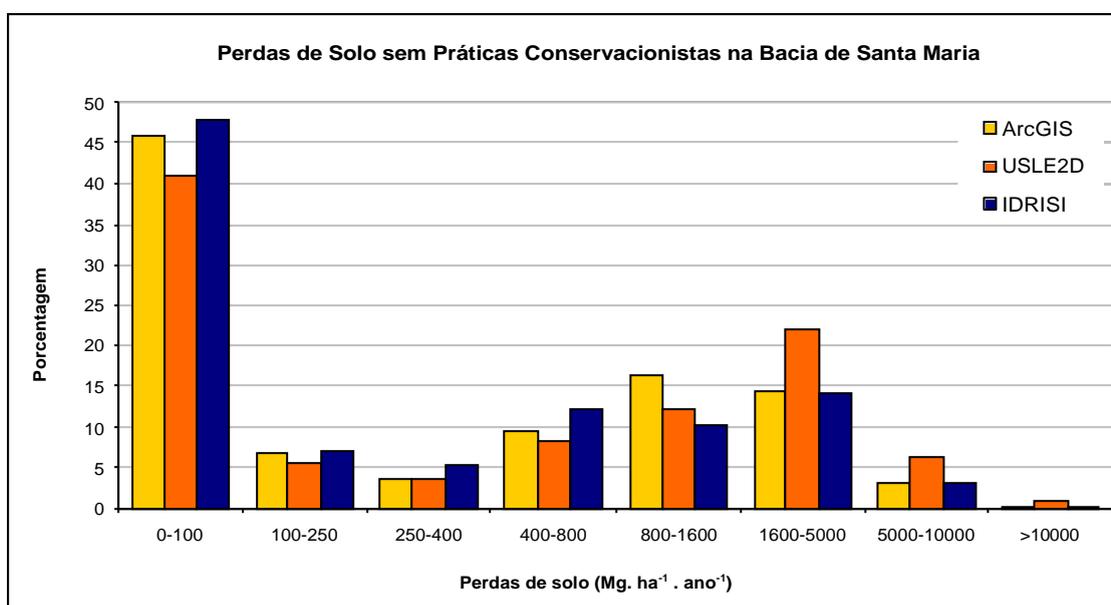


Fig. 51. Perda média anual – A ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ ) da Bacia de Santa Maria – sem práticas conservacionistas.

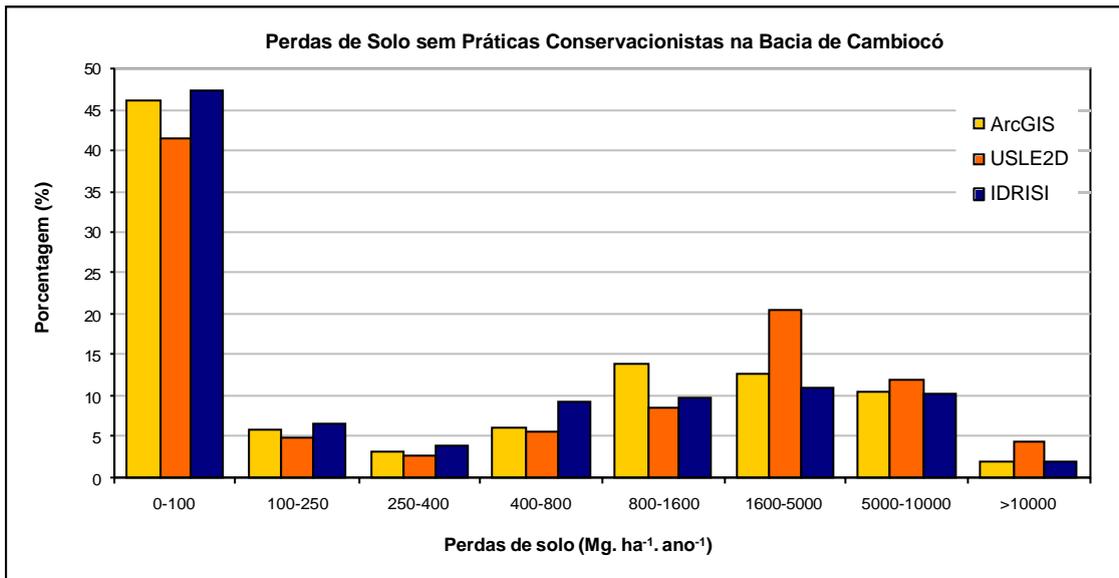


Fig. 52. Perda média anual – A (Mg.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>) da Bacia de Cambiocó – sem práticas conservacionistas.

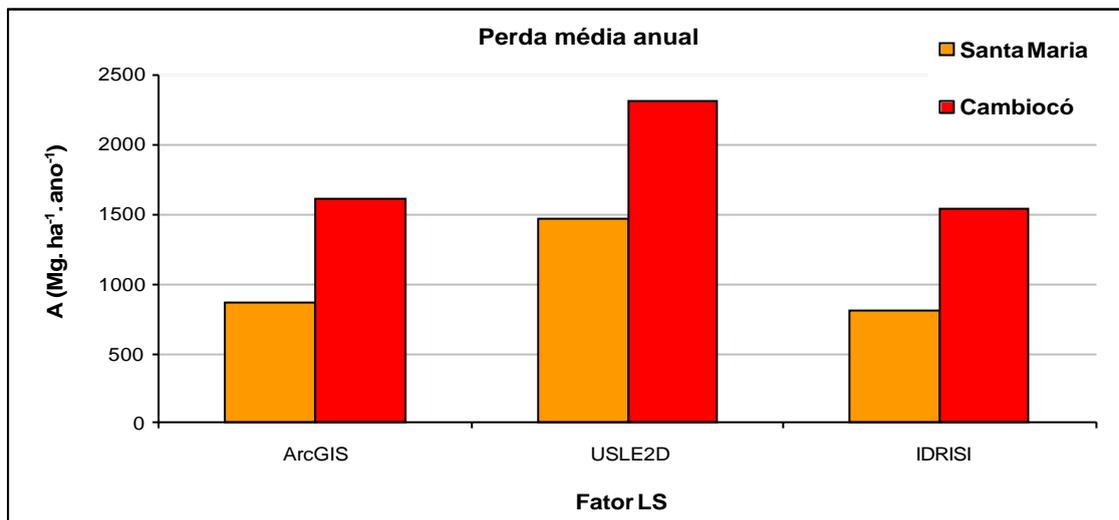


Fig. 53. Perda média anual – A (Mg.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>) das bacias Santa Maria e Cambiocó.

Assim como o Potencial Natural de erosão (PNE) os resultados obtidos de Perdas anuais de solo (A) foram obtidos de acordo com os três métodos utilizados para o cálculo do fator topográfico (LS): ArcGis, IDRISI e USLE-2D (figuras 54, 55, 56, 57, 58 e 59) para cada uma das bacias estudadas.

MAPA DE PERDAS DE SOLO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE ARCGIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

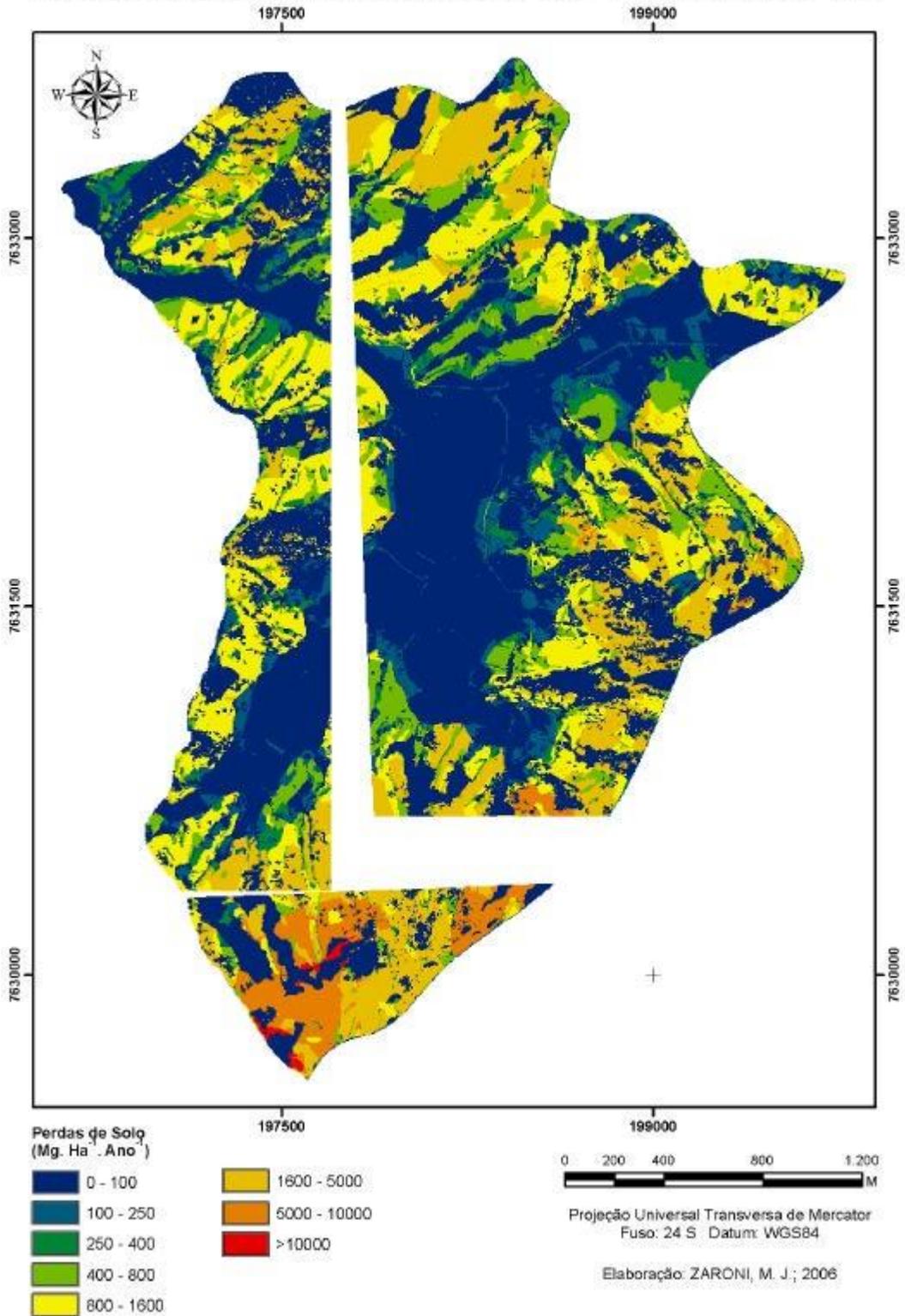


Fig. 54. Perdas de solo na Bacia de Santa Maria sem práticas conservacionistas – ArcGIS.

MAPA DE PERDAS DE SOLO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE ARCGIS DA  
BACIA HIDROGRÁFICA DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

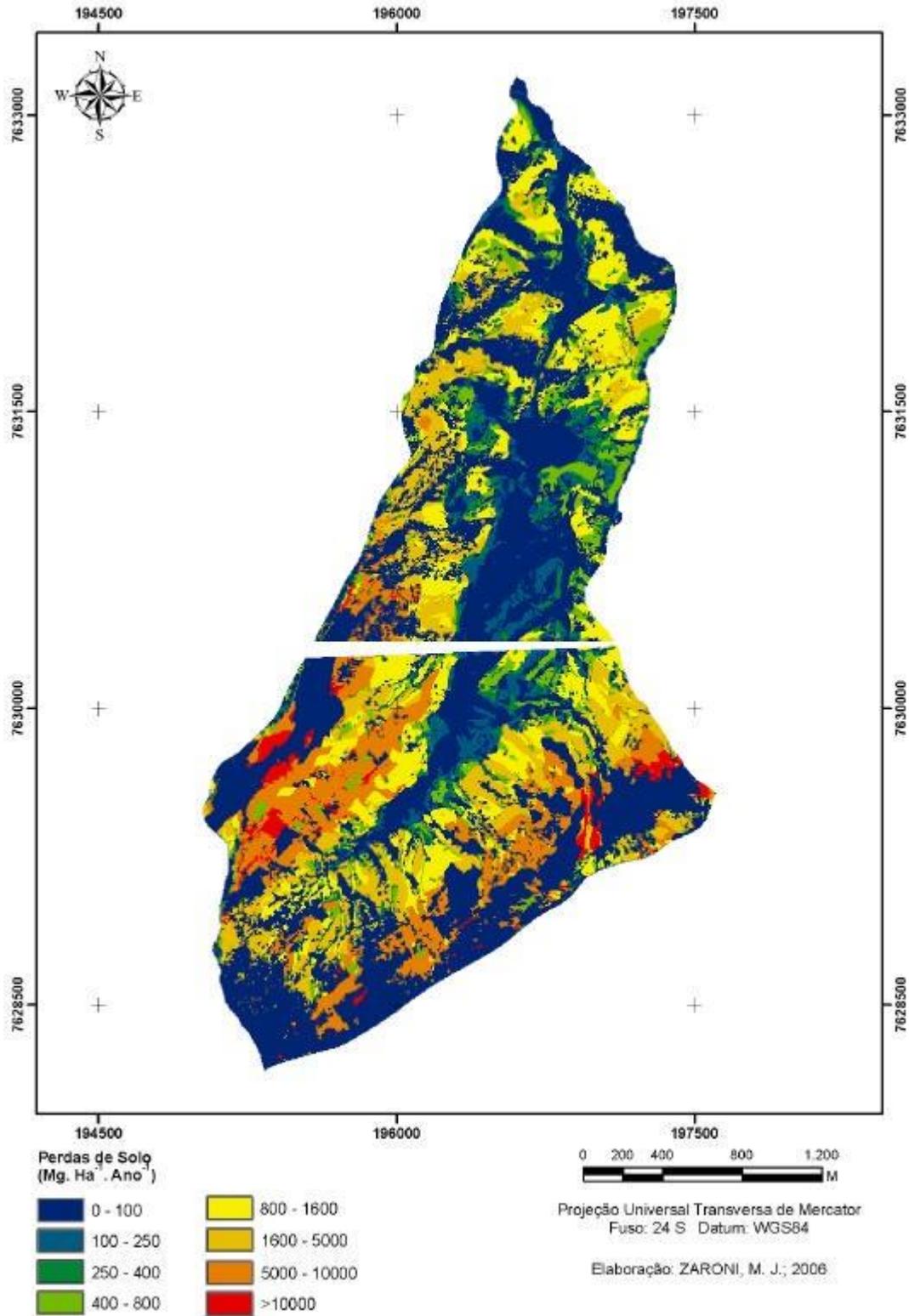


Fig. 55. Perdas de solo na Bacia de Cambiocó sem práticas conservacionistas – ArcGIS.

MAPA DE PERDAS DE SOLO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE IDRISI DA  
BACIA HIDROGRÁFICA DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

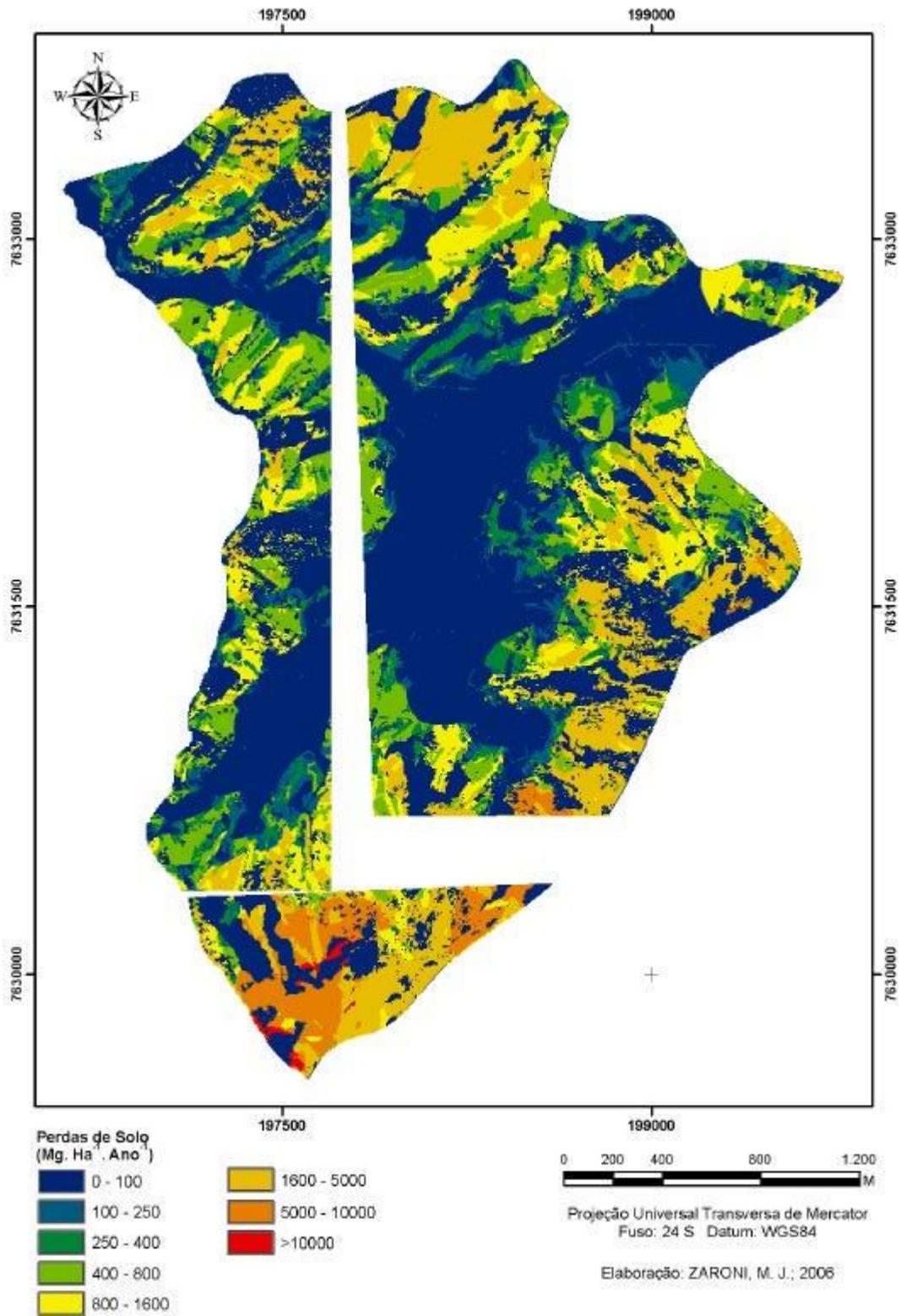


Fig. 56. Perdas de solo na Bacia de Santa Maria sem práticas conservacionistas – IDRISI.

MAPA DE PERDAS DE SOLO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE IDRISI DA  
 BACIA HIDROGRÁFICA DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

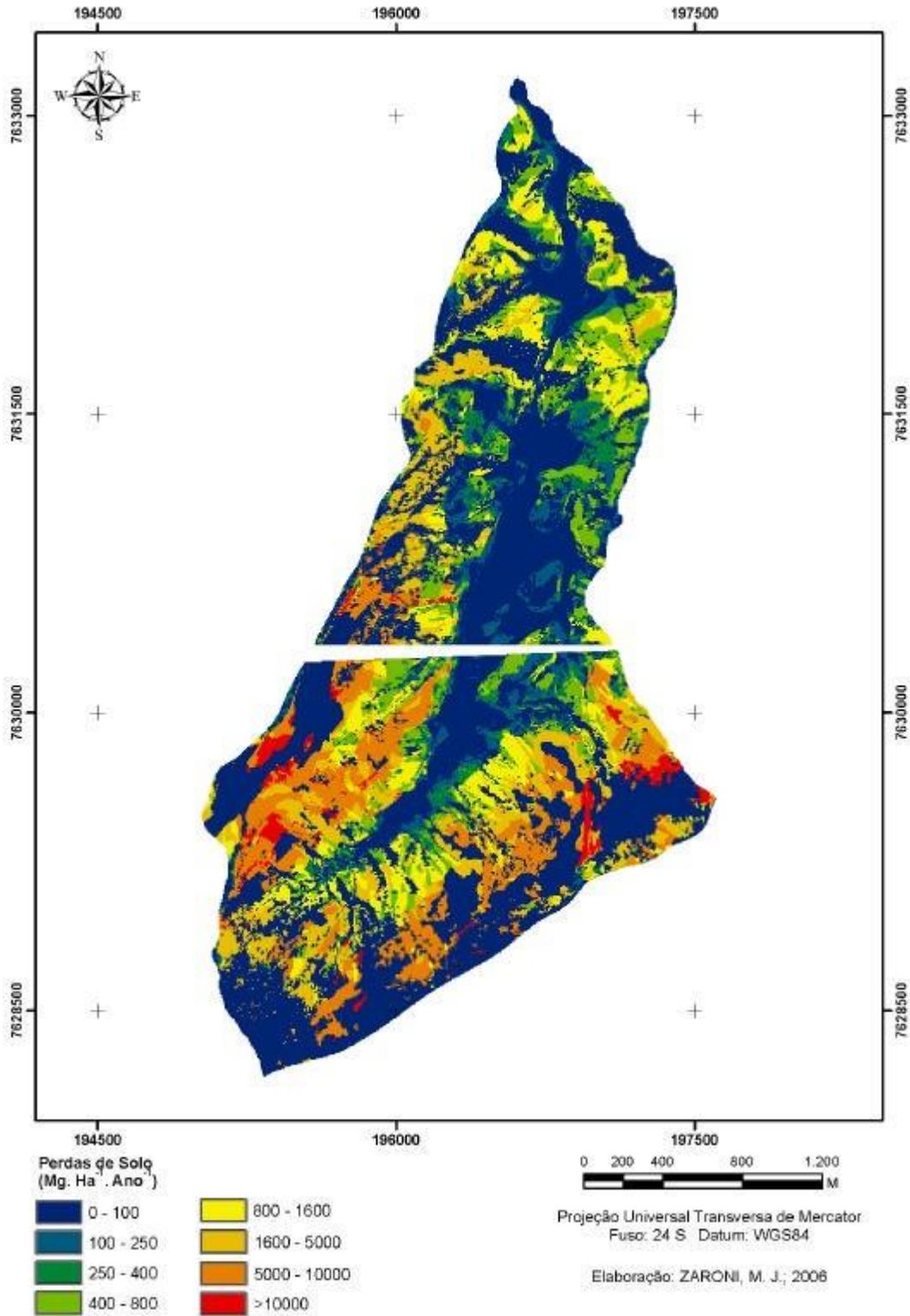


Fig. 57. Perdas de solo na Bacia Cambiocó sem práticas conservacionistas – IDRISI.

MAPA DE PERDAS DE SOLO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE USLE2D DA  
BACIA HIDROGRÁFICA DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

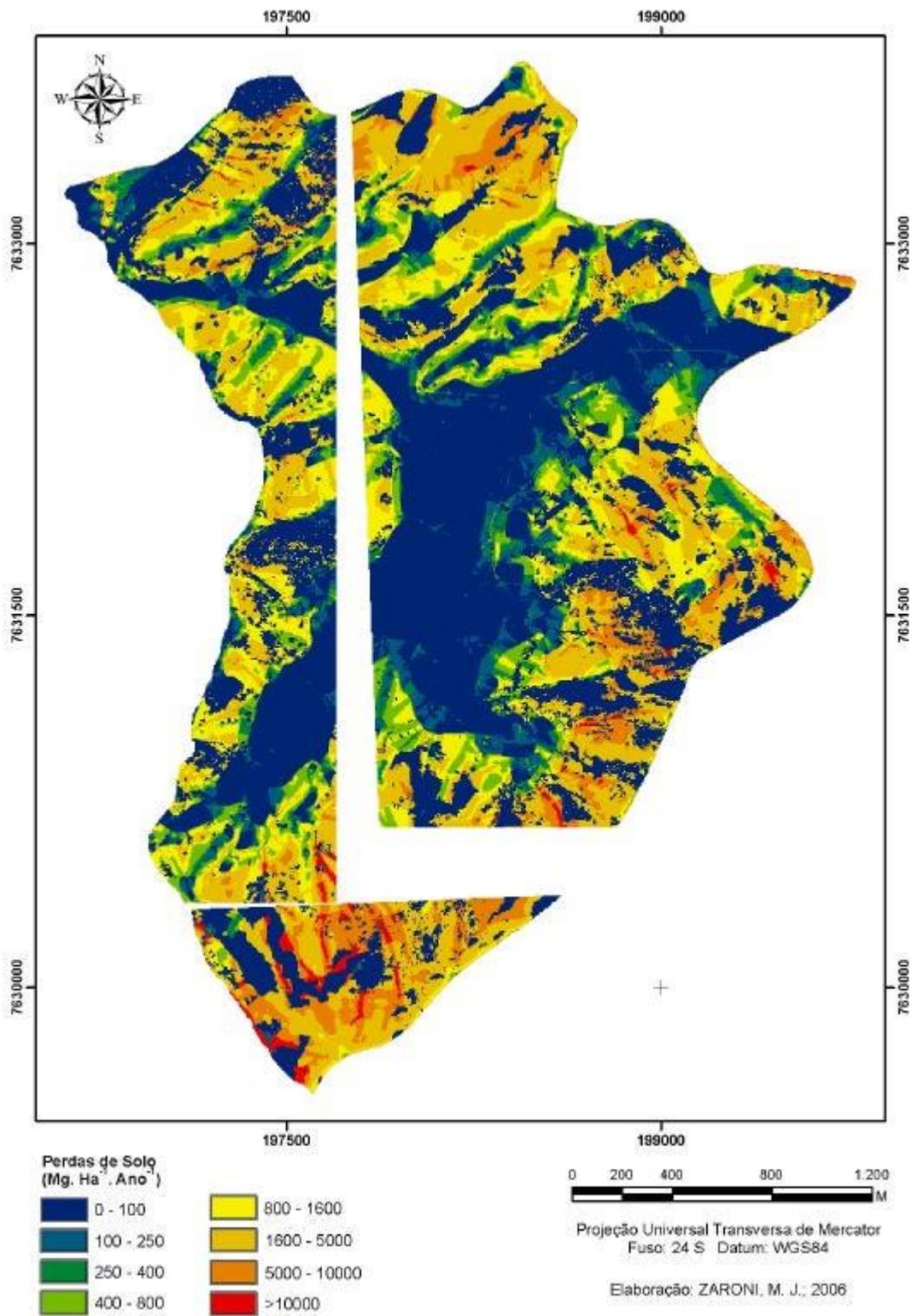
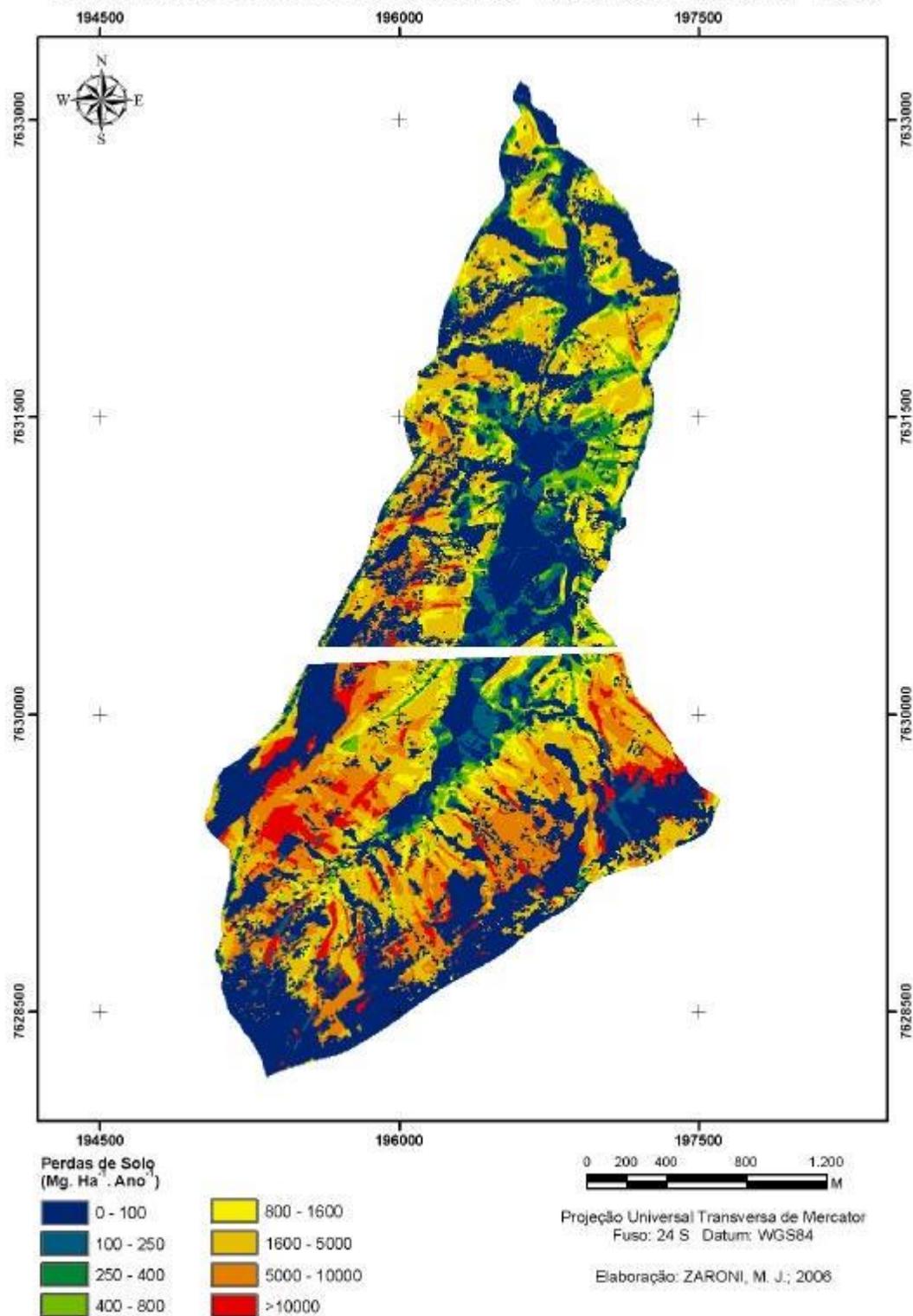


Fig. 58. Perdas de solo na Bacia de Santa Maria sem práticas conservacionistas – USLE-2D.

**MAPA DE PERDAS DE SOLO GERADO A PARTIR DO SOFTWARE USLE2D DA  
BACIA HIDROGRÁFICA DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006**



**Fig. 59.** Perdas de solo na Bacia de Cambiocó sem práticas conservacionistas – USLE-2D.

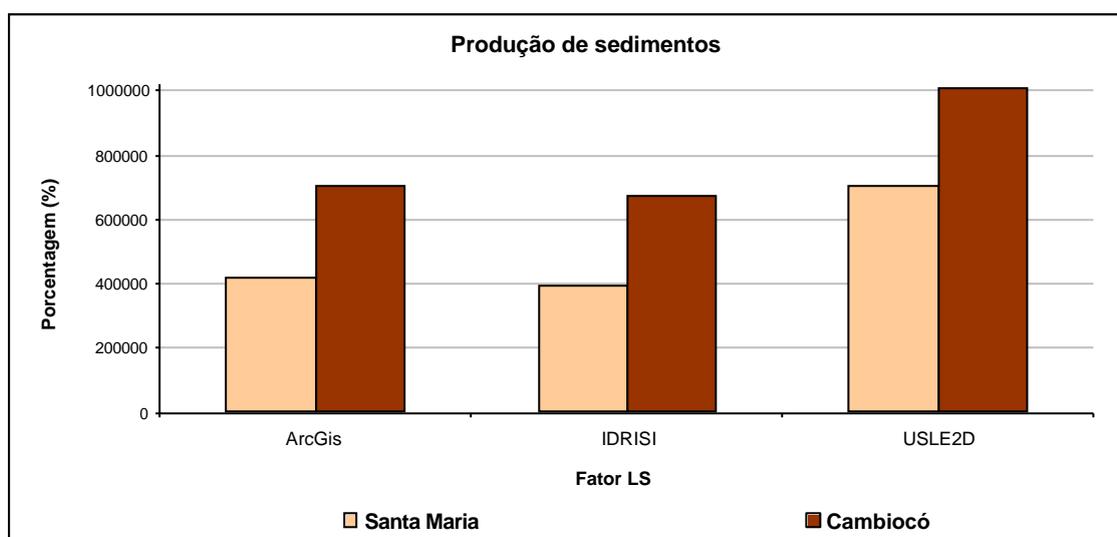
## VI. 2 Estimativa da Produção de sedimentos.

Nesta etapa os resultados se referem às bacias separadamente, como mencionado no item V. 2. Também, ressalta-se que foram obtidos dois resultados de produção de sedimentos, ou seja, o primeiro utilizando o SDR estimado por meio da proposta de Wischmeier e Smith (1978) que considera apenas a área das bacias e o segundo, com base no SDR obtido pelo método elaborado pelo Forest Service (1980). Assim, foi estimado inicialmente o SDR nos dois métodos e, em seguida, a produção de sedimentos para cada uma das bacias de acordo com os resultados de SDR obtidos nos dois métodos propostos.

### VI. 2.1 Estimativa do índice de sedimentos - SDR (Wischmeier e Smith, 1978).

Com base na área das bacias foram estimados valores de SDR iguais a 0,67 e 0,69 para as bacias de Santa Maria e Cambiocó respectivamente. Os valores de produção de sedimentos obtidos com base nestes valores de SDR e de Perda de Solo (A) demonstram, embora divergindo entre si em função da variação de resultados obtidos de LS, que se prevê uma produção de sedimentos maior na bacia de Cambiocó (figura 60) considerando o fator CP igual a 1 (um) e os três métodos de obtenção de LS.

Como as áreas das bacias se aproximam os valores de SDR apresentaram igualmente valores semelhantes. Deste modo, os resultados de produção de sedimentos acompanharam os maiores valores de perdas de solo identificados na Bacia de Cambiocó.



**Fig. 60.** Produção de sedimentos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó. Método de Wischmeier e Smith (1978).

## VI. 2.2 Produção de sedimentos – Forest Service (1980)

Nesta etapa do trabalho, as características da bacia consideradas neste método e respectivas discussões para cálculo do SDR serão apresentados por bacia e demonstrados nos diagramas (anexos C e D).

- Bacias de Santa Maria e Cambiocó.
- Percentual de formas convexas:

Nas Bacias de Santa Maria e Cambiocó, o percentual de formas convexas, são respectivamente 44,87% igual a 47,83% como demonstrados nas figuras 61 e 62 e 63 e 64. Desta forma, como previsto no método, para os percentuais médios de formas convexas obtidos foi adotado o valor igual a dois no diagrama para as duas bacias (anexos C e D);

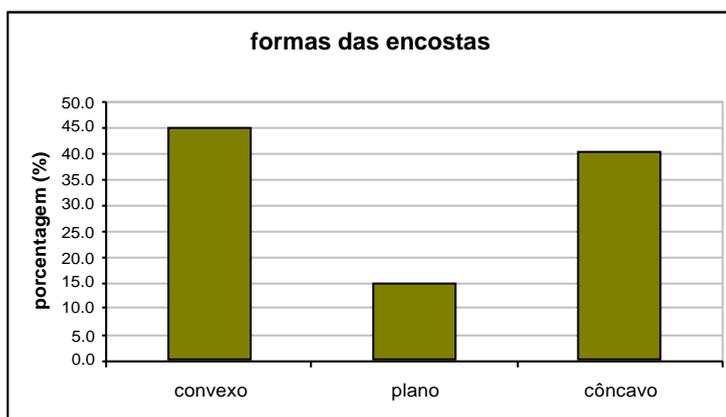


Fig.61. Percentual da formas das encostas na bacia de Santa Maria.

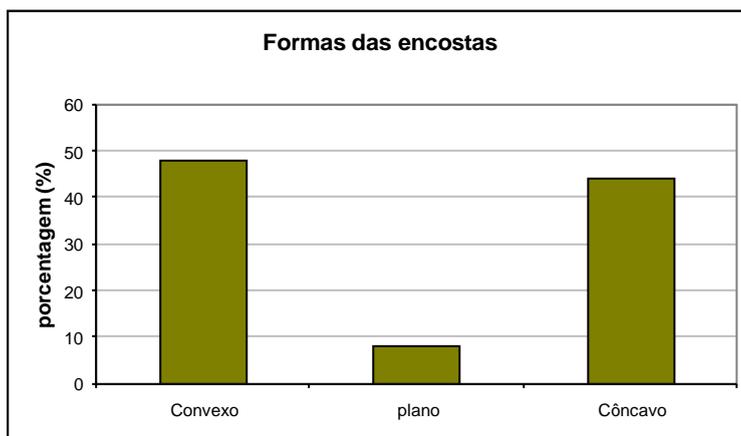


Fig.62. Percentual da formas das encostas na bacia de Cambiocó.

MAPA DE CURVATURA DA BACIA HIDROGRÁFICA  
DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

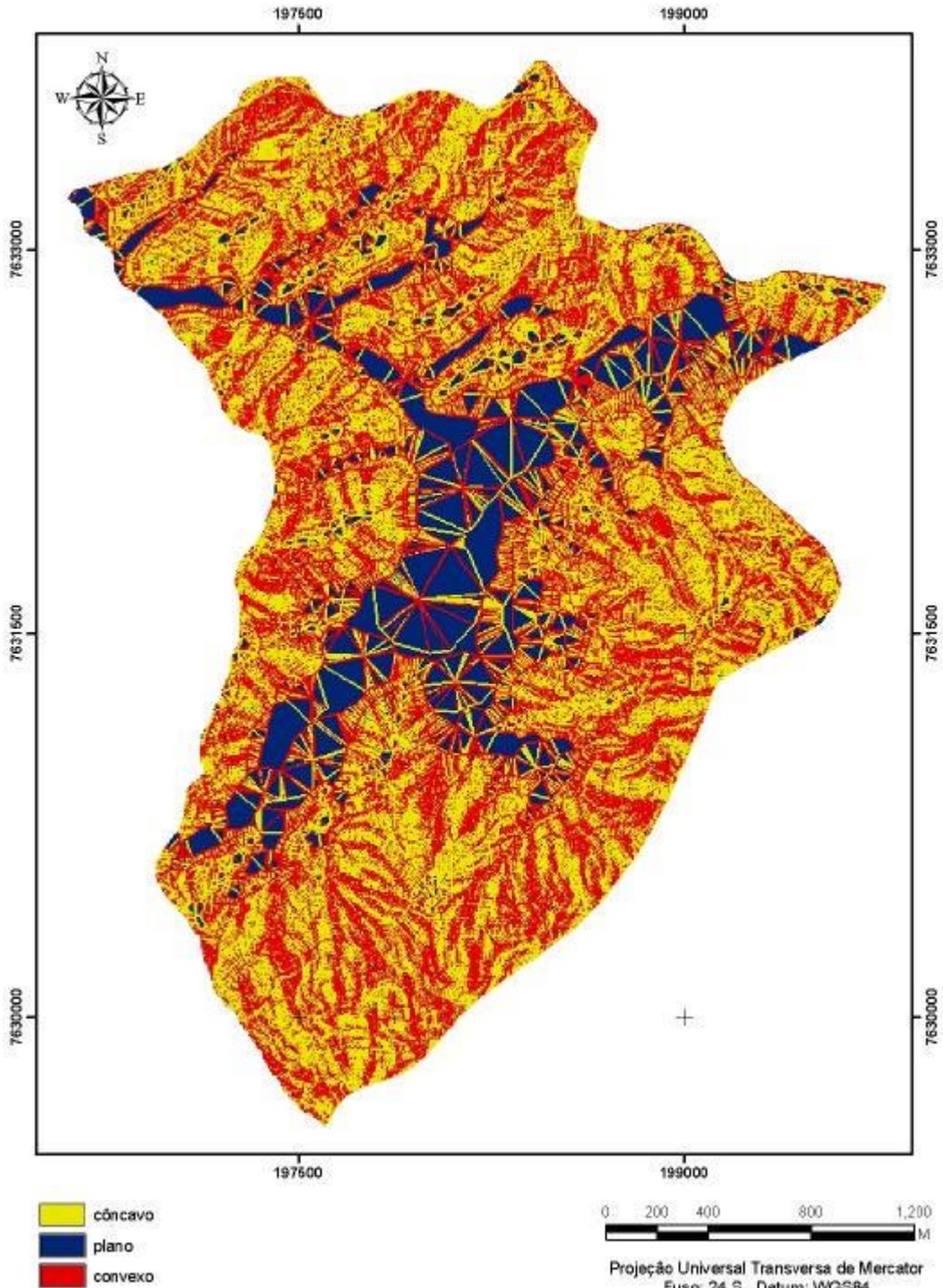


Fig. 63. Forma das encostas - Bacia de Santa Maria.

### MAPA DE CURVATURA DA BACIA HIDROGRÁFICA DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

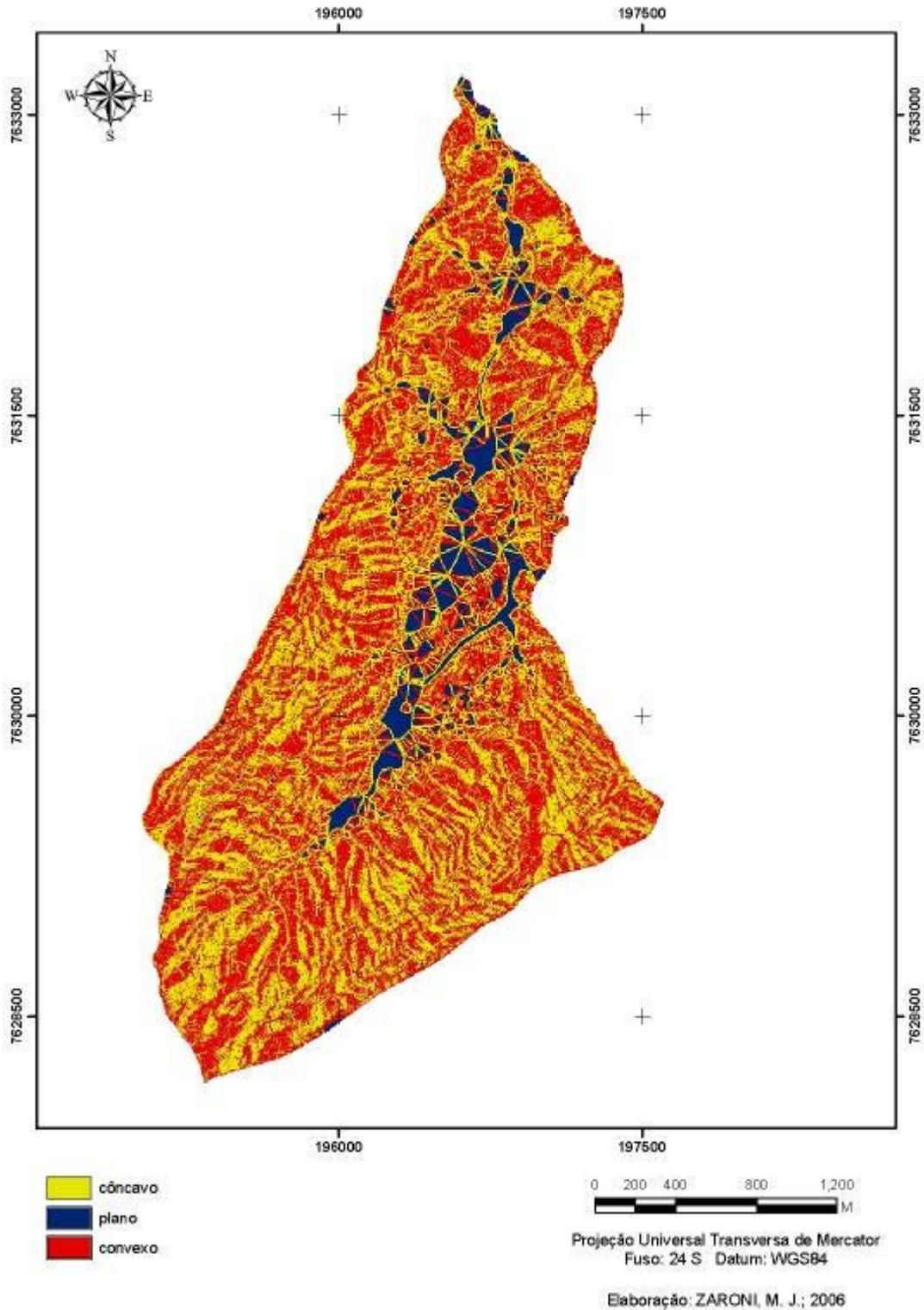


Fig. 64. Forma das encostas - Bacia de Cambiocó.

- Presença de cobertura vegetal

Foram verificados percentuais de mata iguais a 16,25% na Bacia de Santa Maria e de 24,56% na Bacia de Cambiocó (figuras 65 e 66), de acordo com mapeamento de uso (figuras 67 e 68), resultados estes plotados nos vértices dos respectivos diagramas (anexos C e D);

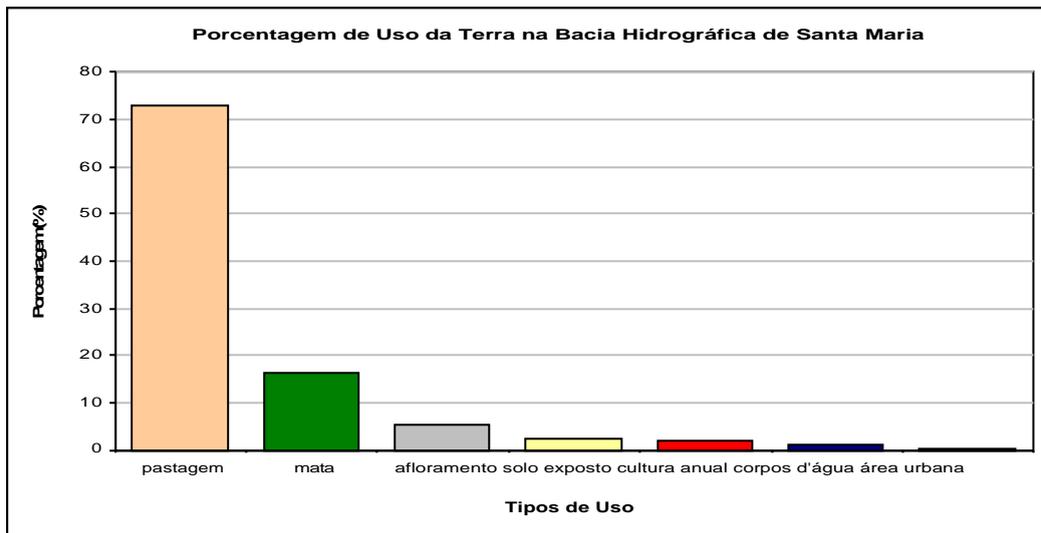


Fig. 65. Percentual de Uso das terras na bacia de Santa Maria.

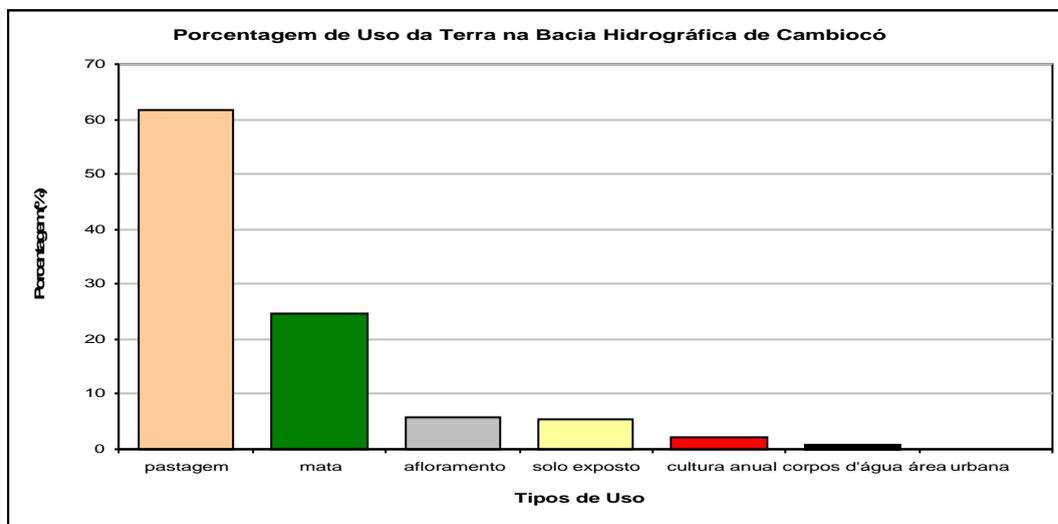
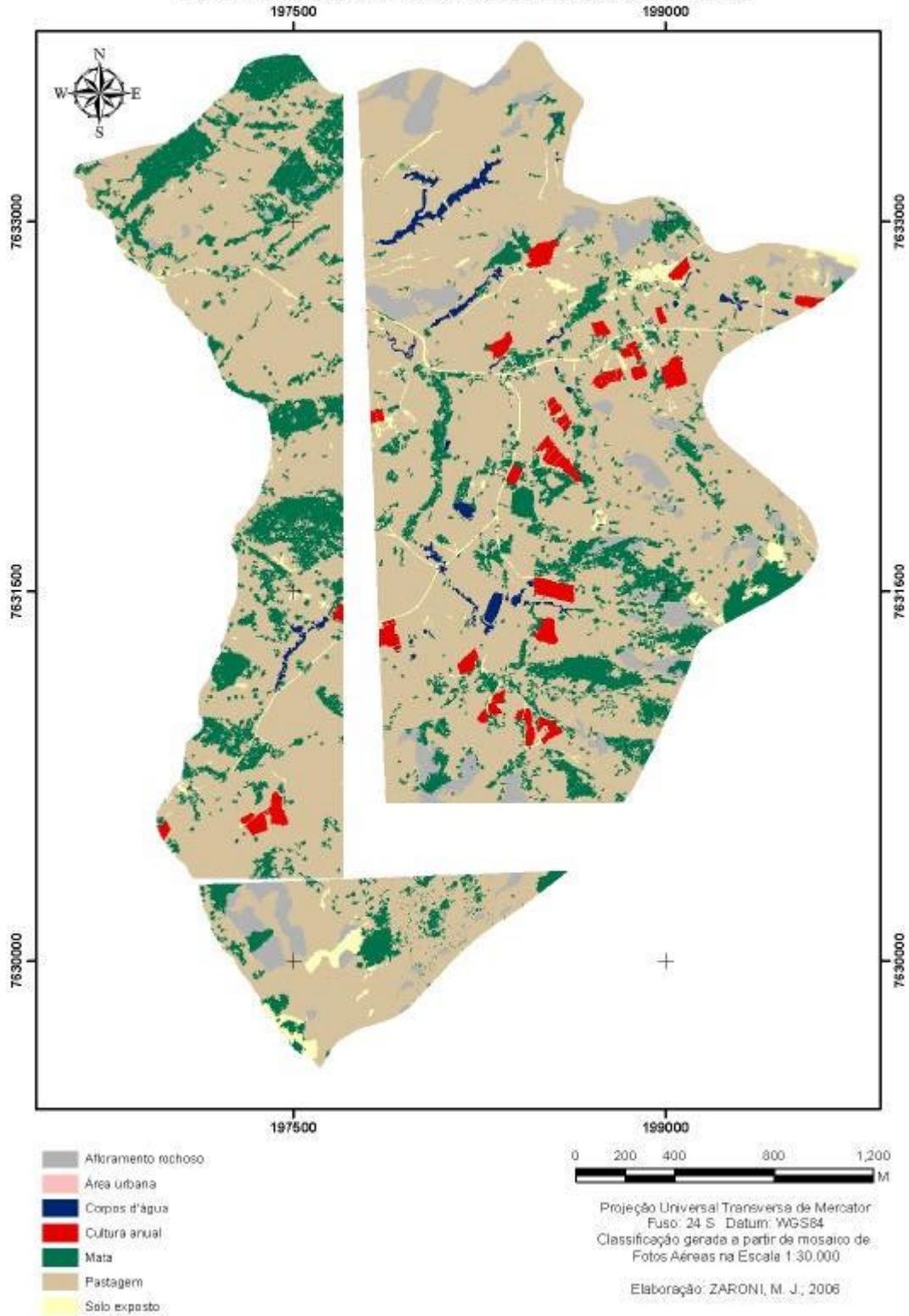


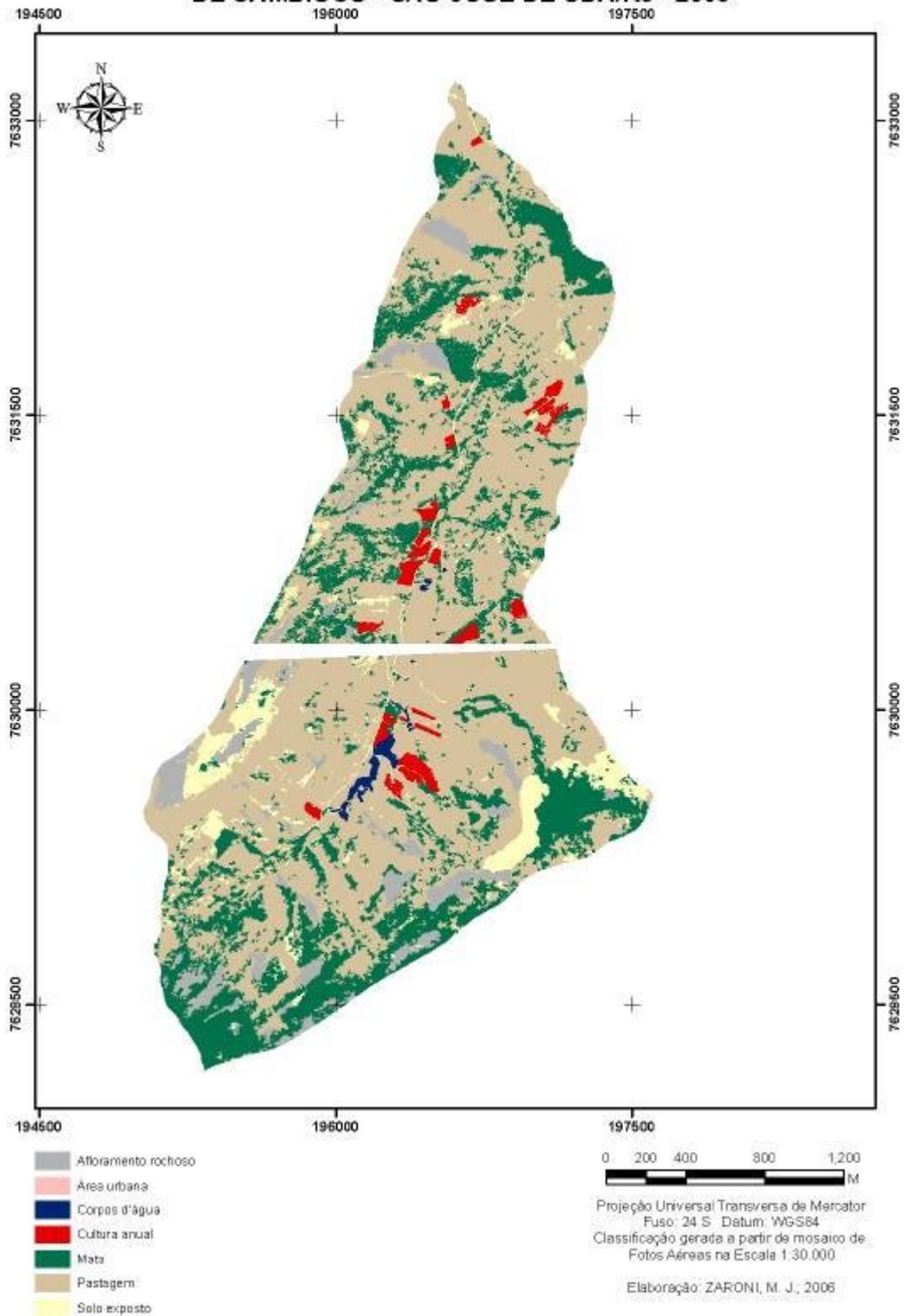
Fig. 66. Percentual de Uso das terras na bacia de Cambiocó.

**MAPA DE USO E COBERTURA DA BACIA HIDROGRÁFICA  
DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006**



**Fig. 67.** Mapa de Uso e Cobertura da Bacia de Santa Maria.  
Material Básico: Fotografias aéreas da CERJ, escala 1:30.000, ano de 2000.

### MAPA DE USO E COBERTURA DA BACIA HIDROGRÁFICA DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006



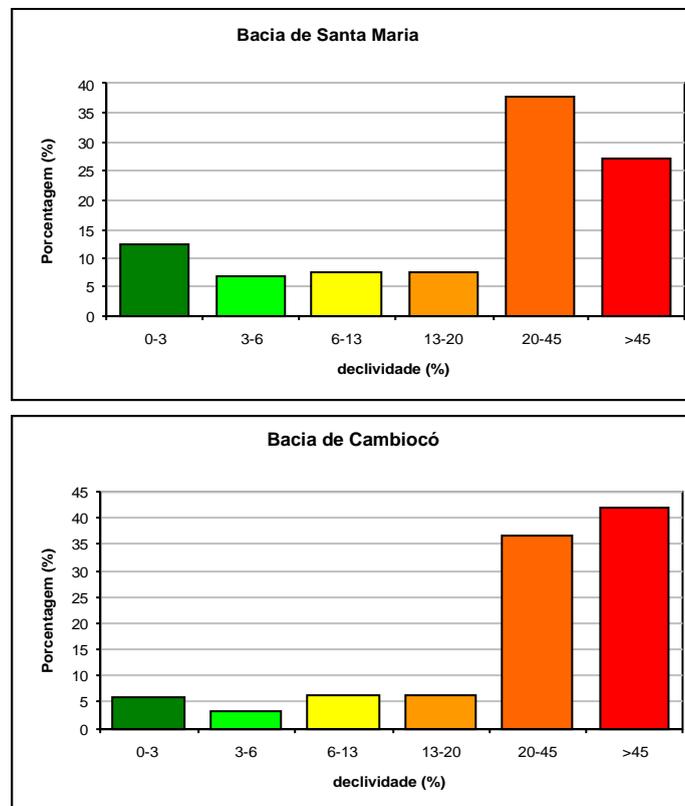
**Fig. 68.** Mapa de Uso e Cobertura da Bacia de Cambiocó.  
Material Básico: Fotografias aéreas da CERJ, escala 1:30.000, ano de 2000.

- Textura do material erodido

De acordo com os perfis de solos, o teor de silte e de argila encontrado na bacia de Santa Maria foi de 46,55 e na bacia de Cambiocó de 42,53%. Estes percentuais foram plotados nos vértices do diagrama (anexos C e D);

- Declividade entre a área fonte e a saída da bacia

A declividade média das vertentes (figura 69) demonstradas nas figuras 70 e 71 na Bacia de Santa Maria foi de 30,7% e na Bacia de Cambiocó de 40,83%. A declividade média do rio principal na Bacia de Santa Maria é de 8,72% e na Bacia de Cambiocó igual a 10,57%.



**Fig. 69.** Percentual das Classes de declividade das bacias de Santa Maria e Cambiocó.

MAPA DE DECLIVIDADE DA BACIA HIDROGRÁFICA  
DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

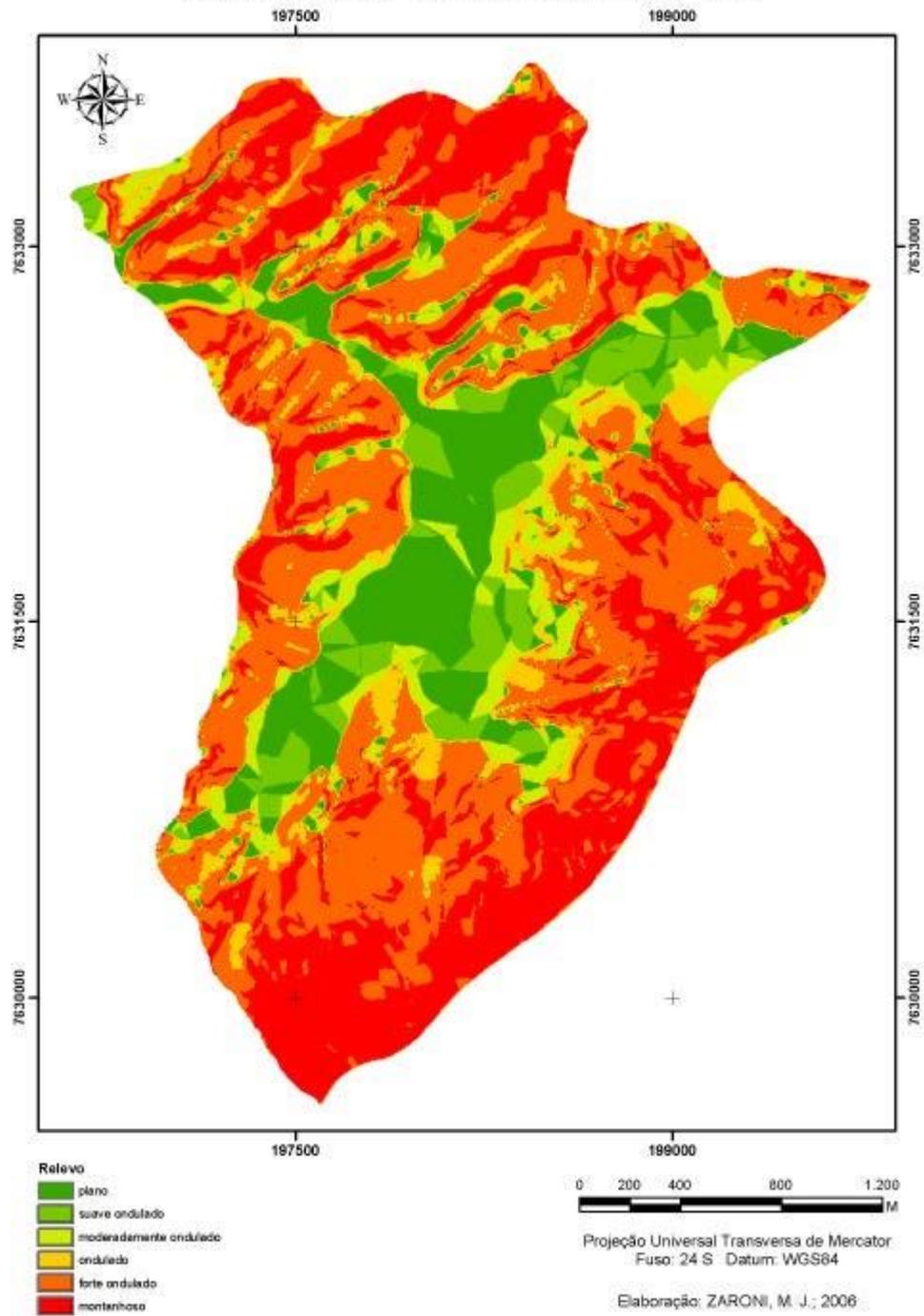


Fig. 70. Relevo da Bacia de Santa Maria.

**MAPA DE DECLIVIDADE DA BACIA HIDROGRÁFICA  
DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006**

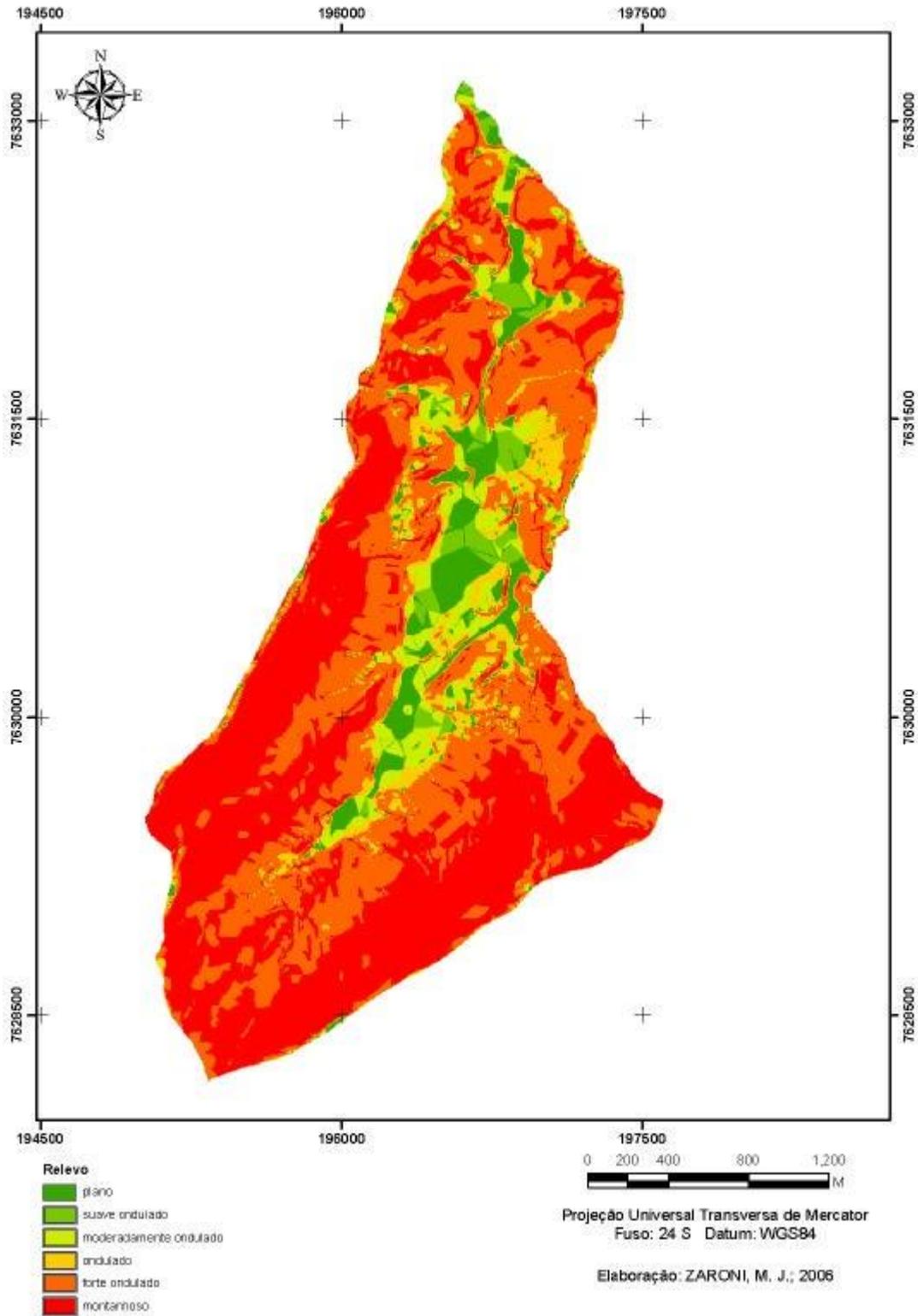


Fig. 71. Relevo da Bacia de Cambiocó.

- Rugosidade da superfície

O índice de rugosidade da Bacia de Santa Maria é de 1076,05 e da Bacia de Cambiocó é de 739,0. Deste modo foram adotados um valor igual a um (1) para a bacia de Santa Maria e igual a dois (2) para a bacia de Cambiocó;

- Fator distância da área fonte ao canal principal.

Na bacia de Santa Maria foi calculada uma distância média à drenagem principal de 235,7m e na bacia Cambiocó igual a 271.42m. Estes valores foram convertidos para feet para serem plotados no vértice do diagrama (anexos C e D). As faixas de proximidade ao rio principal das bacias de Santa Maria e Cambiocó são demonstradas nas figuras 72 e 73 respectivamente;

MAPA DE PROXIMIDADE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA  
DE SANTA MARIA - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006

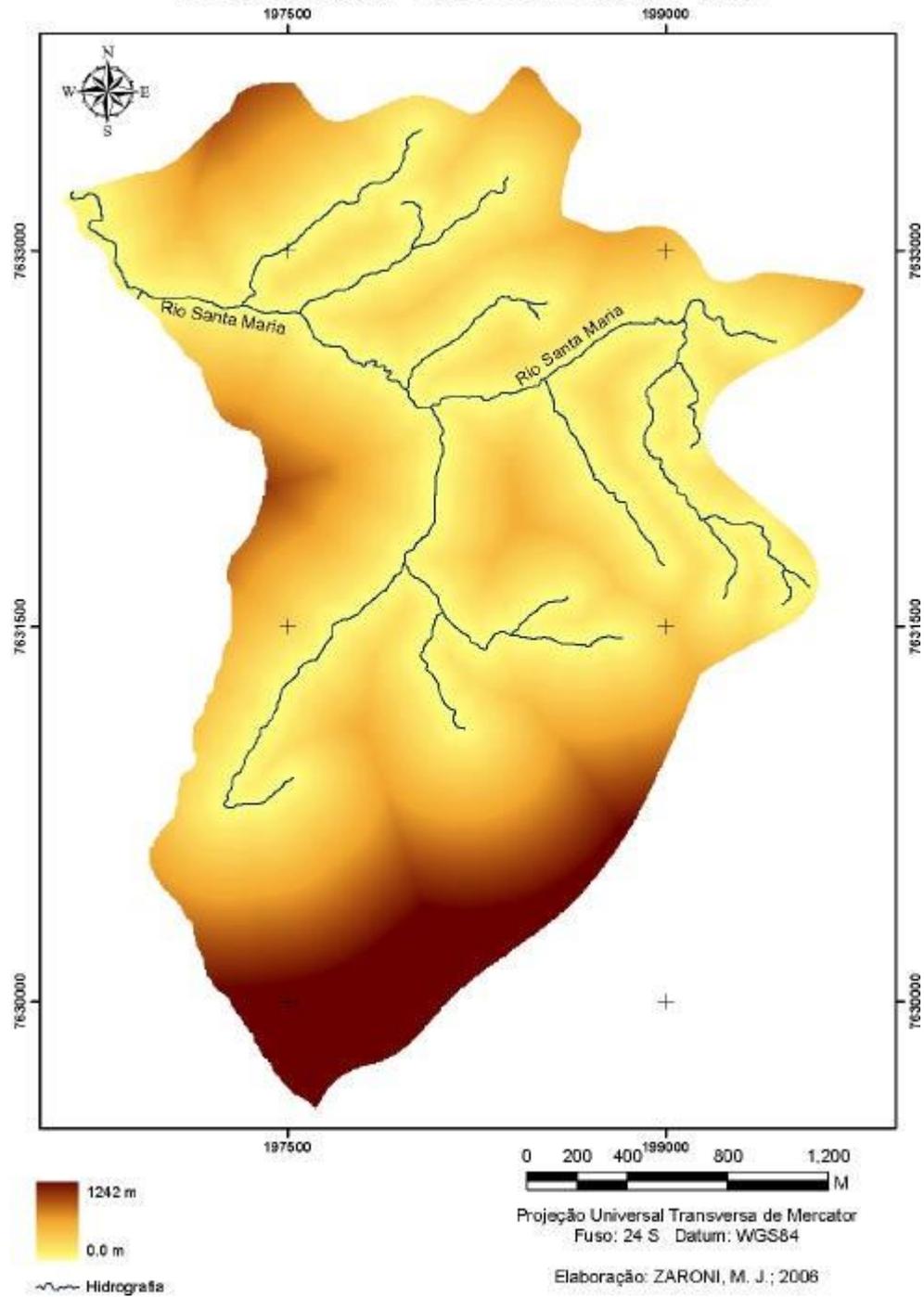


Fig. 72. Distância média à drenagem – Bacia de Santa Maria.

**MAPA DE PROXIMIDADE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DE CAMBIOCÓ - SÃO JOSÉ DE UBÁ/RJ - 2006**

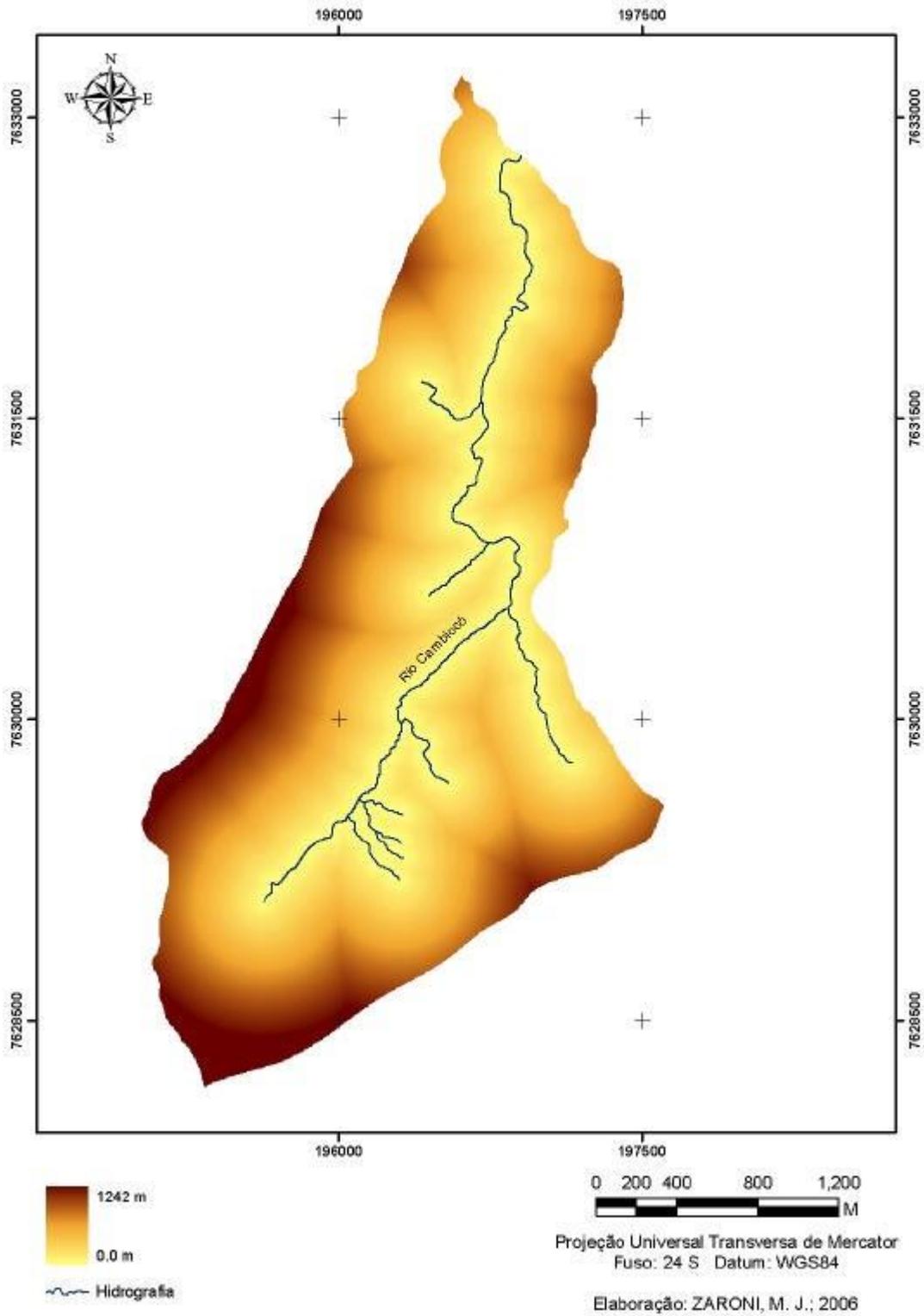


Fig. 73. Distância média à drenagem – Bacia de Cambiocó.

- Fator de escoamento

Os valores médios de CN obtidos foram muito próximos, ou seja, na bacia de Santa Maria igual a 93,6 e na bacia de Cambiocó, 94,4. Na composição do CN médio, os solos foram classificados, na sua grande maioria, como sendo do tipo D. As características mais determinantes foram a pouca profundidade identificada na área para os solos de maiores ocorrências: Nitossolos e Cambissolos; a textura superficial média verificada em grande parte dos perfis, relação textural por vezes abrupta. A classificação dos tipos de solos no grupo D segundo a proposta de Lombardi Neto foi confirmada pelos valores de taxa de infiltração obtidos por Ottoni (2005), de 2,0 mm/h.

Na obtenção dos valores de CN usou-se a condição hidrológica “má” para pastagem de acordo com as baixas produtividades verificadas nas bacias e para a mata devido a ausência de serrapilheira. Já para as culturas anuais, foi utilizada a condição hidrológica boa associando o plantio em curvas de nível. Nas áreas urbanas utilizou-se o CN para zonas residenciais com lotes menores do que 500m<sup>2</sup>. Para áreas de afloramentos rochosos o valor de CN foi máximo enquanto nos corpos d’água o valor de CN foi mínimo.

Os valores de CN convertidos para a unidade antecedente AMCIII estão demonstrados nos anexos A e B, de acordo com os tipos de solos, condição hidrológica e tratamento.

- Estimativa do escoamento superficial:

De acordo com o tipo do solo predominante nas bacias (D) e a taxa de infiltração igual a 2,0 mm/h foi obtido um valor de im de 20,73mm para uma duração de chuva igual a 6,18 horas. A precipitação total (PT) calculada a partir dos valores de chuvas intensas e da duração da chuva foi de 130,46mm, utilizada para estimar o escoamento superficial.

A infiltração potencial estimada (S) a partir dos CNs médios obtidos foi de 17,66mm para a bacia de Santa Maria e de 15,07mm para a bacia de Cambiocó. As abstrações iniciais (Ia) calculadas a partir da infiltração potencial foram de 3,53mm e de 3,01mm para as bacias de Santa Maria e de Cambiocó respectivamente

Para um tempo de abstrações iniciais de 0,91 min, de infiltração igual a 6,16 h e uma taxa de infiltração estável de 2,0 mm/h obteve-se uma lâmina de infiltração igual a 12,55mm para a bacia de Santa Maria.

Para a bacia de Cambiocó, de acordo com os tempos de abstrações iniciais e de infiltração iguais a 0,77min e 6,17h respectivamente e com uma taxa de infiltração estável de 2,0 mm/h foi estimada uma lâmina de infiltração igual a 12,56mm.

O volume de escoamento superficial estimado foi de 84,48mm para a bacia de Santa Maria e de 84,99mm para a bacia de Cambiocó para a precipitação e o tempo de duração da chuva estimados.

A partir dos dados de intensidade de precipitação 20mm/h, da taxa de infiltração básica de 2,0mm/h e de acordo com as abstrações iniciais obtidas obtiveram-se valores de precipitação excedente iguais a 13,42 mm/h e 13,50 mm/h para as bacias de Santa Maria e de Cambiocó respectivamente.

Esse valor foi convertido para as unidades americanas para ser plotado nos vértices do diagrama. Desta maneira temos valores de 0,52 in/h, estimada para a bacia de Santa Maria e igual a 0,53 in/h, para a bacia de Cambiocó. Aplicando a equação 26 para o fator de escoamento foram estimados valores de 1,55 e de 2,89 respectivamente. De acordo com o método valores maiores do que 0,1 devem ser considerados como 0,1 valor este utilizado no diagrama na estimativa do índice de transferência de sedimentos nas duas bacias, conforme demonstrados nos anexos C e D.

Os valores da relação entre as áreas dos polígonos foram então utilizado na figura 3 obtendo-se o índice SDR igual a 0,12 para as duas bacias.

Os valores assim obtidos de SDR refletem o alto valor do fator de escoamento obtido, os percentuais dos relevos forte ondulado e montanhoso e de formas convexas assim como, dos baixos percentuais de mata verificados nas áreas das duas bacias.

Como os valores de SDR para as bacias foram idênticos, foi utilizado o valor de SDR igual a 0,12 na estimativa da produção de sedimentos. Com base nas perdas totais nas duas bacias (figuras 61, 62 e 63), foi então estimada a produção

de sedimentos nas bacias de acordo CP igual a 1 (um) e com os três métodos para o cálculo de LS.

Assim sendo, utilizando o método proposto pelo Forest Service, foi estimada uma produção de sedimentos (figura 74) em média de 90.257Mg para a bacia de Santa Maria e de 13.8076Mg para bacia de Cambiocó. Os valores mais altos foram obtidos utilizando o método para o cálculo de LS pela USLE-2D e os menores pelo método do ArcGIS.

A maior produção de sedimentos na bacia de Cambiocó esta relacionada aos percentuais de maiores declives e de formas convexas quando comparada à bacia de Santa Maria. Os demais fatores analisados não apresentaram variações significantes para as duas bacias analisadas.

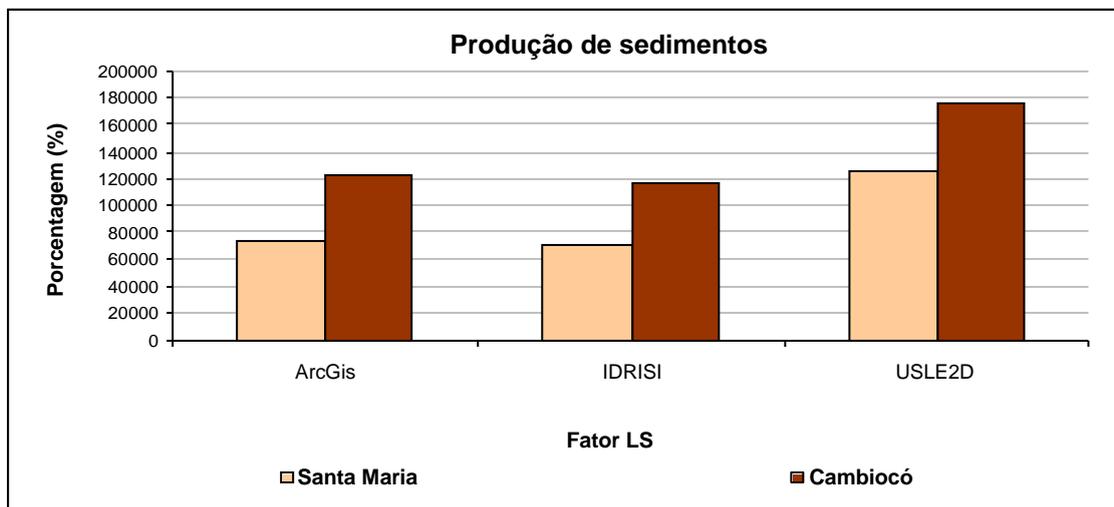


Fig 74. Produção de sedimentos nas bacias de Santa Maria e Cambiocó – Método Forest Service (1980).

De acordo com os resultados estimados pelos dois métodos: Wischmeier e Smith (1978) e Forest Service (1980), figuras 60 e 74 respectivamente, verifica-se que o método proposto por Wischmeier e Smith (1978) estimou, em média, cerca de 50% a mais a produção de sedimentos nas duas bacias (figura 75). Isto pode ser explicado pelo fato do método proposto por Wischmeier e Smith (1978) analisar a produção de sedimentos considerando somente a área da bacia hidrográfica e a erosividade média anual diferentemente do método proposto pelo Forest Service (1980) que além de considerar as características da bacia hidrográfica, foi elaborado para estimar a produção de sedimentos para um evento chuvoso.

No método proposto pelo Forest Service (1980), embora apresente alguns critérios que podem ser considerados subjetivos como, por exemplo, a rugosidade topográfica, a estimativa da produção de sedimentos é efetuada com base na análise de características da bacia que influenciam a produção de sedimentos, ora favorecendo a produção de sedimentos como os percentuais de formas convexas, de declividade média elevada, um elevado fator de escoamento e solos de altos teores de silte e argila; ora controlando a produção de sedimentos pela presença de mata, do percentual de formas côncavas, maior rugosidade topográfica e de distâncias maiores entre a área fonte e o canal principal da bacia.

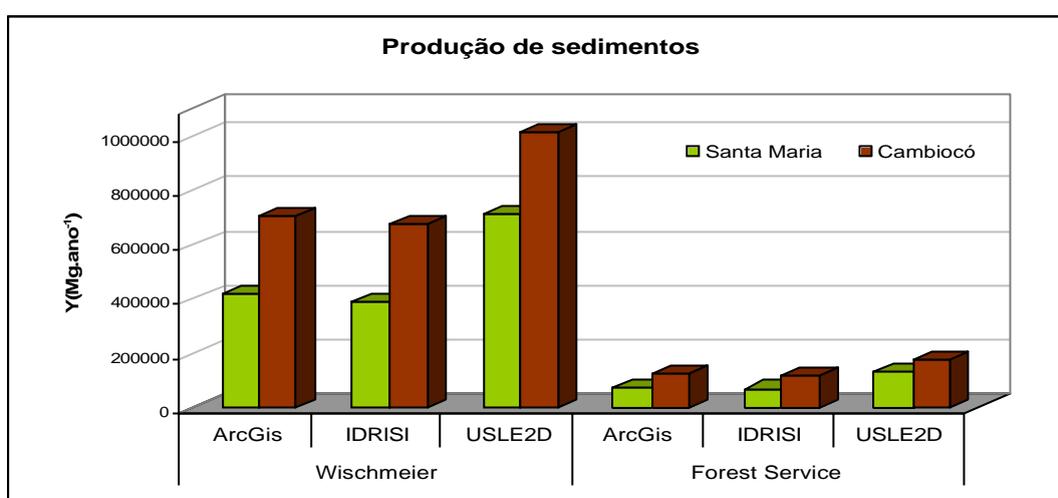


Fig. 75. Produção de sedimentos pelos dois métodos propostos na Bacia de Santa Maria e Cambiocó.

Nas duas bacias estudadas identificam-se características semelhantes e que foram determinantes na estimativa da produção de sedimentos relacionadas principalmente ao percentual de declividades na faixa de 30% na bacia de Santa Maria e de 40% na bacia de Cambiocó, um fator de escoamento máximo e baixos percentuais de mata. Os outros fatores embora tenham influenciado na produção de sedimentos apresentaram índices médios não sendo, portanto, considerados decisivos nos resultados estimados de produção de sedimentos nas duas bacias.

## VII CONCLUSÃO

Os resultados parciais e finais embora não tenham sido validados neste estudo, demonstraram a importância da modelagem no estabelecimento do conhecimento existente do processo de erosão hídrica dos solos.

Os resultados obtidos nos cálculos dos parâmetros do modelo e de cada método utilizado refletem a degradação ambiental verificada nas bacias de Santa Maria e Cambiocó: solos de erodibilidade média segundo a proposição de Foster (1981), um regime de chuva concentrado nos períodos de menor proteção da cobertura vegetal; de preparo do solo e plantio, e a morfometria das bacias caracterizada pela predominância de vertentes de grandes comprimentos e de alta declividade destacadamente na Bacia de Cambiocó. Associado a estes aspectos verifica-se pequenos percentuais de mata e a predominância de pastagem de baixa produtividade.

Analisando os parâmetros componentes do modelo USLE, foi possível constatar que:

- Fica claro o papel da cobertura vegetal na proteção do solo e das práticas conservacionistas ao se comparar os resultados obtidos para o Potencial Natural de Erosão com os de Perdas Total, onde se incorpora este parâmetro;
- O parâmetro de erodibilidade, embora efetuado por método indireto neste estudo reproduz, possivelmente não com exatidão matemática associada às perdas de solo, mas o conhecimento científico que se tem das relações entre propriedades dos solos e sua erodibilidade, sendo, no entanto necessário avaliar o componente (p) de permeabilidade da equação elaborada por Wischmeier e Smith (1978), adaptada para os solos tropicais por denardin (1990), pois eleva os valores de K para solos hidromórficos associados a ambientes de relevos mais suaves ou quase planos, onde normalmente não se verificam significantes perdas de solo.
- O fator topográfico evidencia o papel das encostas, local onde foram desenvolvidas as análises das perdas de solo, no processo erosivo. As equações buscam determinar as combinações de declive e comprimento de encosta na determinação de perdas de solo. No entanto, a sensibilidade dos softwares os componentes do fator topográfico: comprimento e declividade das vertentes e dos algoritmos merecem maiores pesquisas, em função das diferenças de

resultados obtidos neste estudo, de qual o melhor software e algoritmo a ser utilizado com risco de se obter estimativas muito distante da realidade.

- Com relação a erosividade das chuvas, devido à equação utilizada, não foi possível avaliar estas relações, pois um dado médio anual não reproduz a distribuição dos índices de erosividade ao longo do ano. Este aspecto pode mesmo, incorrer em erros na estimativa de perdas de solo associada à erosividade das chuvas.

Na estimativa do índice SDR, embora o Modelo proposto pelo Serviço Florestal Americano (Forest Service, 1980) ainda apresente uma certa subjetividade na análise de alguns de seus parâmetros, pode ser considerado como um avanço ao método proposto por Wischmeier e Smith (1978) por incorporar na análise da produção de sedimentos aspectos fundamentais da bacia e não só a área.

O método utilizado para estimar a o escoamento superficial elaborado por Pruski et al. (1997a) demonstrou ser adequado sendo, no entanto, dependente da existência de equações de chuvas intensas desenvolvidas para a área de estudo.

## VIII CONSIDERAÇÕES FINAIS

O modelo USLE, elaborado na década de 40, a partir do conhecimento empírico obtido por correlações das variáveis ambientais e antrópicas com as perdas de solo, se apresenta ainda hoje como uma ferramenta útil na análise e diagnóstico do processo erosivo.

Embora projetado para estimar as perdas anuais de solo em encostas, o modelo preditivo de erosão USLE, quando associado ao índice de transferência de sedimentos, pode ser aplicado para estimar a produção de sedimentos em bacias hidrográficas principalmente com o apoio dos sistemas geográficos de informação hoje disponíveis.

A sua aplicação na espacialização de áreas críticas de perdas de solo e de produção de sedimentos pode subsidiar a implementação de um manejo conservacionista no uso das terras.

No entanto, para estimativas quantitativas são necessárias além da validação dos resultados, maiores pesquisas dos métodos inseridos nos modelos para o cálculo dos seus parâmetros. Além disso, por se tratar de um modelo empírico baseado em resultados de amostras locais apresenta limitações para a extrapolação dos resultados obtidos.

## VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, A. W.; CHAVES, L. B.de.; VASQUES FILHO, J. Características físicas da chuva correlacionadas com as perdas de solo num Regossolo Eutrófico de Caruaru (PE). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.18, n.2, p.279-283. 1994.

ALBUQUERQUE, A. W.; LOMBARDI NETO, F., CATANEO, A.; SRINIVASAN, V. S. Parâmetros erosividade da chuva e da enxurrada correlacionados com as perdas de um solo Bruno Não-Cálcico vértico em Sumé (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.22, n.4, p.743-749. 1998.

BAVER, C. D. **Soil physics**. New York., N.Y., John Wiley, p.398. 1948

BENATTI JR, R.; BERTONI, J.; MOREIRA, C.A. Perdas por erosão em plantio direto e convencional de milho em dois solos de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.1, n.1-2, p.121-123. maio-dez.1977.

BERTOL, I. Avaliação da erosividade da chuva na localidade de Campos Novos (SC) no período de 1981 – 1990. **Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília**, vol.29, n.9, p.1453-1,458. set.1994.

BERTOL, I. **Comprimento crítico de declive para preparos conservacionistas de solo**. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre, 185 p. 1995.

BERTOL, I.; COGO, N. P.; LEVIEN, R. Relações da erosão hídrica com métodos de preparo do solo, na ausência e na presença de cobertura por resíduo cultural de trigo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.11, n. 1, p.187-192. maio-agosto.1987.

BERTOL, I.; COGO, N. P.; LEVIEN, R. Erosão hídrica em diferentes preparos do solo logo após as colheitas de milho e trigo, na presença e ausência de resíduos culturais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.21, n.3, p.409-418. 1997.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. Ícone, Piracicaba, SP, 392 p. 1985.

BORDAS, M. P.; SEMMELMANN, F. R., Elementos de engenharia de sedimentos. In: C.E. TUCCI (Editor), **Hidrologia: ciência e aplicação**. UFRGS-ABRH, Porto Alegre, p.915-943. 2002.

BRUCE-OKINE, E.; LAL, R. Soil erodibility as determined by raindrop technique. **Soil Science**, vol.119, n.2, p.149-157. 1975.

CABEDA, M. S. V. **Computation of storms EI values**. Ph.D. Dissertation Thesis, Purdue University Press, West Lafayette, 320 p. 1977.

CANTALICE, J. R. B.; MARGOLIS, E. Características das chuvas e correção de índices de erosividade com as perdas de solo do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.17, n.2, p.275-281. 1993.

CARVALHO, M. P. **Erosividade da chuva: distribuição e correlação com as perdas de solo de Mococa (SP)**. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 104 p. 1987.

CARVALHO, M. P.; LOMBARDI NETO, F.; VASQUES FILHO, J.; CATANEO, A. Índices de erosividade da chuva correlacionadas com as perdas de um Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico textura argilosa/muito argilosa de Mococa (SP): primeira aproximação do fator erodibilidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.13, n.2, p. 243-249. 1989.

CARVALHO, M. P.; CATANEO, A.; LOMBARDI NETO, F. Índices de erosividade da chuva e de enxurrada correlacionadas com as perdas de solo e determinação da erodibilidade de um Latossolo Roxo Distrófico de Campinas (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.17, n.3, p.445-450. 1993.

CARVALHO, M. P.; LOMBARDI NETO, F.; CATANEO, A. Índice  $KE > 25$  para análise da erosividade da chuva de Mococa (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.15, n.3, p.375-381. 1991.

CARVALHO, M. P.; CATANEO, A.; LOMBARDI NETO, F. Parâmetros de erosividade da chuva e da enxurrada correlacionadas com as perdas de solo e determinação de um Podzólico Vermelho-Amarelo de Pindorama. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol. 21, n.2, p.279-286. 1997.

CASSOL, E. A.; GUERRA, M. Calibração do primeiro aparelho simulador de chuvas de braços rotativos do Estado do Rio Grande do Sul. In: EMBRAPA-CNPT/SNLCS (Editores), **II Encontro Nacional sobre pesquisa de conservação do solo**, Passo Fundo, p.29-39. 1978.

CHAVES, H. M. L. Modelagem matemática da erosão hídrica: Passado, presente e futuro. In: ALVAREZ, V. H.; FONTES, V. L. E.; FONTES, M. P. F. (Editors), **O solo**

**nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado.**

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo: UFV, Viçosa, MG, p.730-750. 1996.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**. Vol.9, n.18, p. 35-64. 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. Editora Edgard Blücher, São Paulo, SP, 313 p. 1981.

COGO, N. P. **Effect of residue cover, tillage induced roughness, and slope length on erosion and related parameters** . Ph.D. Dissertation Thesis, Purdue University, West Lafayette, 346 p. 1981.

COGO, N. P.; MOLDENHAUER, W. C.; FOSTER, G. R. Soil loss reductions from conservation tillage practices. **Soil Science of Society of American**, vol.48 p.368-373. 1984.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. Degradação Ambiental. In: Bertrand (Editor), **Geomorfologia e Ambiente**, Rio de Janeiro, p.337-374. 2000.

DE MARIA, I. C. **Razão de perdas de solo para alguns sistemas de manejo da cultura de milho**. Tese de Doutorado, USP, Piracicaba, 93 p. 1995.

DE MARIA, I. C.; LOMBARDI NETO, F. Razão de perdas de solo e fator C para sistemas de manejo da cultura de milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.21, n.2, p.263-270. 1997.

DENARDIN, J. E. **Erodibilidade de solo estimada por meio de parâmetros físicos e químicos**. Tese de Doutorado, USP, Piracicaba, 81 p. 1990.

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

DESPHANDE, T. L.; GREENLAND, D. J.; QUIRK, J. P. Role of írons oxides in the bonding of soil particles. **Nature** , vol.201, n.49, p.107-108. 1964.

DISSMEYER, G. E.; FOSTER, G. R. Estimating the cover management factor (C) in the universal soil loss equation for forest conditions. **Journal of Soil Water Conservation**, vol.36, p.235-240. 1981.

- EL-SWAIFY, S. A.; DANGLER, E. W. Rainfall erosion in the tropics: a state of art. In: KREBS, D. M. (Editor). **Determinant of soil loss tolerance**. Madison: ASA. P. 1-25. 1982.
- EMERSON, W. W. The structure os soil crumbs. **Journal of Soil Science**, vol.10, p.235-244. 1959.
- FIDALGO, E. C. C.; ABREU, M. B. de. “Uso de imagens ASTER para o mapeamento do uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica do rio São Domingos, RJ”. In: **Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, Brasil, INPE, p. 3747-3753. 2005.
- FOLK, R. L. **Petrology of sedime ntary rocks**. In: M. Drawer (Editor). Hemphill's: University of texas, Austin, Texas, p. 182. 1968.
- FOREST SERVICE. **An Approach to Water Resources Evaluation of Non-Point Silvicultural Sources** (a procedural handbook). Environmental protection Agency (EPA-600/8-80-012). 1980.
- FOSTER, G. R.; WISCHMEIER, W. H. Evaluating irregular slopes for soil loss predicton. **American Society of Agricultural Engineers Transactions** . Vol.17, p.305-309. 1974.
- FOSTER, G. R.; McCOOL, D. K.; RENARD, K. G.; MOLDENHAUER, W. C. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. **Journal of Soil and Water Conservaion**, vol. 36, n,6, p.355-359. 1981.
- FOSTER, G. R.; LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Evaluation of rinfall- runoff erosivity factors for individual storms. **Transaction of the Assae**. St. Joseph. vol.25, n.1, p.124-129. 1982.
- FOURNIER, F. The effect of climatic factors on soil erosion estimates of solids transported in suspension in runoff. **Association Hydrologic Int. Public**, 8. 6 p. 1956.
- GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. Características das bacias hidrográficas. In: **Hidrologia**. Edgard Blücher. São Paulo. SP. p. 43-55. 1988.
- GEPARMBH, 2003, Relatório 1 do Projeto Gestão Participativa da Bacia do Rio São Domingos. In: **Editai** CT-HIDRO/FINEP-MCT 02/2002.

- GUERRA, A. J. T. Processos erosivos nas encostas. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Editores). **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand, Rio de Janeiro, p. 149-210. 1995.
- HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. Erosion and sediment yield. In: HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Design hidrology and sedimentology for small catchments**. Academic Press, Califórnia, USA, p.238-310. 1993.
- HERNANI, L. C.; SALTON, J. C. F.; DEDECEK, R.; ALVES JR, M. Perdas por erosão e rendimentos de soja e de trigo em diferentes sistemas de preparo de um Latossolo Roxo de Dourados (MS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.21, n.4, p.667-676. 1997.
- HUDSON, N. W. **Soil Conservation**. Cornell University Press, Itacha, 320 p. 1981.
- JONES JR, J. N.; MODY, J. E.; LILLARD, J. H. Effects of tillage and mulch on soil water and plant growth. **Agronomy Journal**, vol.61, p.719-721. 1969.
- KEMPER, W. D.; KOCH, E. J. Aggregate stability os soils from western portions of the United States and Canada. **Technical Bulletin**, 1355. Departament of Agricultural, Washington, U. S. 1966.
- KINNELL, P. I. A. The problem of assessing the erosive power of rainfall from meteorological observations. **Soil Science Society American Proceedings**, vol.37, p.617-621. 1973.
- KINNELL, P. I. A. The IEa erosivity index: an index with teh capacity to give more direct consideration to hydrology in predicting short-term erosion in the USLE modeling environemt. **Journal of Soil and Water Conservation**, vol.50, n.5, p.507-512. 1995.
- LAL, R. Soil erosion on Alfissols of Western Nigeria. III. Efects of rainfall characteristcs. **Geoderma**, vol.6, n.1, p.389-401. 1976.
- LAL, R. Erodibility and erosivity. In: LAL, R. **Soil erosion research methods** . Ankeny: SWCS. p. 141-160. 1988.
- LE BISSONNIS, Y.; BRUAND, A.; JAMAGNE, M. Laboratory experimental study od soil crusting: relation between aggregate breakdown mechanisms and crus structure. **Catena**, vol.16 p.377-392. 1989.

- LEMOS, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo e Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, Campinas, SP, 45p. 1996.
- LEVY, M. C. T. C. **Avaliação de cenários da produção agrícola visando a sustentabilidade do uso das terras de Piracicaba (SP)**. Dissertação de Mestrado, USP, Piracicaba, 104 p. 1995.
- LOMBARDI NETO, F. **Rainfall erosivity - its distribution and relationship with soil loss at Campinas, Brasil**. Master of Science, Purdue University, West Lafayette, 53 p. 1977.
- LOMBARDI NETO, F.; BERTONI, J. **Erodibilidade de solos paulistas**. Campinas, Instituto Agronômico, 12p. 1975a.
- LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.51, n.2, p.189-196. 1980.
- LOMBARDI NETO, F.; BELLINAZZI JÚNIOR, R.; GALETI, P. A.; BERTOLINI, D.; LEPSCH, I. F.; OLIVEIRA, J. B. Nova abordagem para cálculo de espaçamento entre terraços. **Simpósio sobre terraceamento agrícola**. Campinas, Fundação Cargill. p.99-124. 1989.
- MCCOOL, D.K., FOSTER, G.R., MUTCHLER, C.K.; MEYER, L.D. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation (USLE). **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, 32, p.1571–1576. 1989.
- MANSOR, M. T. C.; FERREIRA, L.; ROSTON, D. M.; TEIXEIRA FILHO, J. Parâmetro para avaliação do potencial de risco de erosão. IN: **I Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto**. Aracaju/SE. 2002.
- MARQUES, J. J. G. S. M. **Estimativa e comparações dos fatores erosividade das chuvas e erodibilidade de solos com horizonte B textural no Brasil**. Dissertação de Mestrado, UFLA, Lavras, MG, 119 p. 1996.
- MEIN, R. G.; LARSON, C. L. Modeling infiltration during a steady rain. **American Geophysical Union**, vol.9, n.2, p.384-394. 1973.

- MELLO, E. L.; BERTOL, I.; ZAPAROLLI, A. L. V.; CARRAFA, M. R. Soil and water losses in different soil tillage systems on a hapludox under simulated rainfall. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.27, n.5, p.901-910. 2003.
- MEYER, L. D.; WISCHMEIER, W. H. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. **Transaction of the Assae**. St. Joseph. vol.12, p.754-758. 1969.
- MOCKUS, V. Estimation of direct runoff from storm rainfall. In: USDA (Editor), **Hidrology**. SCS National Engineering, 24p. 1972.
- MORAIS, L. F. B.; MUTTI, L. S. M.; ELTZ, F. L. P. Índices de erosividade correlacionadas com as perdas de solo no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.12, n.3, p.281-284. 1988.
- MORAIS, L. F. B.; MUTTI, L. S. M.; ELTZ, F. L. P. Relações entre características físicas da chuva e perda de solo no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.12, n.3, p.285-288. 1988.
- MORGAN, R. P. C. The non-independence of rainfall erosivity and soil erodibility. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol.8, p.323-338. 1983.
- MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. Longman Group, Inglaterra, 298 p. 1986.
- NEARING, G. M.; BRADFORD, J. M. Relationships between waterdrop properties and forces of impact. **Journal Soil Science Society American**, vol.51, p.425-430. 1987.
- NOGUEIRA, F.P. **Uso agrícola sustentado das terras do município de Vera Cruz, SP: proposta metodológica**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.
- OADES, J. M. The role of biology in the formation, stabilization of some south-eastern Nigeria soils structure. **Geoderma**, vol.56, n.3. p.337-400. 1993.
- OTTONI, M. **Classificação físico-hídrica de solos e determinação da capacidade de campo *in situ* a partir de testes de infiltração**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro COPPE. 141p. 2005
- PEREIRA, H. H. G. **Índices de erosividade da chuva: distribuição e relações com a precipitação em Piracicaba (SP)**. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura “Luiz Queiroz”, Piracicaba (SP). 70 p. 1983.

PRUSKI, F. F.; BRANDÃO, V. S. D.; SILVA, D. D. D. **Escoamento superficial**. Editora Viçosa: UFV, Viçosa, MG, 88 p. 2004.

PRUSKI, F. F.; FERREIRA, P. A.; RAMOS, M. M.; CECON, P. R. A model to design terraces. **Journal of Irrigation and drainage engineering**, vol.123, n.1, p.8-12. 1997a.

PRUSKI, F. F. **Análises de precipitações extremas e de escoamento superficial, para áreas agrícolas, da região do Paraná**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, MG. 109p. 1990.,

PRUSKI, F. F.; RODRIGUES, L. N.; SILVA, D. D. Modelo hidrológico para estimar o escoamento superficial em áreas agrícolas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, vol.5, n.2, p.301-307. 2001.

RADEMA. Sistemas pastoris sustentáveis utilizando práticas de plantio direto para recuperação de áreas degradadas em relevo movimentado do bioma Mata Atlântica na Região Noroeste do Estado do Rio de Janeiro. In: **Editais PRODETAB** 106- 02/1999.

RANIERI, S. B. L. **Avaliação de métodos e escalas de trabalho para determinação de risco de erosão em bacia hidrográfica utilizando sistema de informações geográficas (SGI)**. Dissertação de Mestrado, USP, São Carlos, 128 p. 1996.

RANIERI, S. B. L.; SPAROVEK, G.; SOUZA, M. P.; DOURADO NETO, D. Aplicação de Índice Comparativo na Avaliação do Risco de degradação das Terras. Viçosa MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.22, n.4. p.751-760. 1998.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. Manole, São Paulo, SP, 188 p. 1990.

REICHERT, J. M.; VEIGA, M. DA.; CABEDA, M. S. V. Índices de estabilidade de agregados e suas relações com características e parâmetros de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.17, n.2. p.283-290. 1993.

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**, 703. USDA-ARS, Washington, 384 p. 1997.

RESENDE, W. W. **Pedologia**. Viçosa, UFV, 100p. 1982

RESENDE, W. W. Aplicações de conhecimentos pedológicos à conservação de solos. **Informe Agropecuário**, vol.128, n.11, p.3-18. 1985.

- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. NEPUT/UFV, Viçosa, 304 p. 1995.
- ROCHA, J. V.; LOMBARDI NETO, F.; BACELLAR, A. A. A. Metodologia para determinação do fator comprimento de rampa (L) para a Equação Universal de Perdas de Solo. IN: **I SIMPÓSIO DE USUÁRIOS IDRISI**, Campinas-SP. p.3-6. 1996.
- 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, 703**. Washington, USDA-ARS. 384p. 1997
- RUFINO, R. L. ; BISCAIA, R. C. M.; MERTEN, G. H. Determinação do potencial erosivo da chuva do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.17, n.3, p.439-444. 1993.
- SARTORI, A. **Avaliação da Classificação Hidrológica do Solo para a Determinação do Excesso de Chuva do Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas - Faculdade de Engenharia Civil, Arquitetura e Urbanismo, Campinas, SP. 161p. 2004
- SCHICK, J.; BERTOL, I.; BATISTELA, O.; BALBINOT JR, A. A. Erosão hídrica em Cambissolo Húmico alumínico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: I. Perdas de solo e água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.24, n.2, p.427-436. 2000.
- SCHWAB, G. O.; FREVERT, R. K.; EDMINSTER, T. W.; BARNES, K. K. **Soil and water conservation engineering**. 2. ed. New York: John Willey e Sons. 683p. 1966.
- SILVA, J. R. C. Erosão e produtividade do solo no semi-árido. In: OLIVEIRA, T.S.; ASSIS JR, R. N.; ROMERO, R. E.; SILVA, J.R.C: **Agricultura, sustentabilidade e o semi-árido**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo/UFC, Viçosa, p.169-213. 2000.
- SILVA, M. L. N. **Erosividade da chuva e proposição de modelos para estimar a erodibilidade de latossolos brasileiros**. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Lavras-UFLA, Lavras, MG, 154 p. 1997.
- SILVA, D. D.; PINTO, F. R. L. P.; PRUSKI, F. F.; PINTO, P. A. Estimativa e espacialização dos parâmetros da equação de intensidade- duração-frequência da

precipitação para os Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. **Revista de Engenharia Agrícola**, SBEA, Jaboticabal, SP, vol.18, n.3, p. 11-21. 1999a.

SILVA da, A. M. **Aplicações de técnicas de geoprocessamento no estudo das relações entre os processos erosivos e sedimentológicos de bacia hidrográfica**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo Escola de Engenharia de São Carlos. São Carlos, SP, 249p. 1999.

SILVA da, A.; M. Rainfall erosivity map for Brazil. **Catena**. Vol. 57, p. 251–259. 2004

STOCKING, M.A. Examination of factors controlling gully growth on cohesive fine sands in Rhodesia. **University of East Anglia: Discussion Paper**, 39, 6p. 1983.

STOCKING, M.A.; ELWELL, H.A. Vegetation and erosion: a review. **Scottish Geographical Magazine**, 92, p.4-16. 1976.

TISDALL, J. M.; OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Sciences**, vol.33, n.2, p.141-163. 1982.

TUCCI, C. E. Escoamento superficial. In: TUCCI, C. E. M. (Editor), **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS); ABRH, p.392-441. 2002.

USDA. Sediments sources, yields and delivery ratios, Sedimentation. **National Engineering Handbook**. USDA: Soil Conservation Service. 1971.

USDA. **National engineering handbook**. Section 4, Hydrology. USDA: Soil Conservation Service. 24p. 1972.

USDA. Drainage of agricultural land. New York: Water information. Center. USDA: Soil Conservation Service. 430p. 1973.

VALÉRIO FILHO, M. Técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto aplicadas ao estudo integrado de Bacias Hidrográficas. In: FERREIRA, M. E. E.; CRUZ, M. C. P. **Solos Altamente Suscetíveis à Erosão**, FCAV/UNESP, Jaboticabal, SP. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 223-242. 1994

VARELLA, C. A. A.; PINTO, F. A. C.; QUEIROZ, D. M.; SENA JR, D. G. Determinação da cobertura do solo por análise de imagens e redes neurais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, vol.6, n.2, p.225-229. 2002.

- VIEIRA, D. B.; LOMBARDI NETO, F.; SANTOS, R. P. Análise das intensidades máximas de chuva em Pindorama (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.18, n.2, p.255-260. 1994.
- WAGNER, C. S.; MASSAMBANI, O. Análises da relação intensidade de chuva-energia cinética de Wischmeier e Smith e sua aplicabilidade à região de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol.12, n.3, p.197-203. 1988.
- WEILL, M. A. M.; ROCHA, J. V., LAMPARELLI, R. A. Potencial natural de erosão e riscos de degradação na bacia hidrográfica do Rio Mogi- Guaçú (SP). IN: **VII SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO**. Goiânia. Anais... CD-ROM. 2001.
- WILLIAMS, J. R. Sediment routing for agricultural watersheds. **Water Resources Bulletin**, vol.2, n.5, p.965-974. 1975.
- WISCHMEIER, W. H. A rainfall erosion index for a universal soil- loss equation. **Soil Science Society of America. Proceedings**, 23, p.246-252. 1959.
- WISCHMEIER, W. H. Cropping- management factor evaluations for a universal soil-loss equation. **Soil Science Society of America. Proceedings**, 23 p.55-59. 1962.
- WISCHMEIER, W. H. Upslope erosion analysis. In: SHEN, H. W. **Environment impact in rivers**. Fort Collins, cap.15, p.1-26. 1972.
- WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Rainfall energy and its relationship to soil loss. **American Geophysical Union Transactions** , 39, p.285-291. 1958.
- WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. A universal soil loss equation to guide conservation farm planning, **VII International Congress of Soil Science**, Madison, Wiscosin, p.418-425. 1960.
- WISCHMEIER, W. H.; MANNERING, J. V. Relation of soil properties to its erodibility. **Soil Science Society of America Proceedings**, vol.33, n.1, p.131-137. 1969.
- WISCHMEIER, W. H.; JOHNSON, C.B.; CROSS, B. V.. A soil erodibility monograph for farmland and construction sites. **Journal of Soil and Water Conservation**, vol.26, n.5, p.189-193. 1971.

WISCHMEIER, W. H., MEYER, L. D. **Soil erodibility on construction areas.** Washington , D. C. Highway Research Boards. (HRB. Special Report, 135). p. 20-9 1973.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. **Agricultural Handbook**, 537. USDA, Washington, D.C, 57 p. 1978.

ANEXO A: Composição do CN para a condição III de umidade antecedente – Bacia de Santa Maria.

UM	Pastagem		Área urbana		Mata		Culturas anuais		Solo_exposto		AR		Corpos d'água	
	Área	CN	Área	CN	Área	CN	Área	CN	Área	CN	Área	CN	Área	CN
GXve	0.40	96	0.002000	97	0.05	93	0.007	94	0.01	98		100		1
CXbe1	0.18	96	0.000030	97	0.05	93	0.05	94	0.006	98		100		1
CXbe2	0.37	95.4	0.000000	96.7	0.13	91.8	0.0002	93.4	0.005	97.7		100		1
CXve1	0.80	94.5	0.000700	96.1	0.13	89.7	0.07	92.2	0.04	96.8		100		1
CXve2	0.40	96	0.000000	97	0.09	93	0.0007	94	0.06	98		100		1
CXve3	0.97	95.2	0.000400	96.6	0.2	91.4	0.03	93.2	0.02	97.6		100		1
PVAe	0.15	94.6	0.000400	96.3	0.04	90.2	0.015	92.6	0.003	97.3		100		1
PVAd	1.04	93.3	0.000500	95.5	0.2	87.3	0.01	91	0.02	96.2		100		1
RLve	0.45	96	0.000000	97	0.15	93	0.000	94	0.02	98		100		1
Totais	4.76		0.004030		1.04		0.183		0.184		0.37	100	0.07	1
														6.610930

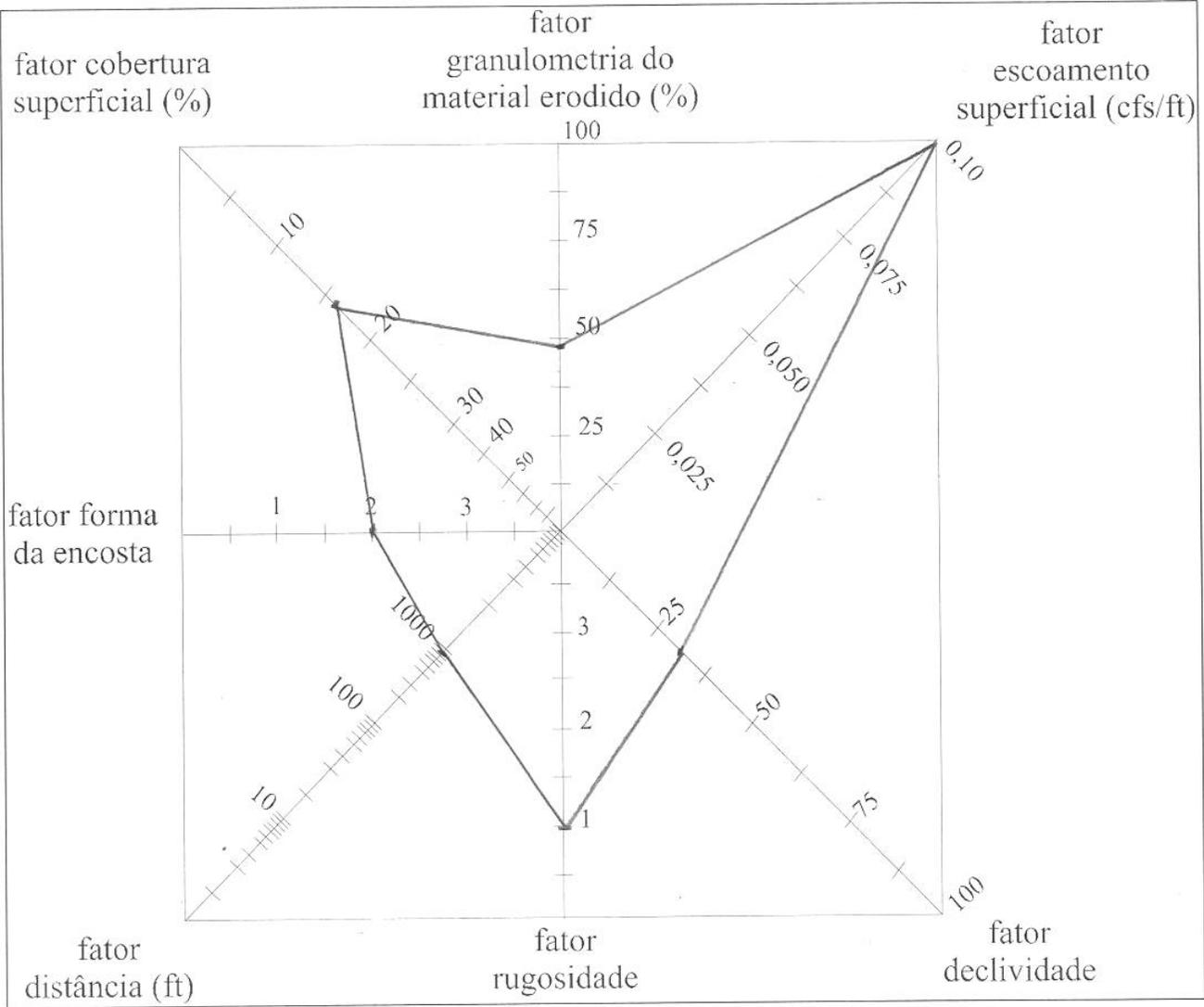
	Área x CN						
	38.40	0.19	4.65	0.66	0.98		
	17.28	0.00	4.65	4.70	0.59		
	35.30	0.00	11.93	0.02	0.49		
	75.60	0.07	11.66	6.45	3.87		
	38.40	0.00	8.37	0.07	5.88		
	92.34	0.04	18.28	2.80	1.95		
	14.19	0.04	3.61	1.39	0.29		
	97.03	0.05	17.46	0.91	1.92		
	43.20	0.00	13.95	0.00	1.96		
totais	451.74	0.39	94.56	16.99	17.94	37.00	0.07
							618.69
CN médio							93.59

ANEXO B: Composição do CN para a condição III de umidade antecedente – Bacia de Cambiocó.

UM	Pastagem		Área urbana		Mata		Culturas anuais		Solo_exposto		AR		Corpos d'água	
	Área	CN	Área	CN	Área	CN	Área	CN	Área	CN		CN		CN
GXve	0.09	96	0.000800	97	0.03	93	0.006	94	0.002	98		100		1
CXbe1	0.06	96	0.000000	97	0.03	93	0.004	94	0.0004	98		100		1
CXbe2	0.07	95.4	0.000000	96.7	0.07	91.8	0	93.4	0.0015	97.7		100		1
CXve1	0.50	94.5	0.000300	96.1	0.06	89.7	0.03	92.2	0.02	96.8		100		1
CXve2	0.65	96	0.000004	97	0.3	93	0.008	94	0.04	98		100		1
CXve3	1.07	95.2	0.000200	96.6	0.35	91.4	0.06	93.2	0.05	97.6		100		1
PVAe	0.10	94.6	0.000000	96.3	0.02	90.2	0.003	92.6	0.0008	97.3		100		1
PVAd	0.45	93.3	0.000000	95.5	0.15	87.3	0.02	91	0.01	96.2		100		1
RLve	0.78	96	0.000000	97	0.45	93	0.000	94	0.11	98		100		1
Totais	3.77		0.001304		1.46		0.131		0.2347		0.65	100	0.034	1
														6.281004

	Área x CN						
	8.64	0.08	2.79	0.56	0.20		
	5.76	0.00	2.79	0.38	0.04		
	6.68	0.00	6.43	0.00	0.15		
	47.25	0.03	5.38	2.77	1.94		
	62.40	0.00	27.90	0.75	3.92		
	101.86	0.02	31.99	5.59	4.88		
	9.46	0.00	1.80	0.28	0.08		
	41.99	0.00	13.10	1.82	0.96		
	74.88	0.00	41.85	0.00	10.78		
totais	358.92	0.13	134.03	12.15	22.94	0.65	0.034
							593.19
CN médio							94.44

ANEXO C. Diagrama apresentando os dados obtidos na bacia de Santa Maria.



ANEXO D. Diagrama apresentando os dados obtidos na bacia de Cambiocó

