



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM ENGENHARIA CIVIL
INFRAESTRUTURA E GERÊNCIA VIÁRIA**

ÂNGELA GRANDO

**MONITORAMENTO E MODELAGEM
HIDROSEDIMENTOLÓGICA
EM UMA MICROBACIA HIDROGRÁFICA
EXPERIMENTAL**

**Florianópolis
2011**

ÂNGELA GRANDO

**MONITORAMENTO E MODELAGEM
HIDROSEDIMENTOLÓGICA
EM UMA MICROBACIA HIDROGRÁFICA
EXPERIMENTAL**

Dissertação submetida ao Programa
de Pós-graduação em Engenharia Civil
da Universidade Federal de Santa
Catarina para a obtenção do título de
Mestre em Engenharia Civil.

Orientador:

Marciano Maccarini, PhD.

Coorientador:

Rafael Augusto dos Reis Higashi, Dr.

Florianópolis
2011

Catálogo na fonte pela Biblioteca Universitária
da
Universidade Federal de Santa Catarina

G754m Grando, Ângela
Monitoramento e Modelagem Hidrossedimentológica em uma
microbacia hidrográfica experimental [dissertação] / Ângela
Grando; orientador, Marciano Maccarini. - Florianópolis, SC,
2011.
175 p.: il., grafs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Civil.

Inclui referências

1. Engenharia civil. 2. Bacias hidrográficas. 3. Água
- Análise. 4. Mecânica do solo. 5. Erosão. I. Maccarini,
Marciano. II. Universidade Federal de Santa Catarina.
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil. III. Título.

CDU 624

**MONITORAMENTO E MODELAGEM
HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM UMA MICROBACIA
HIDROGRÁFICA EXPERIMENTAL**

Dissertação julgada adequada para a obtenção do Título de MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL e aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil - PPGEC da Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC.

Florianópolis, 25 de fevereiro de 2011.

Prof. Janaíde Cavalcante Rocha, Dra.
Coordenadora do PPGEC-UFSC

Comissão Examinadora:

Prof. Marciano Maccarini, PhD.
ECV-UFSC (Orientador)

Prof. Rafael Augusto dos Reis Higashi, Dr.
ECV-UFSC (Coorientador)

Prof. Irani dos Santos, Dr. – LHG-UFPR

Prof. Masato Kobiyama, Dr. – ENS-UFSC

Prof. Orlando Martini de Oliveira, Dr. – ECV-UFSC

Dedico aos meus pais,
João e Sirlei,
ao meu irmão Édson
(*in memoriam*) e,
ao meu eterno namorado
Tadeu.

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil desta universidade, pela oportunidade de realização do mestrado. Também, aos Professores deste Programa, em especial ao Professor Orientador Marciano Maccarini e ao Coorientador Rafael Augusto dos Reis Higashi pelos conhecimentos transmitidos, amizade e auxílios com a realização dos ensaios geotécnicos de laboratório.

Ao Professor do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, desta universidade, Professor Masato Kobiyama, pelo incentivo à pesquisa científica, pela amizade, pela contribuição aos estudos e ensinamentos, especialmente em campo.

Aos demais membros da comissão examinadora desta dissertação, obrigada pela atenção.

À empresa Battistella Florestas pelo fornecimento de bolsa de estudos e apoio em campo, bem como, aos funcionários desta empresa, José Lucindo e Antônio, pelo auxílio nas coletas de amostras de solo.

Ao laboratorista da Universidade do Sul de Santa Catarina, Alfeu Santos pelo auxílio e dedicação.

Aos colegas do Laboratório de Mecânica dos Solos, da Engenharia Civil, desta universidade, em especial os colegas César e Gisele. Igualmente, aos colegas do Laboratório de Hidrologia, da Engenharia Sanitária e Ambiental, especialmente a Laís e a Professora Cláudia.

Minha eterna gratidão à colega de ambos os laboratórios, Camila, pela amizade, companheirismo, pelo comprometimento e aporte em quaisquer circunstâncias.

Agradeço também a compreensão das pessoas que abdiquei atenção no período de composição dessa dissertação e, por fim, agradeço a todos que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento desse trabalho.

“Água também é mar
e aqui na praia
também é margem.
Já que não é urgente
aguarde e sente
aguarde o temporal.
Chuva também
é água do mar lavada
no céu imagem.
Há que tirar o sapato
e pisar com tato
nesse litoral.
Gire a torneira,
perigas ver,
inunda o mundo,
o barco é você...
Na distância,
há de sonhar, há de
estancar...
Gotas tantas
não demora
sede estranha.”

Música: Água também é mar
Composição: Marisa Monte, Carlinhos Brown e Arnaldo Antunes

*...não há saber mais ou
saber menos, há saberes
diferentes.*

Paulo Reglus Neves Freire

RESUMO

Este trabalho refere-se a um estudo hidrossedimentológico em uma microbacia hidrográfica experimental. A área de estudos pertence à região do Planalto Norte do estado de Santa Catarina e está localizada na fazenda Rio Feio, município de Rio Negrinho. Nesta região é predominante o cultivo do solo com florestas plantadas e no âmbito de proteção dos mananciais é de fundamental importância conhecer os efeitos dessas atividades. Neste contexto, foi realizado um diagnóstico hidrossedimentológico nesta microbacia. Para tanto, primeiramente foi realizado o monitoramento das perdas de solos com uso de parcelas experimentais. Na sequência foram obtidas classes de erodibilidade do solo por meio de ensaios geotécnicos, bem como, a determinação em laboratório dos parâmetros geotécnicos e hídricos. Os resultados obtidos possibilitaram identificar além das perdas de solos anuais, o potencial natural de erosão e, com isso, o fator antrópico para solo de floresta, utilizando o modelo RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*). Também foi possível compor classes de erodibilidade de acordo com os tipos e usos do solo e, por último, assumindo as considerações do modelo de Montgomery e Dietrich (1994) foi realizada a modelagem dos processos erosivos com o programa Umbral. Deste modo, foi possível gerar mapas de previsão de erosão identificando: erosão difusa, erosão por lixiviação, erosão linear e erosão por deslizamentos. Esses processos foram confrontados com os tipos e usos dos solos da microbacia, bem como, com as influências dos parâmetros geotécnicos e hídricos. Como resultado final, tem-se o diagnóstico hidrossedimentológico da microbacia experimental, ou seja, a perda de solo, a obtenção do fator antrópico, a classificação da erodibilidade do solo e a distribuição dos processos erosivos.

Palavras-chave: microbacias experimentais, ensaios geotécnicos, erosão

ABSTRACT

This paper is about a hydrosedimentological study in the experimental watershed. The study area is located in the north region of the Santa Catarina state in the Rio Feio farm, city of Rio Negrinho. In this region is predominant the soil cultivation with a perda de solo, h reforestation and to protect the water sources is important to know the effects of these activities. In this context, was performed a hydrosedimentological diagnostic in the experimental watershed. Firstly, was monitored the loss of soil with the use of experimental plots. After that, was obtained soil erodibility classes by means of geotechnical tests and also hidric soil parameters in the laboratory. The results has shown the annual loss of soil, potential natural erosion and the anthropic factor for the forest soil by the RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) model. It was also possible to generate erodibility classes according by types and land uses, and finally, taking the considerations of Montgomery and Dietrich (1994) model, to make the modeling of erosion with the Umbral program. Therefore, was possible to generate maps of erosion prediction: diffuse erosion, erosion by leaching, linear erosion and by landslides. These processes were confronted with the types and uses of the soils of the watershed and also with the influences of the geotechnical and hidrics parameters. The final results show the hydrosedimentological diagnostic of the experimental watershed, in other words, the soil loss, the anthropic factor, the soil erodibility classification and distribution of erosion processes.

Keywords: experimental watersheds, geotechnical, erosion

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Equipamento de Inderbitzen original	51
Figura 2 – Equipamento de Inderbitzen modificado	53
Figura 3 – Critério de erodibilidade pela metodologia MCT	54
Figura 4 – Ciclo Hidrológico.....	55
Figura 5 – Formas de escoamento de fluxos no solo	56
Figura 6 – Balanço hídrico em um segmento de encosta	58
Figura 7 – Definição do índice topográfico/geomorfológico	63
Figura 8 – Localização da bacia hidrográfica dos Rios Paraná e Negro.....	65
Figura 9 – Localização das microbacias experimentais	66
Figura 10 – Localização da microbacia experimental do Rio Feio.....	67
Figura 11 – Mapa pedológico da microbacia experimental do Rio Feio.....	69
Figura 12 – Reflorestamento no ano de 2006	71
Figura 13 – Uso do solo da microbacia do ano de 2006	72
Figura 14 – Distribuição do uso do solo	73
Figura 15 – Floresta plantada	73
Figura 16 – Vegetação nativa.....	74
Figura 17 – Agricultura	74
Figura 18 – Estrada vicinal em área de floresta	75
Figura 19 – Produção de sedimentos em estradas vicinais	75
Figura 20 – Estruturação das atividades da pesquisa	78
Figura 21 – Localização dos pontos de coletas nos solos	79
Figura 22 – Localização dos pontos de coletas nos usos do solo	80
Figura 23 – Coletas de amostras de solos.....	81
Figura 24 – Desenho esquemático dos pontos de coletas.....	81
Figura 25 – Fluxograma de atividades do modelo RUSLE	82
Figura 26 – Parcela experimental	85
Figura 27 – Coleta de água e sedimentos	85
Figura 28 – Ensaio de sedimentos em suspensão.....	86
Figura 29 – Membrana com sedimentos	86
Figura 30 – Retirada dos dados pluviométricos	87
Figura 31 – Classes de permeabilidade.....	89
Figura 32 – Ensaio de Inderbitzen modificado com chuveiramento	90
Figura 33 – Desagregação das partículas no ensaio de perda de massa por imersão modificado.....	92
Figura 34 – Ensaio de perda de massa por imersão modificado.....	93
Figura 35 – Equipamento do ensaio de Infiltrabilidade	93
Figura 36 – Ensaio de infiltrabilidade	94
Figura 37 – Comportamento da infiltrabilidade	95
Figura 38 – Relação entre área de drenagem e declividade para ocorrência de escoamento superficial turbulento.....	98
Figura 39 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência do escoamento superficial laminar	100
Figura 40 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência de erosão por saturação do solo	102
Figura 41 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência de escoamento superficial por saturação	103
Figura 42 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência de deslizamento superficial.....	105
Figura 43 – Definição dos limites de erosão.....	106

Figura 44 – Fluxograma de atividades do modelo de Montgomery e Dietrich (1994).....	108
Figura 45 – Molde do ensaio de cisalhamento direto.....	110
Figura 46 – Gráfico das tensões do ensaio de cisalhamento direto.....	110
Figura 47 – Ensaio de cisalhamento direto.....	111
Figura 48 – Relação entre coesão e tensão cisalhante crítica hidráulica ..	112
Figura 49 – Permeâmetro	114
Figura 50 – Modelo numérico do terreno da microbacia do Rio Feio	115
Figura 51 – Variáveis espaciais do Umbral	117
Figura 52 – Parâmetros físicos do Umbral	117
Figura 53 – Processos erosivos identificados no Umbral	117
Figura 54 – Distribuição da precipitação	119
Figura 55 – Comportamento das perdas de solo	121
Figura 56 – Perda de solo – Ano 1.....	121
Figura 57 – Perda de solo – Ano 2.....	122
Figura 58 – Tendência de perdas de solo-parcelas R-10	123
Figura 59 – Tendência de perdas de solo-parcelas R-20	123
Figura 60 – Tendência de perdas de solo-parcelas PD-20	124
Figura 61 – Granulometria dos solos	129
Figura 62 – Comportamento dos solos nos períodos de secagem	134
Figura 63 – Grau de sorção dos solos com umidade natural (wOh)	135
Figura 64 – Grau de sorção dos solos com 96 horas de secagem	135
Figura 65 – Critério de erodibilidade MCT	139
Figura 66 – Classificação geotécnica da erodibilidade do solo.....	140
Figura 67 – Mapa de declividade M	141
Figura 68 – Mapa de índice topográfico/geomorfológico.....	141
Figura 69 – Envoltórias de Mohr-Coulomb	143
Figura 70 – Modelagem dos processos erosivos – cenário 1	149
Figura 71 – Modelagem dos processos erosivos – cenário 2	149
Figura 72 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 3.....	151
Figura 73 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 4.....	152
Figura 74 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 5.....	152
Figura 75 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 6.....	153
Figura 76 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 7.....	153
Figura 77 – Percentagem dos processos erosivos na microbacia	154
Figura 78 – Comportamento hidrossedimentológico da microbacia	155

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores do fator Erodibilidade	44
Tabela 2 – Valores para o fator uso do solo	47
Tabela 3 – Valores para o fator de práticas/manejos	48
Tabela 4 – Valores para Fator Antrópico.....	49
Tabela 5 – Descrição dos pontos de coletas	80
Tabela 6 – Identificação das parcelas	84
Tabela 7 – Classes de estrutura do solo.....	89
Tabela 8 – Resumo das equações dos processos erosivos	106
Tabela 9 – Dados de entrada do programa Umbral.....	107
Tabela 10 – Precipitação na microbacia.....	119
Tabela 11 – Perdas anuais de solo.....	120
Tabela 12 – Textura do solo.....	125
Tabela 13 – Atributos do solo	125
Tabela 14 – Erodibilidade do solo.....	125
Tabela 15 – Símbolo Z – Fatores Antrópicos	126
Tabela 16 – Símbolo Z estimado e calculado.....	127
Tabela 17 – Caracterização física dos solos	128
Tabela 18 – Erosão pelo ensaio de Inderbitzen modificado	131
Tabela 19 – Granulometria do solo erodido	133
Tabela 20 – Resultado do ensaio de Infiltrabilidade	134
Tabela 21 – Perda de massa por imersão.....	137
Tabela 22 – Critério de erodibilidade MCT	137
Tabela 23 – Resultados de coesão e ângulo de atrito das amostras	142
Tabela 24 – Dados geotécnicos e de tensão cisalhante crítica hidráulica .	144
Tabela 25 – Permeabilidade do solo	145
Tabela 26 – Transmisividade do solo	147
Tabela 27 – Parâmetros constantes no Umbral	148
Tabela 28 – Parâmetros para modelagem dos cenários 1 e 2	148
Tabela 29 – Parâmentros para modelagem dos cenários 3 à 7	150

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

Abreviaturas

ANA	Agência Nacional das Águas
ASC	<i>American Standard Code for Information Interchange</i>
A-5	Solos siltosos de alta plasticidade
A7-5/A7-6	Solos argilosos com percentagens de areia e grandes variações volumétricas
CIDASC	Companhia Integrada de Desenvolvimento Agrícola de Santa Catarina
CNRH	Conselho Nacional de Recursos Hídricos
CX	CAMBISSOLOS
DEM	Modelo Digital de Elevação/Modelo Numérico do Terreno
<i>EI₃₀</i>	Intensidade da Chuva com 30 minutos de duração
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EUA	<i>United States American</i>
EPAGRI	Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
GPS	<i>Global Position System</i>
HRB	<i>Highway Research Board</i>
<i>LS</i>	<i>Length-Steepness</i>
LA'	Areias argilosas lateríticas
LG'	Argilas lateríticas e argilas lateríticas arenosas
MCT	Miniatura Compactado Tropical
MNT	Modelo Numérico do Terreno/Modelo Digital de Elevação
ML	Siltos de baixa plasticidade
MH	Siltos de alta plasticidade
NB	NITOSSOLOS
NP	Número dos pontos de coletas de solos
NS'	Siltos arenosos e siltos argilosos não-lateríticos
NG'	Argilas siltosas e argilas arenosas não-lateríticas
<i>PAE</i>	Percentual de abatimento da erosão
<i>PNE</i>	Potencial natural de erosão
PNRH	Política Nacional de Recursos Hídricos
PD1-20	Parcela 1 com plantio direto e declividade da encosta de 20%
PD2-20	Parcela 2 com plantio direto e declividade da encosta de 20%
RUSLE	<i>Revised Universal Soil Loss Equation</i>
R1-10	Parcela 1 com escarificador e declividade da encosta de 10%
R2-10	Parcela 2 com escarificador e declividade da encosta de 10%
R1-20	Parcela 1 com escarificador e declividade da encosta de 20%

R2-20	Parcela 2 com escarificador e declividade da encosta de 20%
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SINGREH	Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos
SUCS	Sistema Unificado de Classificação de Solos
TIN	<i>Irregular Triangulated Network</i>
UFSC	Universidade Federal de Santa Catarina
USLE	<i>Universal Soil Loss Equation</i>
UTM	<i>Universal Transverse Mercator</i>
SAD69	<i>South American Datum</i>

Alfabeto Latino

A	Perda de solo.....	[ton·ha ⁻¹ ·ano ⁻¹]
AF	Areia fina	[%]
AM	Areia média	[%]
A ₀	Níveis de erosão inicial	[adimensional]
A ₁	Níveis de erosão após plantio.....	[adimensional]
Ace	Área de contribuição da encosta	[m ²]
As	Área da seção da amostra.....	[cm ²]
af	Teor de areia fina	[%]
ar	Teor de argila	[%]
b	Estrutura do solo	[adimensional]
C	Cobertura vegetal.....	[adimensional]
C'	Coesão efetiva do solo	[kPa]
c	Coesão	[kPa]
cc	Comprimento de contorno	[m]
cps	Permeabilidade do perfil de solo	[adimensional]
D	Profundidade	[m]
Dr	Desagregação do solo em sulcos	[kg·N ⁻¹ ·s ⁻¹]
e	Erodibilidade do solo	[%]
es	Espessura do solo saturado, igual a z.....	[m]
f	Fator de resistência	[adimensional]
g	Aceleração gravitacional	[m·s ⁻²]
h	Profundidade do escoamento.....	[m]
I	Capacidade de infiltração	[mm]
IP	Índice de plasticidade.....	[adimensional]
i	Gradiente hidráulico	[adimensional]
K	Erodibilidade do solo	[ton·ha·MJ ⁻¹ ·mm ⁻¹]
Kr	Erodibilidade do solo em sulcos.....	[kg·N ⁻¹ ·s ⁻¹]
K _{geo}	Constante ligada à geometria da superfície do terreno/encosta	[adimensional]
k	Condutividade hidráulica saturada, igual a k _{per}	[m·s ⁻¹]
k _{per}	Permeabilidade do solo, igual a k.....	[m·s ⁻¹]
L	Comprimento do declive	[m]
LL	Limite de liquidez	[adimensional]

<i>LP</i>	Limite de plasticidade	[adimensional]
<i>La</i>	Leitura inicial no tubo capilar	[cm]
<i>Lb</i>	Leitura final no tubo capilar	[cm]
<i>M</i>	Declividade (Mapa)	[m·m ⁻¹]
<i>Mt</i>	Textura	[%]
<i>m</i>	Número de chuvas erosivas	[anual]
<i>mo</i>	Teor de matéria orgânica	[%]
<i>N</i>	Força vertical normal.....	[kPa]
<i>n</i>	Coefficiente de rugosidade de Manning	[m ^{-1/3} ·s]
<i>P</i>	Manejo do solo	[adimensional]
<i>Pie</i>	Peso do solo desagregado seco	[gramas]
<i>Ptes</i>	Peso total do solo erodido seco.....	[gramas]
<i>Pt</i>	Peso do solo seco.....	[gramas]
<i>Pta</i>	Peso total da amostra.....	[gramas]
<i>pi</i>	Perda de massa por imersão	[%]
<i>q</i>	Vazão.....	[m ³ ·s ⁻¹]
<i>qcrl</i>	Vazão crítica para ocorrência de erosão por escoamento superficial laminar	[m ³ ·s ⁻¹]
<i>qcrt</i>	Vazão crítica para ocorrência de erosão por escoamento superficial turbulento.....	[m ³ ·s ⁻¹]
<i>qd</i>	Vazão crítica p/ erosão por deslizamentos	[m ³ ·s ⁻¹]
<i>qb</i>	Escoamento subsuperficial.....	[m·s ⁻¹]
<i>qs</i>	Escoamento superficial.....	[m·s ⁻¹]
<i>qsdl</i>	Fluxo de sedimentos.....	[m·s ⁻¹]
<i>R</i>	Erosividade da chuva	[MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ ·ano ⁻¹]
<i>Ri</i>	Intensidade da chuva	[mm]
<i>Rc</i>	Precipitação de projeto	[m·dia ⁻¹]
<i>Rp</i>	Porção.....	[adimensional]
<i>R²</i>	Coefficiente de determinação	[adimensional]
<i>S</i>	Declividade.....	[%]
<i>Sa</i>	Declividade do lençol freático.....	[m·m ⁻¹]
<i>Sd</i>	Declividade.....	[m·m ⁻¹]
<i>Stc</i>	Seção do tubo capilar	[cm ²]
<i>s</i>	Coefficiente de sorção do solo	[cm·min ⁻¹]
<i>Sil</i>	Teor de silte.....	[%]
<i>Sc</i>	Declividade do canal.....	[m·m ⁻¹]
<i>T</i>	Transmissividade	[m ² ·dia ⁻¹]
<i>Tf</i>	Força tangencial cisalhante	[kPa]
<i>ta</i>	Tempo inicial das leituras	[min]
<i>tb</i>	Tempo final das leituras	[min]
<i>u</i>	Velocidade média do fluxo	[m·s ⁻¹]
<i>v</i>	Velocidade de percolação	[cm·s ⁻¹]
<i>Z</i>	Produto de (C·P).....	[adimensional]
<i>Z₀</i>	Equivale a A ₀	[adimensional]
<i>Z₁</i>	Equivale a A ₁	[adimensional]
<i>w</i>	Umidade do solo.....	[%]

<i>y</i>	Profundidade do escoamento.....	[m]
<i>z</i>	Espessura do solo saturado, igual a <i>es</i>	[m]

Alfabeto Grego

<i>a</i>	Índice topográfico/geomorfológico	[m]
<i>acrl</i>	Área crítica p/ erosão superficial laminar	[m ²]
<i>acrb</i>	Área crítica p/ erosão superficial e subsuperficial	[m ²]
<i>acrd</i>	Área crítica p/ erosão superficial p/ deslizamento	[m ²]
<i>acrst</i>	Área crítica p/ erosão superficial por saturação	[m ²]
<i>acrt</i>	Área crítica p/ erosão superficial turbulenta	[m ²]
<i>β</i>	Declividade	[m·m ⁻¹]
<i>γ</i>	Peso específico da água	[kgf·m ⁻³]
<i>Δh</i>	Deslocamento horizontal	[mm]
<i>Δv</i>	Deslocamento vertical	[mm]
<i>δ</i>	Massa específica dos grãos.....	[g·cm ⁻³]
<i>ε</i>	Índice de vazios	[adimensional]
<i>η</i>	Porosidade	[%]
<i>ν</i>	Viscosidade cinemática	[m ² ·s ⁻¹]
<i>ρ</i>	Densidade da água.....	[kg·m ⁻³]
<i>σ'</i>	Tensão efetiva	[kPa]
<i>τ</i>	Tensão cisalhante	[kPa]
<i>τ_c</i>	Tensão cisalhante crítica hidráulica	[Pa]
<i>τ_e</i>	Tensão cisalhante do escoamento	[Pa]
<i>τ_{res}</i>	Tensões residuais.....	[kPa]
<i>τ_{rup}</i>	Tensões de ruptura	[kPa]
<i>φ</i>	Ângulo de atrito interno das partículas.....	[graus]

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	29
1.1	MONITORAMENTO E MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA.....	31
1.2	MOTIVAÇÃO DA PESQUISA	32
1.3	OBJETIVOS.....	34
1.3.1	OBJETIVO GERAL	34
1.3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	34
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
2.1	BACIAS HIDROGRÁFICAS EXPERIMENTAIS	35
2.1.1	ORIGEM DAS BACIAS EXPERIMENTAIS.....	35
2.1.2	INTEGRALIZAÇÃO DOS ESTUDOS EM BACIAS.....	36
2.2	PERDAS DE SOLOS EM FLORESTAS	37
2.2.1	REDUÇÃO DA EROÇÃO	38
2.3	MODELO RUSLE	39
2.3.1	POTENCIAL NATURAL DE EROÇÃO	41
2.3.2	FATORES ANTRÓPICOS	46
2.3.3	A ESTIMATIVA DAS PERDAS DE SOLO	48
2.3.4	ABORDAGEM DO SUBFATOR ANTRÓPICO	49
2.4	ABORDAGEM GEOTÉCNICA DO FATOR ERODIBILIDADE	50
2.4.1	ENSAIO DE INDERBITZEN	51
2.4.2	ERODIBILIDADE A PARTIR DA METODOLOGIA MCT.....	53
2.5	PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS	55
2.5.1	MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS	59
2.5.2	MODELO DE MONTGOMERY E DIETRICH (1994)	61
3	ÁREA DE ESTUDOS.....	65
3.1	LOCALIZAÇÃO	65
3.1.1	LOCALIZAÇÃO HIDROGRÁFICA.....	65
3.1.2	LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA.....	67
3.2	CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDOS E REGIÃO.....	68
3.2.1	CLIMA.....	68
3.2.2	PEDOLOGIA.....	68
3.2.3	GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	70
3.2.4	COBERTURA VEGETAL	70
3.3	CARACTERIZAÇÃO DA MICROBACIA DO RIO FEIO	71
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	77
4.1	DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE COLETAS	79
4.1.1	CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO	82
4.2	MODELO RUSLE	82
4.2.1	FATORES ANTRÓPICOS	83
4.2.2	PERDAS DE SOLOS	84
4.2.2.1	ENSAIO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO	85
4.2.2.2	DADOS PLUVIOMÉTRICOS	87
4.2.3	FATOR TOPOGRÁFICO/GEOMORFOLÓGICO	87
4.2.4	EROSIVIDADE DA CHUVA	88
4.2.5	ERODIBILIDADE DO SOLO	88
4.3	ABORDAGEM GEOTÉCNICA DA ERODIBILIDADE DO SOLO	89

4.3.1	ENSAIO DE IÑDERBITZEN MODIFICADO	90
4.3.2	CRITÉRIO DE ERODIBILIDADE MCT	91
4.3.2.1	ENSAIO DE PERDA DE MASSA POR IMERSÃO.....	91
4.3.2.2	ENSAIO DE INFILTRABILIDADE	93
4.4	MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS	95
4.4.1	EROSÃO POR ESCOAMENTO SUPERFICIAL	96
4.4.2	EROSÃO POR ESCOAMENTO SUPERFICIAL E SUBSUPERFICIAL.....	101
4.4.3	EROSÃO POR ESCOAMENTO SUPERFICIAL POR SATURAÇÃO.....	103
4.4.4	EROSÃO POR DESLIZAMENTOS.....	104
4.4.5	PARÂMETROS FÍSICOS DO MODELO.....	107
4.4.5.1	PRECIPITAÇÃO	109
4.4.5.2	PARÂMETROS GEOTÉCNICOS.....	109
4.4.5.3	OBTENÇÃO DA TENSÃO CISALHANTE CRÍTICA HIDRÁULICA.....	111
4.4.5.4	OBTENÇÃO DA TRANSMISSIVIDADE DO SOLO.....	113
4.4.6	VARIÁVEIS ESPACIAIS DO TERRENO	115
4.4.6.1	DECLIVIDADE	116
4.4.6.2	ÍNDICE TOPOGRÁFICO/GEOMORFOLÓGICO	116
4.5	PROGRAMA UMBRAL	116
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	119
5.1	DADOS PLUVIOMÉTRICOS	119
5.2	MODELO RUSLE.....	120
5.2.1	PERDAS DE SOLO	120
5.2.2	EROSIVIDADE DA CHUVA.....	124
5.2.3	ERODIBILIDADE DO SOLO	125
5.2.4	FATOR TOPOGRÁFICO	126
5.2.5	FATORES ANTRÓPICOS	126
5.3	ABORDAGEM GEOTÉCNICA DA ERODIBILIDADE DO SOLO	127
5.3.1	ENSAIO DE IÑDERBITZEN MODIFICADO	131
5.3.2	CRITÉRIO DE ERODIBILIDADE MCT.....	134
5.3.2.1	ENSAIO DE INFILTRABILIDADE	134
5.3.2.2	ENSAIO DE PERDA DE MASSA POR IMERSÃO.....	136
5.4	MODELO DE MONTGOMERY E DIETRICH (1994)	140
5.4.1	VARIÁVEIS ESPACIAIS DO TERRENO	140
5.4.2	PARÂMETROS FÍSICOS DO MODELO.....	142
5.4.2.1	PARÂMETROS GEOTÉCNICOS.....	142
5.4.2.2	RESULTADOS DA TENSÃO CISALHANTE CRÍTICA HIDRÁULICA ...	143
5.4.2.3	RESULTADOS DA TRANSMISSIVIDADE DO SOLO	145
5.5	MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS	147
5.5.1	MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS COM INFLUÊNCIA DA TRANSMISSIVIDADE DO SOLO	148
5.5.2	MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS COM INFLUÊNCIA DOS PARÂMETROS GEOTÉCNICOS E HÍDRICOS DO SOLO	150
5.6	DIAGNÓSTICO HIDROSEDIMENTOLÓGICO DA MICROBACIA	155
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	159
	REFERÊNCIAS	163
	ANEXOS	175

1 INTRODUÇÃO

No início do século passado, cerca de 35% da cobertura vegetal dos estados do sul do Brasil eram compostos por Floresta Ombrófila Mista. Neste período, houve incentivos às empresas privadas para adotarem programas de reflorestamento contornando a falta de matéria-prima existente. A exploração fez com que as reservas naturais desta espécie estejam limitadas a valores estimados entre 2 a 4% da área original, segundo Guerra et al. (2002).

Essências exóticas, especialmente do gênero pinus, passaram a ocupar áreas originalmente cobertas por Floresta Ombrófila Mista e com o passar do tempo, as modificações na cobertura vegetal e/ou uso do solo provocaram impactos sobre o meio ambiente. Em consequência disto, reflexos concentraram-se em modificações na paisagem e, por conseguinte a degradação dos recursos hídricos.

Os efeitos desta degradação têm relação direta com a apropriação humana do solo e envolvem diversos fatores, dentre eles, a erosão hídrica constitui o início de todos os problemas causadores do assoreamento dos cursos d'água. Ela é responsável por 80% dos problemas de alteração da qualidade da água em microbacias (RANZINE; LIMA, 2002).

Como contribuição para este número existe as atividades de exploração florestal, responsáveis por cerca de 90% do sedimento produzido em aberturas e utilização de estradas e carreadores de extração vegetal (ANDERSON, 1976).

Assim sendo, como resultado dessa constatação, têm-se alterações na paisagem, sendo que o correto diagnóstico dos mecanismos de evolução do relevo é dado por meio de análises das causas do problema em estudos hidrológicos (dinâmica de fluxos) e geológico-geotécnicos do fenômeno (comportamento do solo). Isto contribui para definir medidas preventivas e/ou corretivas econômicas para o setor de exploração florestal e eficientes quanto à proteção de mananciais (CARVALHO, 2006).

Há dificuldade em compreender os fenômenos de erosão devido às inúmeras variáveis que influenciam a sua evolução. No entanto, Camapum de Carvalho (2006) menciona que a caracterização destes, depende do conhecimento dos principais atributos da área que intervêm na dinâmica dos processos erosivos, tais como: tipo de solo, características mecânicas, físicas e hídricas do solo, cobertura vegetal, precipitação e as práticas de manejos. Por sua vez, essas variáveis vêm sendo compreendidas por meio da multidisciplinaridade de diversas áreas do conhecimento correlacionadas com questões ambientais, e nelas os processos erosivos requerem cuidados no universo disciplinar ecológico, social, cultural, ético, tecnológico, econômico, entre outras, cada uma com grau de intensidade.

Naturalmente, existem outros pontos de vista sobre os quais os estudos de erosão podem estar interligados. Todavia, em todos os casos é de significativa importância as interfaces de conhecimentos, sejam quais forem as variáveis envolvidas. Neste sentido, Hewlett (1982) e Kobiyama (1999) mencionam que nas bacias hidrográficas os estudos se integralizam, pois esta constitui uma unidade ideal para o gerenciamento integrado dos recursos hídricos. Ainda, Brown (1976) enfatiza e acrescenta que as microbacias constituem ecossistemas adequados para avaliação dos impactos causados pelas atividades florestais que podem afetar o equilíbrio e a manutenção da quantidade e qualidade da água.

Deste modo, Ward e Trimble (2004) mencionam que a maioria das bacias de captação de água para consumo está localizada nas vertentes de áreas rurais e, portanto, são influenciadas pelo excesso de sedimentos encontrados na rede fluvial. Assim, considerando que a maioria das cabeceiras de quaisquer bacias está coberta com florestas ou reflorestamentos, surge a importância de realizar estudos sobre erosão nestas áreas, sendo que no Brasil, há poucos estudos que identificam os possíveis impactos ao meio ambiente oriundos deste uso.

1.1 Monitoramento e Modelagem Hidrossedimentológica

Para o entendimento dos processos responsáveis pela evolução do relevo torna-se fundamental o reconhecimento, a localização e a quantificação dos fluxos de água. As rotas preferenciais dos fluxos superficiais ou subsuperficiais definem os mecanismos erosivo-deposicionais que compõem o ambiente de drenagem (FIORI, 1995). Alterações na composição destes fatores podem induzir modificações significativas nos processos hidrológicos atuantes, e conseqüentemente, o desencadeamento dos processos erosivos.

Diante disso, o uso de modelos que delimitam e quantificam a erosão nos contornos de bacias hidrográficas, para uso do solo com florestas plantadas, vem sendo comumente empregados. Pesquisas investigativas dos processos erosivos em bacias com usos múltiplos podem ser encontradas, por exemplo, em trabalhos realizados por Santos (2001) com a utilização de um modelo hidrológico acoplado ao modelo de estabilidade de encostas de Montgomery e Dietrich (1994); e em trabalhos de Chaves et al. (2004) no programa Produtor de Água da Agência Nacional das Águas (ANA, 2004), utilizando o modelo de perdas de solo, USLE (*Universal Soil Loss Equation*) de Wischmeier e Smith (1978).

Este último modelo foi criado inicialmente para quantificar as perdas de solos em sistemas de aptidões agrícolas e, uma vez que, não se dispõe de modelos para os demais usos, atualmente vem sendo aplicável em diversos cultivos pela facilidade de obtenção dos fatores. Diferente disso, o modelo acoplado utilizado por Santos (2001) pode ser aplicado em diversos usos do solo, seguindo as considerações de Montgomery e Dietrich (1989; 1994), as quais identificam que quaisquer alterações nas encostas são as principais desencadeadoras de aberturas de canais erosivos. Santos (2001) menciona que a partir da identificação dos diferentes processos erosivos torna-se possível estabelecer umbrais, também chamados de limiares de erosão. Com isso, determinam-se as regiões onde podem ocorrer cada tipo de processo erosivo e

consequentemente o limite espacial (limiar) entre os mesmos. Este último modelo, como uma forma alternativa de abordagem da erosão, consiste em identificar os mecanismos de geração de escoamento atuantes na bacia hidrográfica.

1.2 Motivação da Pesquisa

Atualmente, observam-se muitos comentários sobre o uso do solo adequado para a região serrana catarinense. Ambientalistas e comunidade condenam as atividades de reflorestamento alegando a deterioração da qualidade da água e redução da sua quantidade (A NOTÍCIA, 2002). Portanto, torna-se necessário investigar as influências hidrossedimentológicas dos usos do solo nesta região.

Neste sentido, o estudo hidrossedimentológico desenvolvido nesta dissertação foi realizado em área de floresta plantada e faz parte do Projeto Hidrologia Florestal. Este projeto é de atividade cooperativa entre a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e a empresa de reflorestamento Battistella Florestas e visa a construção de uma base de dados e o desenvolvimento de ferramentas de análise ligadas a um sistema de apoio à decisão, voltado à gestão de recursos hídricos superficiais e subterrâneos. Então, por meio deste projeto, sete microbacias hidrográficas experimentais são estudadas na região do Planalto Norte de Santa Catarina, região de cabeceira de bacias. Segundo Kobiyama et al. (2009) os estudos hidrossedimentológicos em regiões de cabeceiras possibilitam tomar medidas iniciais de mitigação dos impactos na produção de sedimentos à jusante. Deste modo, as microbacias experimentais formam uma rede de bacias-escola, úteis para atividades de educação ambiental envolvendo recursos hídricos e florestais.

Contudo, tem-se como área de estudo a microbacia experimental do Rio Feio, uma das sete microbacias experimentais do projeto e que apresenta uso do solo predominante com floresta plantada de *Pinus taeda*. Para tanto, o monitoramento foi realizado para quantificar as perdas de solo e posteriormente identificar práticas de manejo e uso que contribuem para estas perdas. A

modelagem foi necessária para delimitar espacialmente os processos erosivos ocorrentes e, além disso, ressalta-se como diferencial desta pesquisa, a utilização de ensaios geotécnicos laboratoriais que identificam as classes de erodibilidade do solo.

Todavia, tão importante quanto a estimativa do montante de solo erodido e transportado, além da identificação e mapeamento dos mecanismos e processos envolvidos, é a determinação dos condicionantes da erodibilidade do solo. Neste sentido, esta pesquisa partiu das seguintes hipóteses:

a) o escoamento superficial no solo, logo após o revolvimento do cultivo anterior deste, por exemplo, apresenta energia para desagregar o solo exposto e transportar sedimentos para os cursos de água;

b) a erodibilidade do solo é um fator condicionante nos processos erosivos e está vinculada à estrutura, textura, granulometria, grau de compactação, coesão, ângulo de atrito interno das partículas, tensão cisalhante, umidade do solo, permeabilidade, entre outros;

c) as variações na topografia da bacia estão relacionadas com a dinâmica da água, ou seja, os caminhos que ela percorre. Neste caso, a localização dos diferentes processos erosivos requer o conhecimento dos mecanismos de escoamento, os quais abrangem as propriedades físicas, mecânicas e hídricas do solo, da topografia e dos processos hidrológicos (SANTOS, 2001).

Estas hipóteses possibilitam quantificar a erosão e compor classes de erodibilidade, de manejo e cobertura vegetal, bem como, identificar os limites espaciais ou fronteiras entre os diferentes processos erosivos (erosão difusa, por lixiviação, linear e por deslizamentos), oriundos da interligação dos fluxos superficiais, subsuperficiais e subterrâneos da microbacia hidrográfica.

A contribuição deste trabalho consiste em fornecer dados de práticas de conservação que minimizam a produção de sedimentos em bacias, bem como os impactos ambientais em áreas de florestas plantadas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo geral

Apresentar um diagnóstico hidrossedimentológico de uma microbacia experimental.

1.3.2 Objetivos específicos

- Quantificar as perdas de solo em florestas com parcelas experimentais.
- Compor o potencial natural de erosão da microbacia.
- Obter dados para florestas dos fatores antrópicos do modelo RUSLE.
- Obter classes de erodibilidade do solo por meio de ensaios geotécnicos.
- Determinar a transmissividade e os parâmetros de resistência ao cisalhamento dos solos.
- Calcular a tensão cisalhante crítica hidráulica dos solos para diferentes tipos e usos.
- Gerar mapas de declividade e índices topográficos/geomorfológicos espacializados para a microbacia.
- Delimitar o limiar dos processos erosivos com o modelo de Montgomery e Dietrich (1994) e auxílio do programa Umbral para diferentes cenários de tipos e usos do solo.
- Correlacionar os processos erosivos com os parâmetros geotécnicos e hídricos do solo: ângulo de atrito e tensão cisalhante crítica hidráulica.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Bacias Hidrográficas Experimentais

Os processos hidrológicos atuantes em um meio podem ser entendidos por estudos e desenvolvimento de pesquisas em bacias hidrográficas. A bacia hidrográfica é uma área geográfica, que compreende todas as nascentes de um rio, seus afluentes, e áreas adjacentes aos rios. Pode-se dizer que a bacia hidrográfica é uma região em que o escoamento superficial converge para um único ponto, chamado exutória (KOBİYAMA; MOTA; CORSEUIL, 2008). Ela é a unidade que melhor reflete as interferências antrópicas, por exemplo, a ocupação do solo com atividades agrícolas e florestais (RANZINE; LIMA, 2002).

2.1.1 Origem das bacias experimentais

Relata-se que a primeira bacia hidrográfica considerada experimental foi implantada em 1909 no Colorado nos Estados Unidos da América com a finalidade de conhecer a influência da floresta no fornecimento de água. A designação experimental deve-se ao fato das bacias possuírem monitoramento contínuo e serem instrumentalizadas e sendo assim, elas contribuem para a compreensão do ciclo hidrológico e seus efeitos sobre o uso do solo (HEWLETT; LULL; REINHART, 1969).

Segundo Toebe e Ouryvaev (1970), as bacias experimentais possuem um tamanho restrito máximo de 4 km², isto porque o custo de adquirir uma área para realizar as alterações necessárias ao estudo é elevado. Elas são geralmente estabelecidas com objetivos de:

a) examinar os efeitos de modificações no uso e manejo do solo com influência antrópica e as consequências sobre os recursos hídricos;

b) prever os processos hidrológicos, pois as bacias experimentais são consideradas como laboratório para validar, testar e calibrar os modelos;

c) realizar pesquisas detalhando os processos físicos, químicos e biológicos em torno do ciclo hidrológico.

Esses objetivos necessitam do auxílio e interface entre diversas áreas de conhecimento para que os resultados possibilitem a aplicação em bacias maiores.

2.1.2 Integralização dos estudos em bacias

A solução de problemas relacionados à erosão hídrica em bacias hidrográficas, mencionados por Merten e Minella (2002), envolve amplo conhecimento, sendo que o entendimento das causas e consequências estão na interface dos conhecimentos da engenharia, agronomia e ecologia. Também salientam que a visão cartesiana, segmentada, não identifica todos os processos envolvidos na erosão hídrica e, ainda que, explorando as inter-relações das várias áreas de conhecimento e a integração dos mesmos é que se obterá o caminho para o controle eficaz e sustentável da erosão hídrica em bacias hidrográficas.

Assim, ressalta-se a abordagem hidrológica e os avanços no conhecimento dos processos e suas condicionantes ambientais, tornando crescente a necessidade de uma abordagem integrada de bacias. Neste contexto, Santos (2001) situa o termo geobiohidrologia como uma abordagem particular da paisagem baseada na hidrologia e que as microbacias hidrográficas habilitam-se naturalmente como objeto de estudo, pois se definem a partir da dinâmica hidrológica e porque a interação e complexidade dos processos tornam-se mais explícitos em escala de detalhes.

Ao descrever a bacia hidrográfica, Kobiyama, Mota e Corseuil (2008) mencionam que esta, é composta por corpos de água de todos os tipos: arroios, rios, banhados, lagos, bem como, os constituintes do meio, solo, subsolo, rocha, atmosfera, fauna, flora, espaço construído e sociedade. Por isso, se faz necessário o conceito de manejo integrado de bacias.

Neste contexto, os objetivos estabelecidos por Toebes e Ouryvaev (1970) para microbacias hidrográficas experimentais serão explorados neste trabalho. O estudo é abrangente a influência do fator antrópico sobre usos e manejos do solo, com os recursos hídricos, bem como, para

a erodibilidade do solo e para os mecanismos de geração de escoamentos que desencadeiam processos erosivos.

2.2 Perdas de Solos em Florestas

As atividades florestais requerem diversos cuidados quanto às questões ambientais envolvendo água e solos. Essas atividades são às que comumente aumentam a produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica através do preparo intenso do solo, da exploração e da construção e manutenção de estradas (YOHO, 1980).

Os métodos de preparo do solo utilizados em áreas florestais no Brasil são variáveis, entretanto, podem ser sintetizados em dois grupos. O primeiro envolve o revolvimento das camadas superficiais do solo, ou seja, preparo convencional com aração e gradagem e o segundo abrange o cultivo mínimo com preparo de solo restrito às linhas de plantio, mantendo os resíduos culturais sobre o terreno. Este último tem-se destacado no setor florestal por garantir a conservação do solo e de suas propriedades (GONÇALVES; STAPE, 2002).

Contudo, ao mesmo tempo em que o rompimento de camadas compactadas na superfície do solo propicia maior porosidade para o desenvolvimento de plantas (MAZUCHOWSKI, 1984), desagrega partículas e favorece a erosão (KLEIN et al., 1995). Este é o caso do revolvimento do solo com uso de escarificadores, mesmo o limite de camada arável compreender somente 25 a 30 cm.

Quanto à exploração de uma floresta, Aubertin e Patric (1974) relatam que deve ser feita com cortes em formas de clareira, cujos tamanhos não provoquem danos intensos à qualidade da água.

Já para a questão de construção e manutenção de estradas florestais, o problema intensifica-se. A construção das estradas modifica as características do solo e o percurso do escoamento superficial, alterando assim, a capacidade de infiltração. Ocorre também, em alguns casos, a concentração das águas de áreas adjacentes tornando estes locais como possíveis canais de drenagem (GRIEBELER, 2002). As manutenções, por sua vez, elevam esta problemática, isto é, a correção de uma estrada

acarreta no revolvimento do solo e aberturas de valas de escoamento lateral e, conseqüentemente aceleram o carreamento das partículas para nascentes e para áreas incididas.

Estudos realizados por MACIEL (2010) em estradas vicinais de florestas, no município de Rio Negrinho-SC, demonstraram que os dispositivos de drenagem instalados em algumas destas estradas, possuem, em sua maior parte, dimensionamento inferior aos dimensionamentos calculados em suas pesquisas. Este fato acarreta em uma maior produção de sedimentos nestas áreas, principalmente nos casos em que os dispositivos de drenagem encontram-se distantes ou isentos de manutenções.

No Brasil, ainda são poucos os estudos relacionados à conservação do solo e da água em florestas plantadas. Mitos com relação a este uso expalharam-se e precisam ser confrontados com fatos evidenciados por dados de pesquisas em estudos. Assim, o monitoramento das perdas de solo por erosão hídrica é imprescindível para o manejo adequado e sustentável das atividades florestais.

2.2.1 Redução da erosão

Shiva e Bandyopadhyay (1991) mencionam os efeitos negativos da floresta em algumas regiões onde o reflorestamento reduziu a disponibilidade hídrica e por consequência, os moradores migraram para outras regiões. Deste modo, para executar o reflorestamento, ressalta-se a importância de realizar pesquisas e ensaios científicos para saber onde, como e o que plantar.

Neste contexto e com o intuito de implementar ações para o controle da erosão e assoreamento, algumas medidas vêm sendo criadas nos últimos anos. Destaca-se, por exemplo, a Agência Nacional de Águas (ANA) que propôs o Programa do Produtor de Água (ANA, 2004), visando à conservação de mananciais estratégicos, por meio da certificação e pagamento de uma compensação financeira a produtores rurais. Esta compensação refere-se aos benefícios proporcionados pelo abatimento da erosão e sedimentação.

Em geral, este programa propicia a melhoria da qualidade da água e o aumento das vazões médias dos rios em bacias hidrográficas de importância estratégica para o Brasil (CHAVES et al., 2004). Um exemplo encontra-se em um estudo onde foi realizada uma estimativa do potencial de abatimento de erosão – PAE, em uma unidade agroflorestal no estado de Minas Gerais. Neste local, foi verificado que o sistema agrossilvipastoril permitiu um abatimento da erosão correspondente a 78,52%, que por sua vez, poderia propiciar à empresa administradora desta uma receita adicional de R\$100,00·ha⁻¹·ano⁻¹.

Sendo assim, pode-se dizer que para quaisquer usos dos recursos naturais, primeiramente é necessário realizar uma avaliação hidrossedimentológica, pois o conhecimento dos fatores influentes na erosão hídrica, bem como a quantificação destes, é importante para o planejamento e controle da erosão em bacias hidrográficas.

2.3 Modelo RUSLE

Um método para determinação e/ou quantificação das perdas de solo em uma bacia hidrográfica é a utilização de equações empíricas. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1999), essa técnica de previsão das perdas de solo é segura e pode ser utilizada em escala universal, nesse caso, dependente da obtenção de dados locais.

Nesse contexto, muitos modelos são desenvolvidos para prever e avaliar a erosão hídrica. Dentre eles destaca-se a Equação Universal de Perdas de Solo - USLE (*Universal Soil Loss Equation*) de Wischmeier e Smith (1965).

A USLE foi desenvolvida no Centro Nacional de dados de escoamentos e perdas de solo, da Universidade de Purdue, EUA (*United States American*). Este modelo deriva da reunião e interpretação dos dados de perdas de solo e água de vários locais deste país, a partir dos anos 30. As equações de perda do solo foram elaboradas, primeiramente, para prever a perda de solo em regiões situadas ao longo da faixa de produção de milho e a partir disto o modelo tornou-se referência com a publicação de um manual de boas práticas intitulado como “*Predicting*

rainfall erosion losses from cropland east of the rocky mountains” (WISCHMEIER; SMITH, 1965).

Esses mesmos autores no ano de 1978 realizaram ajustes para superar as restrições climáticas e geográficas existentes nas primeiras equações, criando uma nova publicação intitulada “*Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning*”. Assim, as tentativas de melhorar ou adaptar a USLE para outras finalidades, resultaram em modelos semelhantes ao original.

A RUSLE é uma atualização da USLE, desenvolvida no fim da década de 1980 e apesar de ser empírica, é um modelo dependente de sistemas computacionais. Suas vantagens sobre a USLE, segundo RENARD (1997) são: a) uso de algoritmos para efetuar cálculos; b) desenvolvimento de um termo de erodibilidade variável sazonalmente; c) utilização de novos algoritmos para calcular o comprimento da encosta e declividade; d) capacidade de calcular o fator topográfico para diferentes formas de relevo; e) novos valores de práticas conservacionistas; e, f) a definição de subfatores como o uso do solo, cobertura e rugosidade.

Stein (1987) menciona que o uso deste modelo para bacias hidrográficas fornece resultados importantes para o planejamento, pois auxiliam na determinação das áreas com problemas de degradação e que podem afetar os recursos hídricos. Desde então, a USLE tem sido utilizada, principalmente pela sua simplicidade, e pelo pequeno número de variáveis.

Embora existam trabalhos que criticam o uso, por exemplo, Kinnel (2005) e Croke e Nethery (2006), ambos os modelos USLE e RUSLE vêm sendo utilizados em diversos países devido à simplicidade e facilidade de execução. Destaca-se, a Agência Nacional das Águas (ANA, 2004) com a utilização deste modelo no Programa do Produtor de Água (CHAVES et al., 2004).

A equação foi primeiramente usada no Brasil em pesquisas desenvolvidas por Bertoni, Lombardi Neto e Benatti Junior (1975) no estado de São Paulo e, desde então, vem sendo avaliada por alguns autores, quanto à sua aplicabilidade, pois as características tropicais deste

país diferem das áreas originalmente aplicadas (SANTA CATARINA, 1994).

Contudo, a equação do modelo, desenvolvida por Wischmeier e Smith (1965), é expressa na equação (1).

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (1)$$

Onde: A é a perda de solo anual [$\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$]; R é o fator de erosividade da chuva [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$]; K é o fator de erodibilidade do solo [$\text{ton}\cdot\text{ha}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$]; LS é fator topográfico (*Lenght Steepness*), comprimento e declividade da encosta, respectivamente [adimensional]; C é o fator da cobertura vegetal [adimensional]; P é o fator referente ao manejo de solo [adimensional].

De acordo com Wischmeier (1976), a aplicação fundamental da RUSLE consiste em três etapas, onde a primeira é a etapa de previsão do potencial natural de erosão (PNE); a segunda é a previsão da erosão em locais sujeitos à diferentes usos e práticas agrícolas e a terceira etapa é a de escolha da prática e do uso adequado para determinados locais e condições.

Wischmeier e Smith (1965) definem PNE como escrito na equação (2) e assim, o produto dos fatores erosividade da chuva, erodibilidade do solo e o fator topográfico, ou seja, os fatores naturais permitem obter o PNE que corresponde às estimativas de perdas de solo sem qualquer intervenção antrópica.

$$PNE = R \cdot K \cdot LS \quad (2)$$

Onde: PNE é o potencial natural de erosão [$\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$].

2.3.1 Potencial natural de erosão

2.3.1.1 Fator Erosividade da chuva (R)

É definido como um índice numérico que expressa à capacidade da chuva de erodir um solo sem cobertura vegetal (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999). Conceitualmente, a erosividade é descrita como a interação entre a energia cinética advinda do impacto das gotas de

chuva “*Splash*”, com a taxa de arraste do solo proveniente do escoamento superficial.

Dentre os métodos para determinar a erosividade destaca-se o índice EI_{30} de Wischmeier e Smith (1978) baseado na intensidade de uma chuva com duração de 30 minutos. Para o cálculo de R , Wischmeier (1976) propôs séries de dados com períodos superiores a 20 anos, com o intuito de incluir as variações cíclicas dos parâmetros climáticos. Este mesmo autor demonstrou que os eventos de chuva que podem ser considerados erosivos são os que apresentam altura pluviométrica igual ou superior a 10 mm, ou quando a precipitação mínima é de 6 mm pelo tempo de 15 minutos.

D'Agostini (1999) questiona o conceito da erosividade da chuva que resulta da taxa de conversão de energia potencial em energia cinética e menciona que o nível de erosividade que pode ser atingido é correspondente apenas dos incrementos de energia cinética.

Contudo, uma das maneiras de determinar a erosividade anual é por meio da soma do coeficiente EI_{30} , calculado para cada evento de chuva classificado como erosivo e que ocorreu no período de um ano, equação (3).

$$R = \sum_{i=1}^m EI_{30} \quad (3)$$

Onde: m é o número de chuvas erosivas em um ano.

Os valores da erosividade podem ser plotados em mapas de erosividade ou isoerodentes. Eles são construídos com a interpolação dos dados em SIG (Sistema de informação geográfica). Esses mapas apresentam informações sobre o potencial erosivo de uma região (SILVA et al., 2004), possibilitando assim a implementação de medidas que minimizem os processos erosivos (CHECCHIA et al., 2006). Estes mesmos autores realizaram um estudo da distribuição de chuvas para o município de Rio Negrinho-SC e determinaram a isoerosividade anual para esta região. Para o estudo, foram utilizados dados diários de precipitação do período de 1994 até 2005 em todas as estações analisadas a fim de se obter certa homogeneidade

e o cálculo da erosividade anual foi realizado por meio da soma do coeficiente EI_{30} , calculado para cada evento.

2.3.1.2 Fator Erodibilidade do solo (K)

A erodibilidade do solo é a propriedade do solo que representa a susceptibilidade à erosão, podendo ser definida como a quantidade de material que é removido quando os demais fatores são constantes (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005). A erodibilidade é uma propriedade do solo, resultante da interação entre suas características físicas, químicas, mineralógicas e biológicas. Neste sentido, a erodibilidade tende a aumentar com elevados teores de silte e de areia muito fina, que dificultam a infiltração e propiciam o escoamento (WISCHMEIER; JOHNSON; CROSS, 1971), no entanto, fornecem coesão.

Para uso no modelo RUSLE, Wischmeier e Smith (1978), identificaram métodos diretos e indiretos para quantificar a erodibilidade do solo, sendo estes divididos em três grupos. O primeiro grupo faz parte do método direto e envolve a determinação do fator K sob chuva natural e, o segundo, baseia-se na quantificação do fator K em razão das perdas de solo e do fator erosividade, sob condições de chuva simulada. O terceiro grupo é enquadrado como método indireto e baseia-se em regressões múltiplas contendo como variáveis independentes os atributos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos do solo ou relações destes, correlacionados com valores do fator K obtidos por métodos diretos.

O método indireto mais utilizado para determinação de K é o método proposto por Wischmeier, Johnson e Cross (1971), com base nos parâmetros textura, estrutura, classes de permeabilidade e na percentagem de matéria orgânica, combinando-os graficamente em um nomograma.

A Tabela 1 apresenta valores de erodibilidade para alguns solos encontrados por diversas metodologias.

Tabela 1 – Valores do fator Erodibilidade

Solo	Autor	K [ton·ha·MJ ⁻¹ ·mm ⁻¹]
Cambissolo	Chaves (1996)	0,028
Cambissolo	Bertol et al. (2002)	0,0115
Nitossolo	Bertol et al. (2007)	0,011
Nitossolo	Chaves (1996)	0,027

Ressalta-se que o conceito de erodibilidade do solo difere do conceito de erosão. A intensidade de erosão de uma área pode ser influenciada em maior parte pelo declive, chuva, uso e manejo, do que pelas propriedades do solo. D'Agostini (1999), assim como para o fator erosividade da chuva, também questiona a maneira de tratar a erosão ao indicar uma avaliação da eficiência de converter energia em trabalho erosivo, amparado aos princípios da termodinâmica e da mecânica. Também Kinnel (1981) distingue a erosão pela conversão de energia sendo o fator erodibilidade da USLE considerado como uma propriedade intrínseca devendo ser entendida pela energia que flui no solo na efetivação do trabalho erosivo.

Neste contexto, Vilar e Prandi (1993) definem que as complexas condições ambientais dos fluxos devem ser entendidas e, é justamente nesta etapa onde a mecânica dos solos mantém inércia. As dificuldades estão em identificar os processos hídricos (escoamentos atuantes) condicionantes na resistência à erosão. No entanto, esta barreira deve ser ultrapassada, pois tanto nas ciências hidrológicas quanto na mecânica dos solos, tais processos não circundam caminhos alheios e por isso, a erodibilidade do solo pode ser compreendida por estas duas áreas de concentração.

Assim sendo, Bastos, Milititsky e Gehling (2000) descrevem a erodibilidade como sendo uma das propriedades dos solos de complexidade superior às demais por possuir diversas variáveis intervenientes. Também mencionam que ela é estudada por diferentes áreas do conhecimento, tais como: Agronomia, Hidráulica e com menor frequência na área geotécnica. Em geotecnia, as pesquisas da erodibilidade e dos fatores que condicionam à resistência a erosão são insuficientes se comparadas com o desencadeamento dos problemas

geotécnicos. Ainda, estes autores destacam que é nesta área da ciência que se podem quantificar os mecanismos envolvidos, pois ela possui a metodologia adequada para caracterizar estes processos. Diante disso, o que se tem é uma deficiência na literatura técnica e de pesquisas tornando importante a busca de relações entre a erodibilidade e outras propriedades geotécnicas hídricas dos solos tropicais e subtropicais brasileiros.

2.3.1.3 Fator Topográfico/Geomorfológico (*LS*)

O efeito da topografia no processo de erosão hídrica é representado através do fator topográfico que importa as condições de relevo (geomorfológicas), capaz de conduzir fluxos. Então, o comprimento da vertente (*L*) e o gradiente de declividade (*S*) são combinados pelo fator topográfico *LS*. Ele é empregado em estudos de parcelas-padrão para representar o comportamento do declive e comprimento de drenagem, quando o que se busca é o grau de declive que provocará desagregações de porções de solo (WISCHMEIER; SMITH, 1978).

Existem diferentes formas de se obter os dados topográficos de uma área, dentre elas, o uso de equações que agregam coeficientes de declividade com base no comprimento do declive. Nos estudos de parcelas-padrão experimentais, existem equações como a de Wischmeier e Smith (1978) para adequação do valor do fator topográfico segundo as características locais.

Atualmente, ressalta-se que diversas pesquisas têm sido desenvolvidas utilizando dados topográficos do terreno para o entendimento de como se distribuem os fluxos d'água e sedimentos. Isto tem levado à construção de modelos digitais de elevação e/ou modelos numéricos do terreno (MDE/MNT), os quais possibilitam identificar comprimentos de declives precisos. Como exemplo, Barling, Moore e Grayson (1994), utilizando elementos topográficos, construíram um MNT, onde obtiveram as linhas de fluxo com o comprimento do declive medido a partir do desencadeamento do escoamento superficial até o canal, bem como, as inclinações advindas destas linhas. Isto foi possível tendo como base um algoritmo que

considera sentido de fluxo único, e que o fluxo de cada pixel é conferido a um dos oito vizinhos circundantes e em direção íngreme. Por sua vez, os atributos topográficos possibilitaram aos autores determinar um índice de umidade. Este índice pode ser definido por meio do cálculo de toda a área do declive com a contribuição dos ângulos destes declives e estão relacionados com a direção e orientação do sistema.

2.3.2 Fatores Antrópicos

2.3.2.1 Fator Cobertura vegetal (C)

O fator *C* é o fator da cobertura vegetal também considerado como fator antrópico. Este fator apresenta variabilidade no espaço e no tempo, pois satisfaz o efeito combinado dos tipos de manejos e da proteção oferecida pela cobertura vegetal.

Sabe-se que as modificações antrópicas na cobertura vegetal alteram a resposta de eventos hidrológicos e os padrões de distribuição de sedimentos. Por exemplo, o corte raso das florestas e as modificações de cultivos do solo podem tornar o solo instável (TSUKAMOTO; MINEMATSU, 1987).

Avolio et al. (1980) regeram uma pesquisa sobre os efeitos da floresta nas taxas de erosão em 3 microbacias na Itália. Os resultados indicaram que a microbacia coberta com vegetação natural foi responsável pela maior taxa de erosão, sendo a microbacia com floresta de eucalipto a que apresentou maior redução da erosão e, a taxa na terceira, no início do experimento e contida ao corte raso, apresentou valores intermediários, com uma tendência a diminuir com o avanço da cobertura vegetal.

Dissemeyer e Foster no ano de 1981 determinaram um procedimento para o cálculo da cobertura do solo para florestas baseado na estimativa de nove subfatores: (1) quantidade de solo exposto, (2) copa das árvores, (3) reconsolidação do solo, (4) alto conteúdo orgânico, (5) raízes finas, (6) efeito residual, (7) armazenamento no local, (8) passos de formação, e (9) contorno da plantação (DISSEMEYER; FOSTER, 1985). Os mesmos autores no

ano de 1985, modificando a equação universal de perda de solo para solo de floresta, determinaram a aproximação de um subfator que permite estimar a erosão para novas situações realizando uma avaliação do local.

Kitahara, Sammori e Kawanami (2000) mencionam que para as florestas os fatores de cobertura vegetal e práticas conservacionistas devem ser expressos a cada ano após a perturbação ou em função do tempo. Neste sentido, um estudo realizado por Maciel et al. (2008) analisando o crescimento da vegetação e um estudo de Grandó et al. (2009) analisando as perdas de solos com os manejos do solo, demonstraram que estas perdas decrescem ao longo do período de crescimento da floresta.

A Tabela 2 apresenta alguns valores da literatura para usos extremos do solo e reflorestamento.

Tabela 2 – Valores para o fator uso do solo

Cobertura	Autor	Fator C
Corte raso	Kitahara,	0,0014
1º ano após corte raso	Sammori e	0,029
2º ano após corte raso	Kawanami (2000)	0,010
Reflorestamento	Stein et al. (1987)	0,01
Solo Exposto	Ribeiro (2000)	1

2.3.2.2 Fator Práticas conservacionistas (*P*)

O fator *P* é a relação entre a intensidade de perdas de solo com apontadas práticas conservacionistas e com a vegetação ou cultura plantada no sentido do declive (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999).

As práticas conservacionistas são divididas em: práticas de caráter vegetativo, edáfico e mecânico (SALOMÃO, 1999). As práticas de caráter vegetativo mais utilizadas são: plantas de cobertura que protegem as regiões descobertas do solo; plantio de cultura em faixas, alternando-as com culturas anuais; manutenção de séries de vegetação permanente; realização de alternância de áreas de capinas. As práticas de caráter edáfico são as que diminuem a erosão por meio do controle da fertilidade do solo, sendo o controle do fogo, a adubação verde química e orgânica, a rotação de cultura e a calagem. As práticas de caráter mecânico são feitas para o controle do escoamento

superficial e englobam o plantio em níveis, o terraceamento e os canais de escoamentos.

No Brasil, existem poucos dados de pesquisas para valores de práticas (P) e quase nenhum para alterações anuais após a aplicação de práticas de conservação em florestas. Neste sentido, citam-se alguns valores de P (Tabela 3), de um estudo no Japão realizado em floresta por Kitahara, Sammori e Kawanami (2000).

Tabela 3 – Valores para o fator de práticas/manejos

Manejos	Vegetação	Fator P
Plantio direto	Árvores (1 ano)	0,046
Plantio direto	Árvores (2 anos)	0,060
Revolvimento do solo	-	0,76

Sabe-se que os valores de P são indispensáveis para quantificar os efeitos de produção de sedimentos em bacias e as possíveis modificações no relevo.

2.3.3 A estimativa das perdas de solo

O termo perdas de solo da equação USLE é obtido por meio dos demais fatores. No entanto, o uso de parcelas experimentais é um dos métodos mais eficientes para quantificar as perdas de solo em determinados cultivos, pois aceita comparações entre perdas quantificadas e estimadas. As parcelas experimentais denominadas “parcelas-padrão” ou *plots* simulam um modelo reduzido de cultivo e são importantes para prever o comportamento deste (WISCHMEIER; JOHNSON; CROSS, 1971).

Diversos pesquisadores têm tentado relacionar a quantidade de erosão medida no campo com as características físicas do solo, determinadas em laboratório. Bertoni e Lombardi Neto (2005) citam que para solos dos Estados Unidos, a razão máxima de perdas de solo varia de 2,0 a 12,5 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, segundo o tipo de solo, espessura e propriedades físicas. Também mencionam que uma perda de 12,5 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ é tolerável para solos profundos, permeáveis e bem drenados. Perdas de 2 a 4 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ são admissíveis em solos pouco profundos. Para o estado de São Paulo, os autores identificaram que esta varia de 4,5 a 15 ton·ha-

1-ano⁻¹ de acordo com as características dos solos. Assim, concluíram que solos profundos de textura média e bem drenados têm um valor de tolerância elevado. Já para solos pouco profundos, ou que possuem horizontes superficiais, o valor de tolerância é baixo.

2.3.4 Abordagem do subfator Antrópico

Kitahara, Sammori e Kawanami (2000) mencionam que os valores de R , K , LS da USLE são uma constante e, é possível calcular valores de C e de P a partir da relação de valores entre a erosão de locais com florestas e de solo sem vegetação. Também Stein et al. (1987), mencionam que se o que se quer é acertar as maneiras de produção com a intenção de minimizar os efeitos negativos, então as variáveis C e P devem ser isoladamente analisadas. Por outro lado, estes autores mencionam que se a finalidade é espacializar eventos sucedidos do geoprocessamento, estes fatores podem ser estudados em conjunto.

No Brasil, Chaves et al. (2004) também utilizaram a aplicação do RUSLE, fixando os dois fatores antrópicos cobertura vegetal (C) e o manejo de solo (P). Estes autores nomearam como o símbolo Z , o produto (C e P) e demonstraram em suas pesquisas uma conformidade de empregar esse produto, pois os valores para as condições locais de vegetação e manejo puderam ser confrontados aos da literatura. Alguns dos valores de Chaves et al. (2004) seguem apresentados na Tabela 4.

Cobertura	Fator CP
Reflorestamento Ralo	0,01
Reflorestamento Denso	0,03
Solo Exposto	1,00

O benefício deste tratamento segundo Chaves et al. (2004) é que, conhecendo-se apenas os fatores antrópicos dos seis fatores originais do RUSLE é possível computar a redução da perda de solo, em relação às condições de plantio e o percentual de abatimento de erosão. A utilização destes fatores possibilita um comparativo entre

locais com mesmo uso, porém com diferentes práticas conservacionistas.

2.4 Abordagem Geotécnica do Fator Erodibilidade

Bastos (1999) dá ênfase às pioneiras pesquisas iniciadas na década de 60 que foram desenvolvidas no Laboratório Nacional de Engenharia Civil de Portugal e pelo Laboratório de Engenharia de Angola. O objetivo era estabelecer critérios de erodibilidade para solos tropicais encontrados em cortes de estradas. Os pesquisadores destes laboratórios modelaram o solo de encosta frente à erosão como um talude sujeito a uma tensão tangencial que corresponde à tensão cisalhante. A resistência à erosão então é identificada como sendo a resistência ao cisalhamento dada pela lei de Coulomb, generalizada ao escoamento superficial em taludes. Segundo os mesmos autores, ensaios específicos para avaliação da erodibilidade, os chamados ensaios de erosão, ainda não são totalmente difundidos no meio geotécnico com exceção dos ensaios destinados a avaliar a dispersibilidade de partículas. Entretanto, alguns destes ensaios merecem citação pelo potencial na previsão da erodibilidade de solos tropicais, como por exemplo, o ensaio de Inderbitzen e o ensaio de desagregação.

Baseado nos principais estudos sobre a erodibilidade de solos tropicais e subtropicais e sob o enfoque geotécnico, Bastos (1999) desenvolveu pesquisas em solos residuais no Rio Grande do Sul e lançou uma proposta de abordagem geotécnica para a previsão da susceptibilidade dos solos residuais à erosão hídrica por fluxo superficial. Três etapas básicas regeram a proposta: a) levantamento de dados preliminares da questão; b) investigação “in situ” do comportamento dos solos frente a erosão com a definição de classes de erodibilidade relativa dos materiais; e, c) avaliar a erodibilidade em laboratório segundo duas alternativas: avaliação direta por ensaios de Inderbitzen ou avaliação indireta por propriedades relacionadas ao comportamento dos solos frente à erosão.

Para o proposto na última etapa, o autor menciona que esta permite identificar solos potencialmente erodíveis,

isto é, que em condições normais são susceptíveis a erosão hídrica. A partir disto, a avaliação indireta é definida contendo três níveis de informações (crescentes em importância). A primeira fornecendo dados de granulometria, plasticidade, composição do parâmetro K (erodibilidade) da equação da USLE e razão de dispersão. A segunda envolvendo a classificação e ensaios pela Metodologia MCT (Miniatura Compactado Tropical), compostos por ensaios de infiltrabilidade e erodibilidade específica para aplicação do critério de erodibilidade MCT. Por fim, a terceira envolvendo ensaios de resistência ao cisalhamento para quantificação da variação de coesão do solo com a inundação.

2.4.1 Ensaio de Inderbitzen

O ensaio de Inderbitzen (ou erosômetro) é empregado no meio geotécnico por ser considerado de simples manuseio. Inderbitzen (1961) apresenta a concepção original do canal hidráulico e do método de ensaio com duração de duas horas. O equipamento (Figura 1), procura simular como o solo se comporta frente a um fluxo d'água superficial, permitindo determinar a influência de fatores como a densidade e a umidade do solo, a declividade da rampa, a vazão e a duração do fluxo.

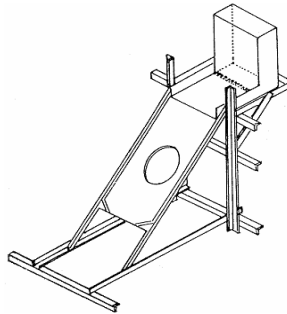


Figura 1 – Equipamento de Inderbitzen original
Fonte: Fonseca e Ferreira (1981)

O ensaio de Inderbitzen foi introduzido no Brasil pelo Instituto de Pesquisas Rodoviárias no período entre 1975 e 1978, onde foi proposto como ensaio geotécnico para avaliação da erodibilidade dos solos em pesquisas de

estabilidade de taludes. Desde então, outras pesquisas vêm sendo desenvolvidas a partir da idéia original do aparelho de Inderbitzen. Destacam-se, Fonseca e Ferreira (1981), que consideraram um meio útil para determinação da erodibilidade dos solos e, Fácio (1991) e Fácio e Carvalho (1994), que planejaram adaptações nas dimensões do aparelho original e propuseram a normatização do ensaio.

Bastos (1999) propôs que os resultados deste ensaio sejam expressos em peso seco do solo erodido pela área da amostra e plotados em relação ao tempo de ensaio. Ainda, Lemos (2002), pretendendo identificar a erodibilidade relacionada à erosão entre sulcos pelo escoamento superficial e ação da chuva, em áreas com plantio direto e plantio convencional, utilizou um simulador de chuva unido ao equipamento de Inderbitzen. Chamecki (2002) avaliou a susceptibilidade de erosão em solo arenoso e argiloso e também em diferentes circunstâncias de umidade. Freire (2001) sugeriu um ensaio que represente as condições do solo no campo durante as precipitações, denominado de grau de erodibilidade do solo.

Com a modificação no equipamento realizada por Freire (2001), Higashi (2006) avaliou ambos, escoamento superficial e incidência da chuva, sob a superfície do solo. Uma das justificativas em considerar o chuveiramento nas amostras pode estar na constatação de Guerra e Cunha (1995) que afirmam que em uma forte tempestade tropical, o equivalente a um peso de 350 toneladas de água·ha⁻¹ podem ser precipitados em um período de apenas meia hora. Essa energia é suficiente para quebrar a estrutura do solo, formando crostas na superfície, o que dificulta a infiltração. Assim, sabe-se que as modificações desenvolvidas no equipamento de Inderbitzen são importantes para a quantificação da erosão em laboratório, pois caracterizam a erosão autêntica que ocorre em campo (Figura 2).

Bastos (1999) em suas pesquisas realizou ensaios de Inderbitzen para amostras indeformadas verificando uma satisfatória correspondência entre o comportamento em campo e os resultados em laboratório.

Chamecki e Silva (2004) apresentam um estudo da erosão hídrica em argilas com o ensaio de Inderbitzen modificado de Freire (2001), com amostras de solo com secagem ao ar por quinze dias. A pesquisa concluiu que a simulação da erosão com o ensaio modificado apresenta resultados aprimorados que os de Inderbitzen (1961) e, segundo Higashi (2006), possibilita comparações.

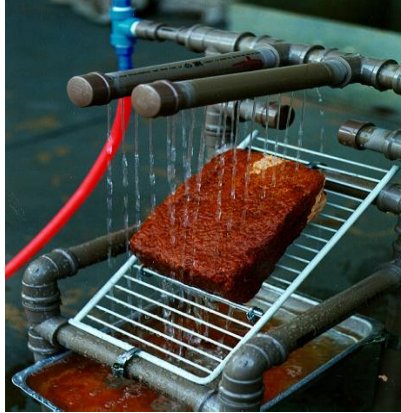


Figura 2 – Equipamento de Inderbitzen modificado
Fonte: Freire (2001)

2.4.2 Erodibilidade a partir da metodologia MCT

Bastos (1999) menciona que as pesquisas sobre a erodibilidade dos solos tropicais e subtropicais foram iniciadas com base em estudos com a Metodologia MCT. Isto possibilitou cobrir vazios deixados pelas classificações geotécnicas e pela associação de Pedologia e Geologia no entendimento do comportamento dos solos tropicais, frente à erosão. O mesmo autor expõe que um método apropriado à previsão da erodibilidade precisa considerar a taxa de infiltração de água na superfície do solo, o efeito da secagem sobre o comportamento dos solos e a necessidade do uso de amostras de solo indeformadas nos ensaios.

Nogami e Villibor (1979) apresentaram um critério de erodibilidade empírico tendo como base a correlação com a conduta frente à erosão. Segundo os autores, as propriedades que consentem prever o comportamento dos solos tropicais com a erosão hídrica são a infiltrabilidade e

a erodibilidade específica. A infiltrabilidade, propriedade hidráulica de solos não saturados, representa a facilidade com que a água infiltra no solo através de sua superfície e é quantificada pelo coeficiente de sorção (s) expresso em $\text{cm}\cdot\sqrt{\text{min}}^{-1}$. A erodibilidade específica é representada pela perda de massa por imersão (pi) expresso em [%]. Esta tem como principal mecanismo o abatimento provocado pelo processo de saturação das amostras, que anula a sucção matricial e gera poropressão positiva capaz de desestruturar e desagregar o solo. Por ser considerado um ensaio simples e pelos bons resultados apresentados em suas pesquisas, Bastos (1999) indica o ensaio de desagregação como critério preliminar na estimativa da erodibilidade.

A partir dos resultados destes dois ensaios, Nogami e Villibor (1979) instituem que a relação $pi\cdot s^{-1}=52$ é o limite do critério de erodibilidade, sendo os solos que possuem $pi\cdot s^{-1}>52$ considerados com alta erodibilidade e solos com $pi\cdot s^{-1}<52$ são considerados de média a baixa erodibilidade.

Posteriormente, Pejon (1992) no desenvolver de suas pesquisas de infiltrabilidade, estabeleceu critérios e valores diferentes para a relação $pi\cdot s^{-1}$ considerando um valor limite de 40 ao critério de erodibilidade pela metodologia MCT. No entanto, Bastos (1999) relata que os critérios de Nogami e Villibor (1979) e Pejon (1992) são próximos e há pouca influência na erosão (Figura 3).

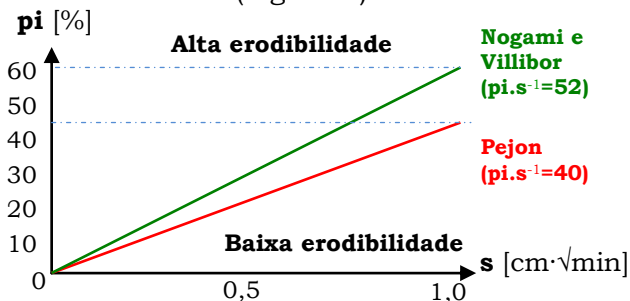


Figura 3 – Critério de erodibilidade pela metodologia MCT

Higashi (2006) adotando este critério constatou que para a maioria dos solos estudados em suas pesquisas, há

uma tendência de aumento progressivo da velocidade de ascensão capilar e a perda de massa por imersão para as amostras secas ao ar. Para o estudo, as amostras foram submetidas ao ensaio na umidade natural e secas ao ar por 24, 48 e 72 horas, onde o autor verificou que à medida que o tempo de secagem aumentava, ocorria um acréscimo dos valores do coeficiente de sorção e perda de massa.

2.5 Processos Hidrossedimentológicos

Os processos hidrossedimentológicos desencadeiam-se geralmente a partir de precipitações. Os escoamentos no solo, oriundos destas, levam consigo os sedimentos que são desprendidos dando início aos processos de erosão hídrica. Por sua vez, estes processos relacionam-se com o percurso da água no solo, como pode ser visualizado pelo comportamento do ciclo hidrológico na Figura 4.

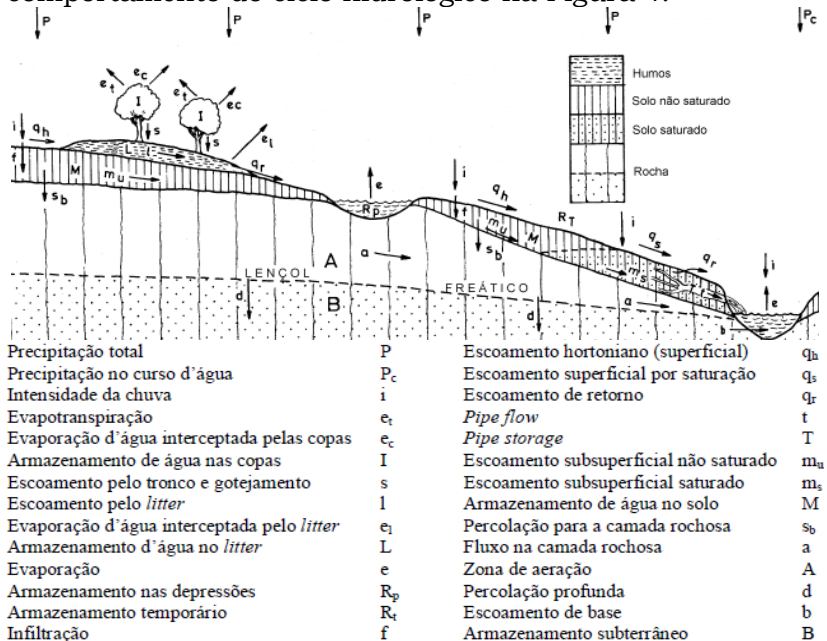


Figura 4 – Ciclo Hidrológico

Fonte: Adaptado de Chorley (1978)

Segundo Santos (2001), foi Robert Elmer Horton por volta do ano de 1930 deu início aos estudos do ciclo

hidrológico e definiu as fases integrantes deste ciclo, onde se destaca a precipitação, a infiltração e os escoamentos atuantes, entre outras. Este mesmo autor descreveu por meio da realização de balanço hídrico em bacias e do entendimento dos mecanismos de geração de escoamentos, o comportamento do ciclo perante a incidência pluviométrica. Neste sentido, Kobiyama, Mota e Corseuil (2008) mencionam que o ciclo hidrológico não é um fenômeno isolado, ele é resultante de uma interação entre diferentes processos (hidrológicos, biológicos e geomorfológicos) os quais interferem e sofrem a interferência dos demais em uma bacia.

Assim, diante das fases explícitas do ciclo hidrológico, primeiramente para a compreensão dos processos erosivos, faz-se necessário o entendimento dos escoamentos atuantes em uma bacia. Contudo, Hornberger et al. (1998) definem os quatro caminhos de escoamentos de uma bacia hidrográfica (Figura 5), são eles:

- 1) Precipitação sobre rios e canais, bem como sobre superfícies originando escoamento superficial;
- 2) Escoamento subterrâneo ou em reservatórios, com ou sem contribuição de infiltrações;
- 3) Escoamento subsuperficial, podendo haver contribuição da superfície freática;
- 4) Escoamento superficial com a contribuição do escoamento subsuperficial, ou seja, com a contribuição do escoamento que retorna a superfície pelas áreas do solo que já saturaram.

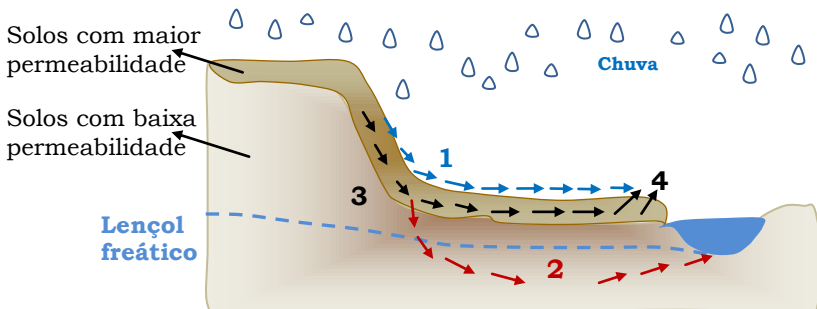


Figura 5 – Formas de escoamento de fluxos no solo
Fonte: Adaptado de Dunne e Leopold (1978)

O comportamento do escoamento segundo Potter (2004) depende de três parâmetros físicos, os quais delineiam as condições do escoamento. O primeiro é um comprimento em escala do escoamento, que pode ser dado pela espessura da camada limitante. Caso este comprimento seja elevado poderá ocorrer turbulência no escoamento. O segundo parâmetro é a velocidade em que o escoamento encontra-se, sendo que para velocidades bruscas o escoamento poderá ser do tipo turbulento. Por sua vez, o terceiro parâmetro é a viscosidade cinemática, sendo que para baixas viscosidades haverá turbulência no escoamento. Contudo, o aparecimento de um escoamento turbulento está ligado à velocidade do fluido, a viscosidade, a densidade e a medida da barreira que ele encontra.

O mesmo autor menciona que estes parâmetros, se combinados, podem auxiliar na previsão do regime de escoamento através do número de Reynolds (parâmetro adimensional). Se este número for relativamente pequeno ($Reynolds < 500$), o escoamento é descrito como laminar, do contrário será turbulento ($Reynolds > 2500$). Com isso, pode-se dizer que Reynolds decresce com a viscosidade e aumenta com a velocidade.

Além disso, Santos (2001) menciona que as condições de relevo da bacia exercem influência no movimento da água subterrânea e controlam o movimento desta na superfície. Para o mesmo autor, as condições de relevo são as características que possuem maior influência no controle dos movimentos de água. Com isso, o balanço hídrico (conservação de massa) pode ser entendido como mostrado no segmento de encosta da Figura 6.

A descrição desta figura parte da precipitação que ao incidir na área da superfície do segmento (A_c e A_s) com profundidade D , uma porção infiltra (R_p). O fluxo subsuperficial do segmento origina o escoamento subsuperficial (q_b) e o fluxo de superfície gera o escoamento superficial (q_s). O escoamento superficial por saturação ou escoamento de retorno deriva das áreas saturadas (A_s). O comprimento de contorno é considerado como o comprimento da exutória (cc) e a declividade local

ao ponto de saída, β é considerada igual a declividade da superfície freática.

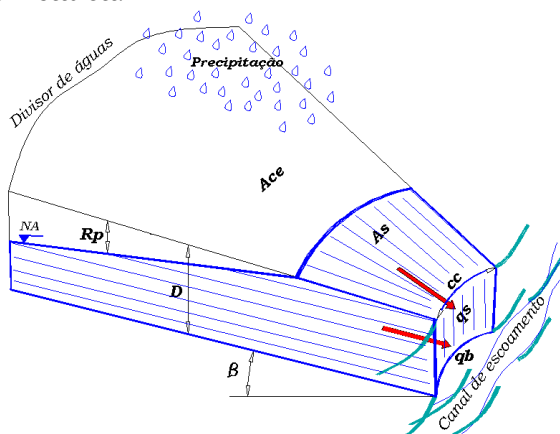


Figura 6 – Balanço hídrico em um segmento de encosta
Fonte: Adaptado de Hornberger et al. (1998)

Assim, com a identificação dos tipos de escoamentos atuantes e do entendimento do segmento da encosta é possível descrever, segundo UNESP/IGCE (1999), os três estágios de atuação dos processos erosivos. O primeiro é descrito por meio da precipitação intensa, causando a lixiviação no solo, isto é, o processo físico de retirada de uma substância por um fluido. Assim, ocorre a decomposição das rochas, sendo que nos solos provoca o transporte de nutrientes e partículas. O segundo estágio é o de escoamento distribuído, o qual origina erosão laminar e desencadeia processos erosivos do tipo difuso, oriundos do escoamento da água no lençol freático ou na superfície do solo. Já o terceiro estágio, envolve apenas o escoamento concentrado proveniente da água da chuva, o qual origina erosão linear sob a forma de sulcos, ravinas e voçorocas.

Por sua vez, segundo os mesmos autores, os sulcos são pequenas incisões na superfície (filetes) de até 0,5 m de profundidade e perpendiculares às curvas de nível. São provenientes de intensas precipitações e podem ser eliminados por operações simples de preparo de solo. As ravinas apresentam profundidade maior que 0,5 m, diferenciando-se dos sulcos por não serem extintos pelas

operações simples de preparo do solo. Ocorrem quando a água escava o solo de forma retilínea, alongada e estreita atingindo seus horizontes inferiores ou a rocha. Já as voçorocas são as formas mais complexas e destrutivas do quadro da erosão linear. Diferenciam-se das ravinas pelo afloramento do lençol freático e são profundas, ramificadas e irregulares. O inadequado uso do solo é considerado fator principal e decisivo no surgimento, pois elas advêm de águas do escoamento superficial e subterrâneo e desencadeiam processos chamados de erosão interna (*pipping*), escorregamentos, liquefação de areias, etc.

O que se sabe, é que estes processos são complexos e Kobiyama e Manfroi (1999b) mencionam que para uma abordagem básica destes fenômenos é necessária a utilização de hipóteses e leis empíricas, o que requer a modelagem. Assim, os estudos necessitam da compreensão da dinâmica hidrossedimentológica em bacias, sendo necessário realizar o monitoramento dos parâmetros desejados (KOBİYAMA; MOTA; CORSEUIL, 2008).

2.5.1 Modelagem dos Processos Erosivos

A modelagem requer a utilização de modelos, os quais são usualmente classificados como modelos físicos, analógicos e matemáticos (TUCCI, 1998).

Kobiyama e Manfroi (1999b) ressaltam que o modelo matemático possui várias vantagens, tais como: facilidade de execução, baixo custo e facilitam a previsão de fenômenos e processos naturais, entre outros. Neste sentido, o modelo hidrológico é uma das ferramentas desenvolvidas para entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes das notadas. A simulação é definida com a descrição matemática da resposta de um sistema hidrológico durante um período. Na simulação existem em geral três fases que são classificadas como fase de estimativa ou ajuste, fase de verificação e de previsão.

Os modelos hidrológicos, por sua vez, são usados para determinar o balanço de água no solo, procurando simular o seu percurso desde a precipitação até o escoamento ou a evapotranspiração. Esses modelos

descrevem matematicamente a distribuição espacial da precipitação, as perdas por evapotranspiração, o movimento da água no solo causado pela infiltração, percolação e o escoamento, tanto superficial quanto subsuperficial, bem como nos canais de escoamento.

Montgomery e Dietrich (1994) mencionam que Horton em 1945 propôs que a erosão e o desenvolvimento posterior do vale só ocorrem quando um limite de resistência da superfície do terreno é excedido. Então, eles descrevem que a maioria dos modelos de evolução da paisagem assume a hipótese de Horton sobre processos que controlam a divisão e/ou dissecação da paisagem. Esses mesmos autores estudaram uma série de documentos publicados por Gilbert em 1877 e 1909 que constam justificativas de que a erosão no topo da encosta é controlada pela declividade e que dá origem a encostas convexas, enquanto que o desenvolvimento de vales é um produto de ambos, escoamentos e declividade. Ainda, dentre as hipóteses de Gilbert e Horton, ressaltam que as de Gilbert são relevantes para a manutenção do vale em escalas de tempo geológico, ou seja, 10^4 - 10^6 anos e as de Horton são relevantes para a erosão e transportes de sedimentos em escalas de tempo geomórficas menores ou seja, 10^2 - 10^3 anos.

Montgomery e Dietrich (1994) concluem então que a extensão de ambos (canais e vales) reflete a interação de processos erosivos e a resistência da superfície do solo. A partir disto, o início do canal pode ser definido com base na medida em curva ascendente de transporte de sedimentos. A extensão dos vales, por outro lado, pode ser definida pela extensão em curva ascendente da topografia.

Neste sentido, descrevem o grau em que uma paisagem é dissecada como a relação da área de drenagem com o comprimento do fluxo. Então, compreender este processo depende do estabelecimento de relações de densidades dos canais e controles no vale da erosão de vazão (erosão por fluxo de fluxo), dissolução e fluxos de detritos na paisagem. Os mesmos autores descrevem ainda que em geral, os transportes de sedimentos em qualquer ponto da paisagem podem ser expressos como a soma de

componentes difusivos e incisivos, que podem ser expressos como na equação (4).

$$qsd = f(Sd) + f(q, Sd) \quad (4)$$

Onde: qsd é o fluxo de sedimentos; Sd é a declividade; q é a vazão.

A descrição da equação (4) mencionada por Montgomery e Dietrich (1994) relaciona o primeiro termo do lado direito, sendo representado pelo transporte de sedimentos por processos difusivos, com o segundo termo que representa o transporte por processos incisionais. Assim, pode-se dizer que os processos incisivos atuam para criar depressões topográficas, suavidade no relevo e encostas côncavas, enquanto que os processos difusivos atuam no preenchimento de depressões topográficas, relevos degradados e encostas convexas.

Santos (2001) realizando estudos de balanço hídrico demonstrou que o relevo é importante na dinâmica do ciclo hidrológico. Este autor, baseado nas propriedades físicas do solo e na geomorfologia realizou uma abordagem geo-bio-hidrológica, proposta por Kobiyama, Genz e Mendiondo (1998) e demonstrou que os mecanismos de produção de sedimentos são muitos, e que a utilização de modelos que avaliam somente a produção de sedimentos pela erosão em sulcos e entressulcos pode gerar erros e incertezas. Assim, no desenvolver de suas pesquisas, ele utilizou um modelo que leva em consideração diversos processos. O referido modelo é o de Montgomery e Dietrich (1994) e, Santos (2001) no desenvolver de suas pesquisas criou um programa de computador denominado “Umbral” que incorpora a teoria desse modelo.

2.5.2 Modelo de Montgomery e Dietrich (1994)

Montgomery e Dietrich (1994) desenvolveram um modelo simples de base física (modelo de estado estacionário), com base em dados de elevação do terreno. Borga, Fontana e Cazorzi (2002) mencionam que este modelo foi desenvolvido e aprimorado em uma série de artigos por Dietrich e Montgomery e outros autores

(MONTGOMERY; DIETRICH, 1989, 1994; DIETRICH et al. 1995; MONTGOMERY; SULLIVAN; GREENBERG, 1998; MONTGOMERY et al., 2000).

Segundo a teoria deste modelo, ele é baseado no acoplamento de um modelo hidrológico com um modelo de estabilidade de taludes para identificar as declividades e as abertura de canais em todos os locais de uma paisagem.

Pesquisando sobre a teoria do modelo de Montgomery e Dietrich (1994), pode-se dizer que o modelo hidrológico admite que o fluxo que infiltra em uma camada de solo de menor condutividade, percorre os caminhos de fluxo determinados no relevo com o intuito de mapear a saturação do solo. Isto é baseado na área da encosta, transmissividade do solo e declividade. Já o modelo de estabilidade de talude considera por aproximação a condição de solos sem coesão e que a superfície do lençol freático é paralela a superfície da encosta. Também assume como condição inicial, que o perfil do solo é inicialmente saturado e que a taxa de recarga subterrânea é igual à taxa de precipitação. Então o modelo não pode ser aplicado em uma escala de tempo menor que o necessário para a infiltração de chuva para chegar à base do solo. Esta constatação é uma noção básica em hidrologia que para um tempo de recorrência fixo, a chuva diminui de intensidade com o tempo.

Com isso, Borga, Fontana e Cazorzi (2002) mencionam que a necessidade de prever a expansão da paisagem tem levado ao desenvolvimento de diversos modelos com o uso do SIG. A relação destes modelos de expansão da paisagem e que permitem a abertura de canais é formulada em termos de limiares de declividades relacionadas com a área de drenagem, compondo índices topográficos, conforme teoria do modelo. Por sua vez, os dados de elevação do terreno são os que originam os índices topográficos/geomorfológicos (Figura 7) e que, segundo Santos (2001) têm sido aplicados em hidrologia.

Montgomery e Dietrich (1994) mencionam que existe uma série de mecanismos para iniciar e manter canais, no entanto, restringem as considerações de evolução das paisagens em que o início do canal é dominado pelo

escoamento superficial, subsuperficial e por deslizamentos. Assim, a iniciação de canais mantida por esses processos seguem formas e características morfológicas graduais e escarpadas (MONTGOMERY; DIETRICH, 1988; 1989).

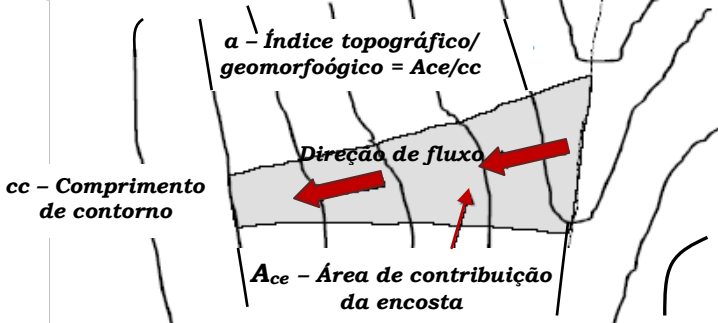


Figura 7 – Definição do índice topográfico/geomorfológico
Fonte: Adaptado de Santos (2001)

Os processos erosivos de uma área, segundo Montgomery e Dietrich (1994), podem estar ativos, refletindo variações nos declives, espessura do solo, tipo de vegetação e densidade. Esses processos podem ser descritos como um fenômeno limiar e, por conseguinte, os inícios de canais erosivos descritos a equação (4) podem ser formulados como uma função do escoamento superficial necessário para vencer a resistência de erosão da superfície do solo e de um gradiente suficiente para o escoamento arrastar materiais de subsuperfície.

Então, o início de canais por escoamento superficial, considerando o amortecimento difusional ativo, pode ser levado em conta sempre que o fluxo desempenha uma tensão de cisalhamento crítica para dar início ao movimento. O controle desses canais pode ser encontrado por um gradiente de escoamento, possuindo este, uma capacidade de arrastar os materiais superficiais ou materiais coesivos por uma área de drenagem (MONTGOMERY, 1991). Já a iniciação de deslizamentos é controlada por poro pressões crítica no solo, sendo assim, pode ser modelada como ocorre quando um fluxo converge para determinado local e gera poros pressões suportes para causar instabilidade de taludes (MONTGOMERY; DIETRICH, 1988; 1989).

Contudo, o referido modelo incorpora ferramentas de modelagem espacial do terreno (Modelo numérico do terreno - MNT) e determina para cada região da bacia hidrográfica o tipo de processo erosivo predominante e/ou suscetível de ocorrência. O modelo considera um índice topográfico/geomorfológico determinado pela declividade e pela área de contribuição da encosta dividida pelo comprimento de contorno, bem como, a natureza dos solos as condicionantes hidrológicas (SANTOS, 2001).

Neste sentido, este mesmo autor menciona que um mapa de índice topográfico/geomorfológico de uma bacia mostra as áreas com potenciais para gerar escoamento superficial por saturação. Valores elevados deste índice remetem à regiões com alta área de contribuição e declividade baixa, localizadas próximas ao canal e na base das encostas. Estas áreas geralmente correspondem às áreas de descarga do aquífero. Baixos valores deste índice são encontrados nos topos onde a área de contribuição da encosta é menor e a declividade é superior.

Beven e Kirkby (1979) determinando a saturação de solos desenvolveram um modelo hidrológico baseado em dados físicos, utilizado para prever escoamentos. O'Loughlin (1986) da mesma maneira desenvolveu um modelo hidrológico que identifica a saturação do solo espacialmente por meio de análise da área de contribuição, transmissividade do solo e declividade. Para isto, ele considera que a topografia determina a direção do fluxo subsuperficial. Dietrich et al. (1993) em suas pesquisas melhoraram o modelo para uso em estudos de identificação das áreas de instabilidade, ou seja, para identificar a saturação em locais com processos erosivos avançados.

Sendo assim, com a identificação da área de contribuição e dos declives do terreno é possível estabelecer os limites espaciais de dissecação da paisagem, ou seja, entre os diferentes processos erosivos. Esses limites são identificados por meio da interligação dos fluxos superficiais, subsuperficiais e subterrâneos (SANTOS, 2001) e os processos referem-se à erosão difusa, por lixiviação, linear e por deslizamentos.

3 ÁREA DE ESTUDOS

3.1 Localização

3.1.1 Localização hidrográfica

A divisão hidrográfica nacional é subdividida em níveis e composta por regiões hidrográficas que compreendem bacias, grupo de bacias ou sub-bacias hidrográficas. Esta divisão foi instituída pela Resolução n° 32 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos (CNRH), considerando a importância de se estabelecer uma base organizacional que contemple bacias hidrográficas como unidade do gerenciamento de recursos hídricos para a implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH) e do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos (SINGREH). Assim, a rede hidrográfica brasileira é composta por doze bacias hidrográficas classificadas em nível 1, sendo a Bacia Hidrográfica do Paraná a que engloba a sub-bacia do Iguazu e no interior desta, a sub-bacia do Alto Rio Negro (Figura 8), conforme a CNRH (2003).



Figura 8 – Localização da bacia hidrográfica dos Rios Paraná e Negro

O estado de Santa Catarina representa 1,2% da bacia do Rio Paraná, ou seja, 879.680 km² e a bacia do Alto Rio Negro possui 3.452 km². Esta última está localizada no denominado Primeiro Planalto do estado do Paraná e no Planalto de Canoinhas no estado de Santa Catarina, sendo o Rio Negro o afluente da margem esquerda e um dos principais formadores do Rio Iguaçu. Esta bacia engloba sete microbacias experimentais implementadas pelo Projeto Hidrologia Florestal (Figura 9), dentre elas, destaca-se, a microbacia do Rio Feio, local de estudos desta pesquisa com área de 2,69 km².

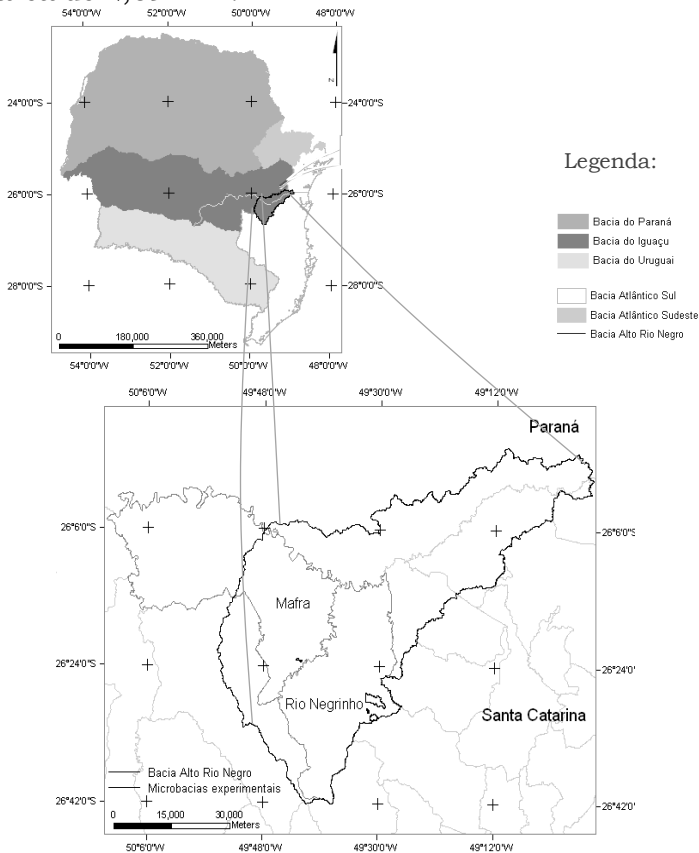


Figura 9 – Localização das microbacias experimentais

Kobiyama et al. (2009) explicaram que as microbacias foram construídas para entender as influências hidrológicas dos diferentes usos do solo nesta região, caracterizada economicamente com reflorestamento de pinus e ambientalmente com Floresta Ombrófila Mista. A escolha das microbacias experimentais foi em função do tamanho, da facilidade de acesso ao monitoramento, da topografia da região para medição da vazão, além de todas as bacias trazerem região hidrológica homogênea.

3.1.2 Localização geográfica

A microbacia experimental do Rio Feio está localizada na divisa entre os estados do Paraná e Santa Catarina, situada na porção central do município de Rio Negrinho-SC, entre as latitudes $26^{\circ}31'14''\text{S}$ e $26^{\circ}30'17''\text{S}$ e longitudes $49^{\circ}31'19''\text{W}$ e $49^{\circ}29'59''\text{W}$ (fuso 22S) e com altitude média de 960 m. A Figura 10 apresenta a localização pelo sistema de coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*).

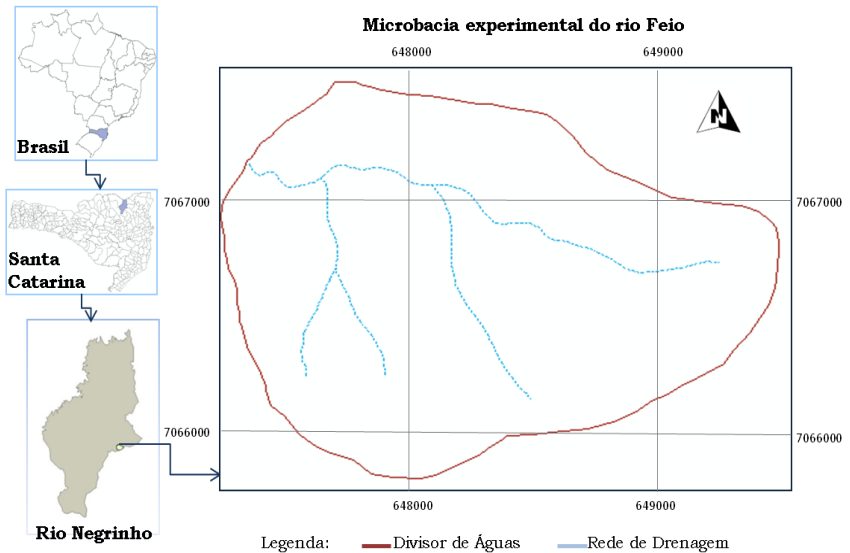


Figura 10 – Localização da microbacia experimental do Rio Feio

3.2 Características da Área de Estudos e Região

3.2.1 Clima

O clima é do tipo *Cfb* e caracteriza esta região por encontrar-se em maiores altitudes, ser de clima temperado, constantemente úmido sem estação seca e com verão fresco. A temperatura média anual oscila entre 15,5°C e 17,0°C e a precipitação pluviométrica total anual varia de 1.360 à 1.670 mm, com o total anual de dias de chuva entre 138 e 164 dias. A umidade relativa do ar varia de 80 à 86% e o total anual de insolação é de 2.000 a 2.200 horas. Na região, a capacidade de retenção do solo, em média, corresponde a 75 mm e os excedentes hídricos anuais podem variar de 300 à 600 mm (EPAGRI/CIRAM, 2007).

3.2.2 Pedologia

Na região há predominância dos solos classificados como CAMBISSOLOS (CX), sendo que na microbacia do Rio Feio são encontrados também os NITOSSOLOS (NB), seguindo a classificação em primeiro nível categórico da EMBRAPA (2006).

Os CAMBISSOLOS são tipicamente derivados de rochas sedimentares com baixa fertilidade e elevados teores de matéria orgânica. Possuem horizonte B incipiente, ou seja, pouca alteração física e química. Esta alteração define o baixo gradiente textural e a média e alta relação da quantidade de silte pela quantidade de argila. Este horizonte é definido também pela presença de minerais primários de fácil decomposição, não são hidromórficos, ou seja, são bem drenados e podem apresentar caráter gleico (saturação plena do solo), (DALAGNOL, 2001).

Os CAMBISSOLOS possuem um grau de evolução, porém não o suficiente para decompor completamente minerais primários de fácil intemperização, como feldspato, mica, hornblenda (silicatos e aluminatos), augita entre outros. Apresentam características em escala de bem a moderadamente drenados, pouco profundos a profundos,

apesar de ocorrerem em perfis rasos ou muito profundos, respectivamente, menores que 50 e maiores que 200 cm. A espessura do horizonte A pode variar de 15 à 80 cm. Estes solos apresentam cor pouco uniforme devido à heterogeneidade do material de origem e da influência direta ou indireta do clima. Em geral ocorre a coloração brunada ou vermelho-amarelada, com horizonte superficial espesso e de cor escura devido aos teores de matéria orgânica (EMBRAPA, 2004).

Os NITOSSOLOS são solos que apresentam predominância de argila em sua composição. Para cada quilograma deste solo, 350 gramas ou mais é de argila sendo o restante constituído de material mineral de horizonte B Nítico do horizonte A, isto é, sem ou com pequeno incremento do material do horizonte A. Também pode-se dizer que o horizonte subsuperficial é bem drenado, ou seja, não hidromórfico, de textura argilosa ou muito argilosa e argila de atividade baixa (EMBRAPA, 2006).

A Figura 11 apresenta a delimitação dos solos da microbacia do Rio Feio. Os limites entre os solos foram identificados por mapas pedológicos digitalizados do ano de 1998, cedidos pela EMBRAPA, em escala 1:250.000.

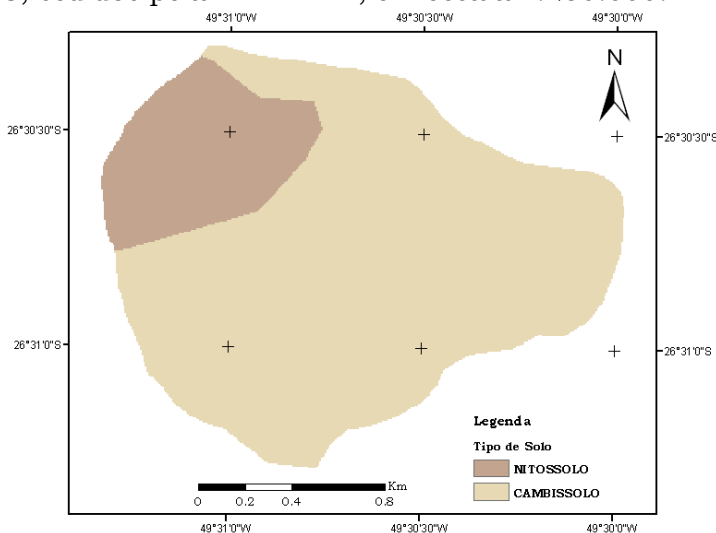


Figura 11 – Mapa pedológico da microbacia experimental do Rio Feio

3.2.3 Geologia e Geomorfologia

O substrato do município de Rio Negrinho é formado por rochas sedimentares do grupo Itararé, pertencentes à Formação Maфра, Rio do Sul e Campo do Tenente (SILVA; BORTOLUZZI, 1987). Nessas formações são encontradas principalmente a composição de arenitos, argilitos e folhelhos.

Em relação à geomorfologia, a microbacia está situada no Patamar de Maфра enquadrada no Patamar oriental da Bacia do Paraná. Esta região corresponde ao relevo com superfície regular, ou seja, de baixa energia de relevo. Em geral, é individualizado como um Patamar intermediário constituído predominantemente por uma superfície colinosa (SANTA CATARINA, 1986).

3.2.4 Cobertura vegetal

A cobertura vegetal nativa da região compreende um espaço transicional entre as unidades fitogeográficas de Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa, ambas constituintes do bioma Mata Atlântica. A Floresta Ombrófila Mista é o tipo de formação florestal predominante na região de estudo e caracterizava-se principalmente, pela presença no estrato superior do pinheiro (*Araucaria angustifolia* (Bert.) O. kuntze) e por uma submata bastante heterogênea formada por imbuias (*Ocotea porosa* Nees et Martius ex. Nees), canela amarela (*Nectandra lanceolata* Ness. Et Mart. Ex Nees), sapopemas (*Sloanea guianensis* (Aubl.) Benth), além de uma sinúsia de arvoretas representadas por erva-mate (*Ilex paraguariensis* St. Hil), guaçatunga (*Casearia decandra* Jack), taquara (*Merostachys multiramea*), dentre outras espécies (KLEIN, 1978; EPAGRI/CIRAM, 2007).

Atualmente, a cobertura vegetal predominante é de floresta secundária em estágio avançado de regeneração, devido ao corte seletivo de araucária (*Araucaria angustifolia*), imbuia (*Ocotea porosa*) e cedro (*Cedrella fissilis*) e ao corte raso ocorrido entre os anos de 1960 e 1970.

A maior parte da cobertura original da região foi descaracterizada pela ação antrópica com a exploração descontrolada das florestas para extração de madeiras, bem como, pela implantação de culturas cíclicas e pela formação de pastagens para a criação de bovinos (SANTA CATARINA, 1986).

Contudo, a microbacia do Rio Feio apresenta predominância de florestas plantadas e a Figura 12 ilustra esta microbacia antecedente ao corte no ano de 2006.



Figura 12 – Reflorestamento no ano de 2006

Informações da Prefeitura Municipal de Rio Negrinho do ano de 2006 noticiam que a economia da região e do município é predominantemente movida por reflorestamentos de pinus, disseminados neste município. Isto serve de matéria-prima e abastece principalmente a indústria moveleira implantada nesta região.

3.3 Caracterização da Microbacia do Rio Feio

Para auxiliar na caracterização foi adquirido um material cartográfico do município de Rio Negrinho, disponibilizados pela empresa Battistella Florestas e Prefeitura Municipal de Rio Negrinho. Este material é composto por ortofotos do ano de 2006, em escala 1:20.000, coordenadas UTM (*Universal Transverse*

Mercator) e datum SAD69 (*South American Datum*). Assim, a partir da classificação supervisionada das ortofotos foram identificadas diversas características (Figura 13).

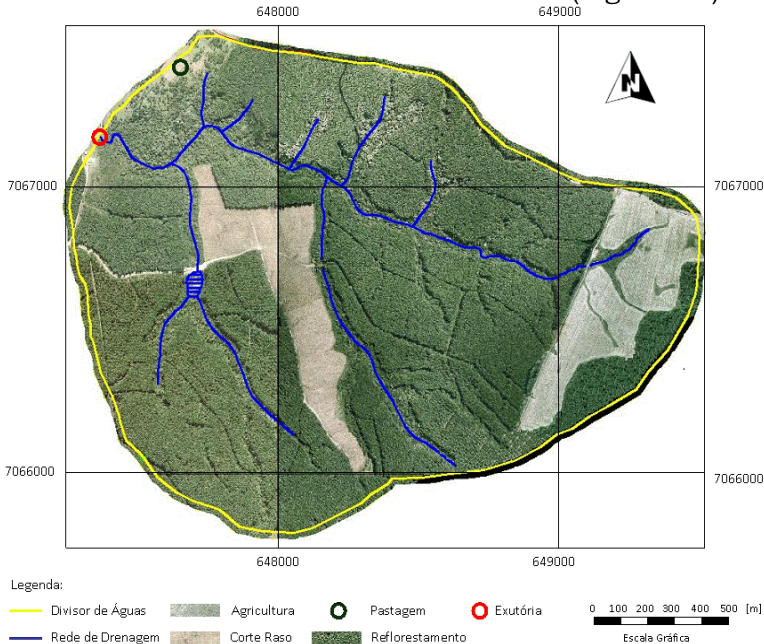


Figura 13 – Uso do solo da microbacia do ano de 2006

O uso do solo com maior predominância na área da microbacia (anterior ao corte raso) era de florestas plantadas, composta por reflorestamento de *Pinus taeda* nas vertentes e por mata nativa nos vales, ao longo da drenagem. Existe também a presença de estradas vicinais primárias, secundárias e terciárias e uma área agrícola e de pastagem.

A Figura 14 apresenta a porção de ocupação em relação à área total da microbacia 2,69 km² (269 ha).

O reflorestamento (Figura 15) ocupa uma área de 200,6 ha, composto por *Pinus taeda* com idade entre 1,7 e 4,0 anos e altura média de 2,3 e 4,0 m, respectivamente.

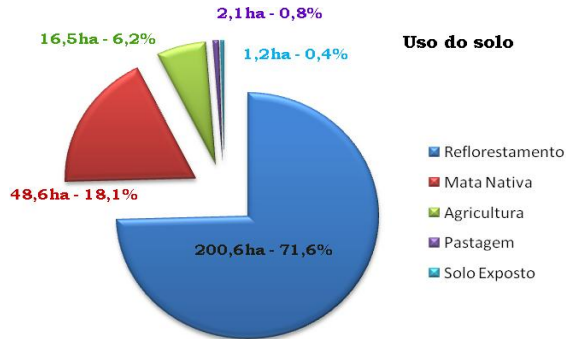


Figura 14 – Distribuição do uso do solo



Figura 15 – Floresta plantada

O espaçamento original do plantio é de 3 m entre fileiras e 2 m entre plantas. O piso florestal apresenta uma camada de serapilheira aproximadamente de 8 cm para o pinus de maior idade e 5 cm para idade inferior. Esta cobertura é composta por acículas de pinus, gramíneas e arbustos.

A mata nativa ocupa uma área de 48,6 ha e possui características de floresta secundária, com o estrato superior composto por plantas de várias espécies, de porte médio, e com distribuição espacial irregular (Figura 16).



Figura 16 – Vegetação nativa

A área de pastagem abrange 16,5 ha e a área de uso agrícola (Figura 17) compreende 1,2 ha. Estes dois usos do solo englobam uma pequena área da bacia e são de propriedade de pequenos produtores da região.



Figura 17 – Agricultura

As estradas vicinais primárias interagem com os demais usos e servem de ligação com as subsequentes. Elas compreendem 1,2 ha de solo da microbacia e são classificadas como solo exposto. Estas estradas são utilizadas para o fluxo de diversos tipos de veículos que trafegam constantemente. No caso das estradas secundárias e terciárias, o solo permanece exposto nos períodos de desbaste e corte raso da floresta e os fluxos de veículos são compostos por máquinas de corte e caminhões de transporte de madeira.

Tanto as estradas primárias quanto as secundárias e terciárias originam sedimentos que conseqüentemente se propagam sob diversas formas, seja pelo salpico das gotas de chuva e escoamento superficial ou pelo atrito dos pneus dos veículos e escoamento (Figura 18).



Figura 18 – Estrada vicinal em área de floresta

Neste sentido, as medidas de mitigação dos impactos originários da produção de sedimentos nas estradas constituem-se de duas formas: a) implantação de caixas de drenagem ou decantação ao longo do leito da estrada; b) encaminhamento do fluxo de água e sedimentos para o interior dos talhões de plantio, sob a forma de construção de canais de drenagem e bueiros (Figura 19).



a) caixas e canais de drenagem



b) bueiros

Figura 19 – Produção de sedimentos em estradas vicinais

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho abrange coletas de amostras de solo, monitoramento das perdas de solo, ensaios geotécnicos laboratoriais, manipulação de dados espaciais e ferramentas computacionais.

A ênfase deste trabalho é para o monitoramento da erosão com uso de parcelas, classificação da erodibilidade do solo por meio de ensaios geotécnicos de laboratório e a determinação de limiares de erosão.

Os ensaios laboratoriais foram realizados no Laboratório de Engenharia Civil da Universidade do Sul de Santa Catarina (UNISUL) e na Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) no Laboratório de Mecânica dos Solos da Engenharia Civil e no Laboratório Integrado do Meio Ambiente da Engenharia Sanitária e Ambiental.

Na Figura 20 encontram-se as atividades realizadas para o diagnóstico hidrossedimentológico da microbacia. Cada uma das etapas descritas foi detalhada no decorrer deste capítulo.

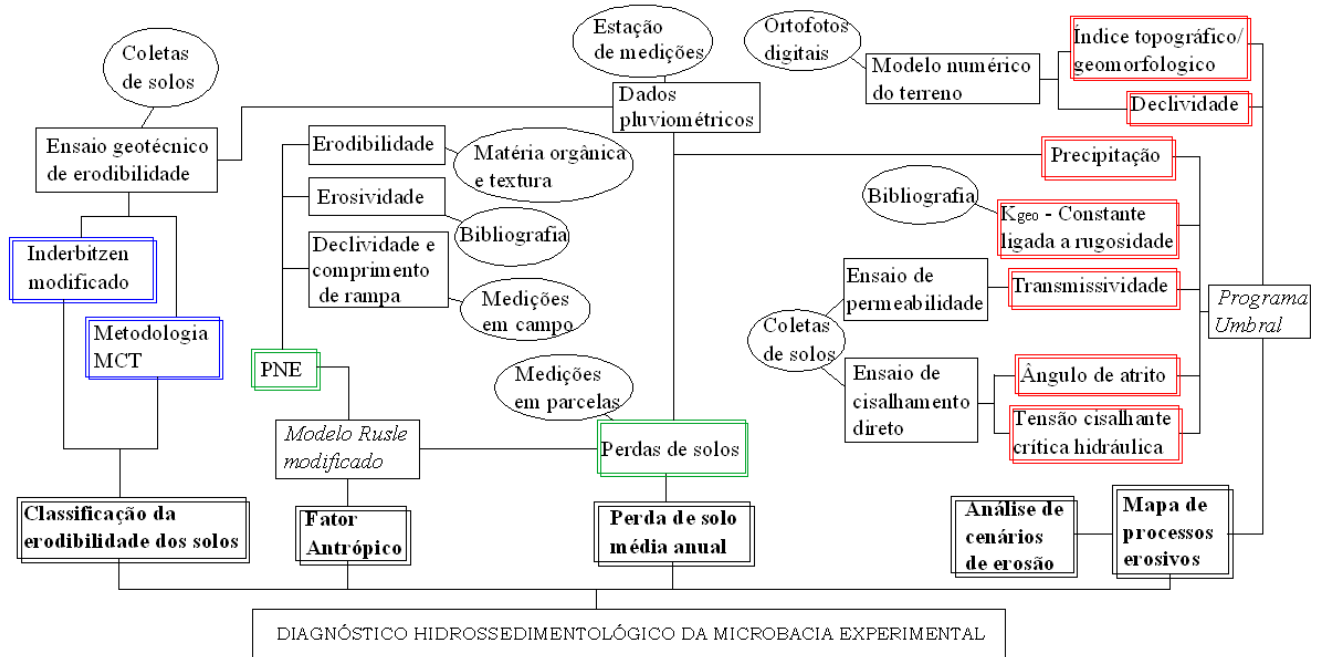


Figura 20 – Estruturação das atividades da pesquisa

4.1 Distribuição dos Pontos de Coletas

Os pontos de monitoramento foram selecionados de forma a possibilitarem um resultado representativo para o uso e classificações do solo na microbacia experimental. Após a definição dos pontos, as coordenadas foram obtidas com o uso de um GPS (Sistema de Posicionamento Global), totalizando 13 pontos. A Figura 21 ilustra os pontos de coletas distribuídos nos diferentes solos e a Figura 22 localiza os pontos no uso do solo da microbacia.

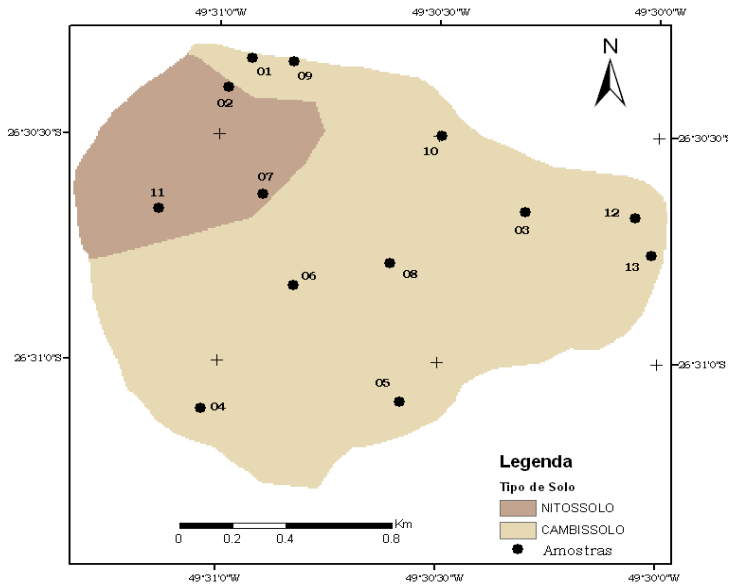


Figura 21 – Localização dos pontos de coletas nos solos

Foram realizadas coletas de solos (deformadas e indeformadas), bem como, amostras de água e sedimentos de um experimento com oito parcelas (Pontos 02 e 09) implantado na microbacia por Grando e Maciel (2007).

O período das coletas de água e sedimentos está compreendido entre as quatro estações do ano de 2007 com uma repetição no ano de 2008, perfazendo dois anos de monitoramento.

O período de coletas de solos (Figura 23) foi entre setembro a novembro de 2008, sendo que neste período a

cobertura vegetal apresentou-se para cada ponto como identificado na Tabela 5, representados em unidade de tempo de plantio (anos), ou seja, tempo em que as mudas de *Pinus taeda* foram plantadas.

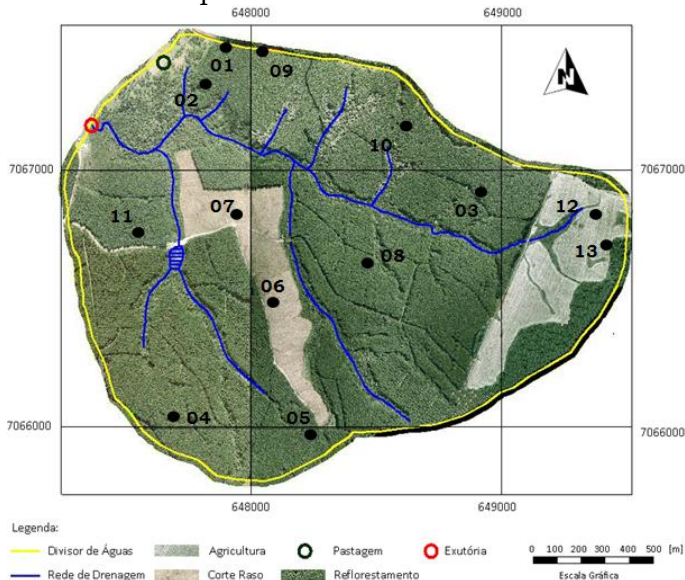


Figura 22 – Localização dos pontos de coletas nos usos do solo

Tabela 5 – Descrição dos pontos de coletas

Pontos de coletas	Coordenadas		Uso do solo	Idade (anos)	Classificação do solo
	Latitude	Longitude			
1	26°30'21"	049°30'58"	Floresta Plantada	1,7	CX
2	26°30'23"	049°31'00"	Floresta Plantada	1,7	NB
3	26°30'43"	049°30'15"	Floresta Plantada	1,7	CX
4	26°31'06"	049°31'04"	Floresta Plantada	1,7	CX
5	26°31'06"	049°30'31"	Floresta Plantada	1,7	CX
6	26°30'50"	049°30'52"	Floresta Plantada	4,0	CX
7	26°30'39"	049°30'55"	Floresta Plantada	4,0	NB
8	26°30'46"	049°30'37"	Floresta Plantada	1,7	CX
9	26°30'17"	049°30'51"	Floresta Plantada	1,7	CX
10	26°30'30"	049°30'31"	Floresta Plantada	1,7	CX
11	26°30'41"	049°31'10"	Floresta Plantada	1,7	NB
12	26°30'41"	049°30'04"	Agricultura	-	CX
13	26°30'45"	049°30'02"	Agricultura	-	CX



Figura 23 – Coletas de amostras de solos

Ressalta-se que em todos os pontos de coletas as amostras foram retiradas em profundidade aproximada. A Figura 24 detalha, em um corte transversal do solo, a localização e profundidade de retirada das amostras, bem como a distância entre as linhas de plantio de Pinus e profundidade de alcance de revolvimento do solo (para as áreas em que não é adotado o plantio direto).

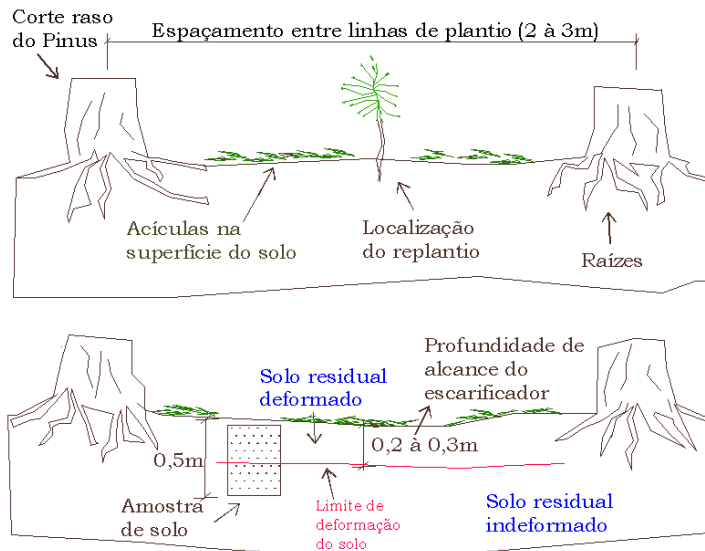


Figura 24 – Desenho esquemático dos pontos de coletas

4.1.1 Caracterização física do solo

Amostras deformadas de solos nos treze pontos da microbacia foram retiradas e submetidas aos ensaios laboratoriais de caracterização do solo. Os ensaios compreendem:

a) Análise granulométrica de acordo com a norma NBR 7181/1984 (Solo-Análise granulométrica) onde se realizou peneiramento e sedimentação com e sem defloculante;

b) Limites de Atterberg de acordo com a NBR 6459/1984 (limite de liquidez) e NBR 7180/1984 (limite de plasticidade). Pelos limites de Atterberg foi possível classificar o solo de acordo com Highway Research Board (HRB) e com método de Arthur Casagrande classificar pelo Sistema Unificado de Classificação de Solos (SUCS);

c) Determinação da massa específica por meio da NBR 6508/1984;

d) Ensaio das Pastilhas para identificação expedita MCT (Miniatura Compactada Tropical). A identificação dos grupos MCT foi realizada seguindo os procedimentos propostos por Nogami e Villibor (1994; 1996).

4.2 Modelo RUSLE

Neste trabalho, o modelo RUSLE foi empregado adotando-se a metodologia de Chaves et al. (2004) utilizada no Programa Produtor de Água da ANA, onde nomeando como o símbolo Z (Figura 25), os autores trataram do produto $C \cdot P$ (fator antrópico).

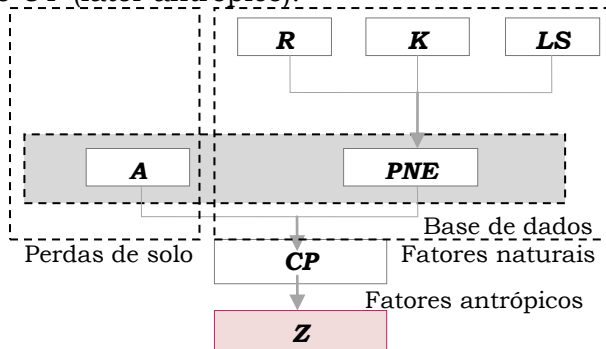


Figura 25 – Fluxograma de atividades do modelo RUSLE

4.2.1 Fatores Antrópicos

Os Fatores Antrópicos (fatores CP) foram obtidos com a equação (1) proposta por Wischmeier e Smith (1978). Então reescrevendo em termos dos fatores antrópicos, resulta na equação (5):

$$CP = \frac{A}{R \cdot K \cdot LS} \quad (5)$$

Unindo a equação (5) e a equação (2) proposta por Wischmeier e Smith (1965), que calcula o PNE, resulta na equação (6), escrita da seguinte forma:

$$CP = \frac{A}{PNE} \quad (6)$$

Então, adaptando-a na metodologia proposta por Chaves et al. (2004) em que, o produto de $C \cdot P$ é nomeado como símbolo Z , obtém-se a equação (7).

$$Z = \frac{A}{PNE} \quad (7)$$

Onde: Z representa o fator antrópico do modelo, expresso em unidade adimensional.

Chaves et al. (2004) propuseram ainda, um cálculo para o percentual de abatimento da erosão utilizando o símbolo Z , representado na equação (8) pelo CP e equivalente a equação (9).

$$CP = \frac{A_0}{A_1} = \frac{Z_0}{Z_1} \quad (8)$$

$$Z = CP = PAE \quad (9)$$

Onde: Z é o símbolo que representa o produto de ($P \cdot C$); A_0 é a condição de níveis de erosão inicial; A_1 condição para níveis de erosão após plantio; A_0 equivale a Z_0 , e A_1 equivale a Z_1 ; PAE é o percentual de abatimento da erosão.

A obtenção dos fatores que compõem a equação (7), ou seja, a perda de solo anual e o potencial natural de erosão seguem descritos na sequência deste item e

também por Grando et al. (2009) em uma pesquisa para avaliação de dois manejos de solos.

4.2.2 Perdas de solos

As perdas de solo e água foram obtidas a partir de três parcelas experimentais (com uma repetição para cada parcela), instaladas em uma encosta na microbacia experimental (Pontos 02 e 09).

Essas parcelas foram implantadas em áreas de diferentes manejos de solo. Duas parcelas localizam-se em área de preparo do solo por meio de escarificação (máquina com garfo frontal que causa ranhuras no solo) e a terceira localiza-se em área de plantio direto. A nomenclatura das parcelas tem como base, os tipos de manejo de solo e declividade das parcelas (Tabela 6).

Tabela 6 – Identificação das parcelas

Parcelas	Manejos	Declividades
R1-10	Escarificação do solo	10%
R2-10	Escarificação do solo	10%
R1-20	Escarificação do solo	20%
R2-20	Escarificação do solo	20%
PD1-20	Plantio direto	20%
PD2-20	Plantio direto	20%

Cada parcela delimita uma área de 75 m² que conduz água e sedimentos para dois tambores que no total medem 400 litros. As amostras de sedimentos e água foram coletadas dos tambores em garrafas de 500 ml. A Figura 26 ilustra o desenho esquemático de uma parcela.

A coleta de água e sedimentos foi realizada semanalmente no período de março de 2007 até abril de 2009, completando dois anos de monitoramento. O material retido nos tambores foi homogeneizado com auxílio de um bastão, para na sequência, serem coletadas as amostras de cada parcela (Figura 27).

Assim, a perda de solo total foi estimada com base nas análises laboratoriais de quantidade de sedimentos e águas coletados nesses experimentos.

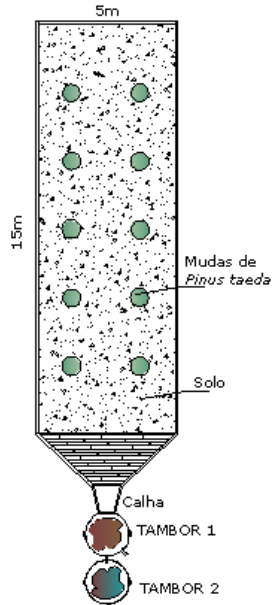


Figura 26 – Parcela experimental



a - Tambores



b - Recipiente de coletas

Figura 27 – Coleta de água e sedimentos

4.2.2.1 Ensaio de sedimentos em suspensão

O ensaio segundo as recomendações do *Standard Methods for Examination of Water and Wastewater*

(CLESCERI; GREENBERG; EATON, 1998), consiste em submeter às amostras de solo e água (coletadas das parcelas) a uma membrana fina que retém os sólidos (Figura 28).



Figura 28 – Ensaio de sedimentos em suspensão

Após esta etapa, pesa-se a membrana e quantificam-se os sedimentos em $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Na Figura 29 estão apresentadas as membranas após a realização do ensaio.

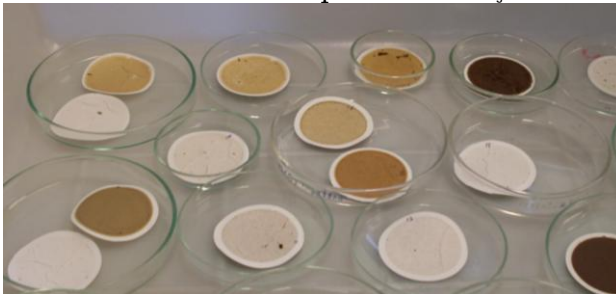


Figura 29 – Membrana com sedimentos

Assim, através do volume de água medido nos tambores e da quantidade de sedimentos produzidos por litro foi possível quantificar as perdas de solos em toneladas. A área das parcelas foi transformada de metro quadrado para hectare e o período das coletas semanais para ano, isto possibilitou quantificar para cada manejo e declividade a perda de solo em unidades padrões, ou seja, $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$.

4.2.2.2 Dados pluviométricos

Os dados pluviométricos utilizados neste trabalho são provenientes de dois locais de medições (Figura 30).



(a) Pluviômetro

(b) Estação pluviométrica

Figura 30 – Retirada dos dados pluviométricos

No primeiro ano de monitoramento das perdas de solo foram utilizados os dados de um pluviômetro e no segundo ano foram utilizados os dados de uma estação de medições pluviométricas (*Data logger*), ambos localizados na bacia.

4.2.3 Fator topográfico/geomorfológico

O Fator topográfico utilizado no modelo RUSLE foi determinado segundo Wischmeier e Smith (1978), pois com a utilização de parcelas-padrão experimentais, esta metodologia realiza a adequação dos valores conforme as características locais, equação (10).

$$LS = \left(\frac{\sqrt{L}}{S} \right) \cdot 1,36 + 0,97 \cdot S + 0,1385 \cdot S^2 \quad (10)$$

Onde: L é o comprimento da vertente [m]; S é o gradiente de declividade [%].

Os coeficientes de declividade e comprimento do declive (vertente e/ou rampa) foram identificados em campo com medições no local dos experimentos (parcelas).

Isto possibilitou obter um produto entre o comprimento do relevo (L) e a declividade (S).

4.2.4 Erosividade da chuva

Os dados de erosividade (Fator R) foram obtidos de um estudo de Checchia et al. (2006) para o município de Rio Negrinho. Estes dados correspondem a uma isoerosividade média anual da chuva para a região de $6.970 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$.

4.2.5 Erodibilidade do solo

Para a obtenção dos valores da erodibilidade do solo (K) foi utilizado o método proposto por Wischmeier, Johnson e Cross (1971), equação (11).

$$K = \frac{0.1317 \cdot 2.1Mt^{1.14} \cdot 10^{-4} \cdot 12 - mo + 3.25 \cdot b - 2 + 2.5 \cdot cps - 3}{100} \quad (11)$$

Onde: Mt é a textura do solo; mo é o teor de matéria orgânica [%]; b é a estrutura do solo; cps é a permeabilidade do perfil de solo.

A textura do solo é determinada pela equação (12).

$$Mt = (sil + af) \cdot (100 - ar) \quad (12)$$

Onde: Mt é o produto das percentagens de silte mais areia fina pela soma de areia [%] > 0,1mm e a percentagem de silte mais areia fina; sil é o teor de silte [%]; af é o teor de areia fina [%]; e, ar é o teor de argila [%].

O teor de matéria orgânica foi encontrado por meio de análises das amostras de solos das parcelas. Estas análises foram realizadas pelo Laboratório de Análises de Solo da CIDASC (Companhia Integrada de Desenvolvimento Agrícola de Santa Catarina (Anexo 1).

As classes da estrutura do solo foram determinadas de acordo com a metodologia proposta por ARS-USDA (1994), apresentadas na Tabela 7. As classes de permeabilidade foram obtidas de acordo com a percentagem de silte (limo) com areia (Figura 31), conforme SCS (1977).

Classe	Estrutura
1	Granular muito fina
2	Granular fina
3	Granular grosseira
4	Compacta

Assim, as classes de permeabilidade situam-se entre seis divisões, são elas: 1 para permeabilidade rápida; 2 para moderada a rápida; 3, moderada; 4 de lenta para moderada; 5, lenta; e 6 para permeabilidade muito lenta.

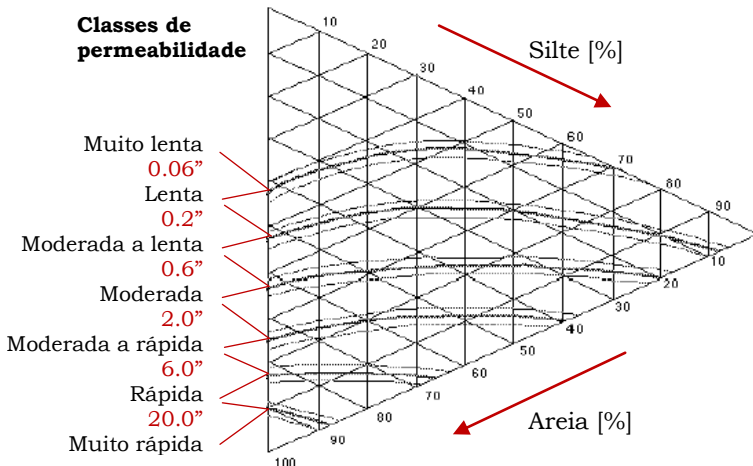


Figura 31 – Classes de permeabilidade
Fonte: Adaptado de SCS (1977)

4.3 Abordagem Geotécnica da Erodibilidade do Solo

A erodibilidade do solo pela abordagem geotécnica foi realizada por meio de ensaios de análise direta e indireta. A análise direta ocorreu pela metodologia de Inderbitzen (1961) com o uso da modificação de Freire (2001) e adaptação de chuveiramento sobre as amostras. Para a análise indireta foi adotado o critério de erodibilidade MCT (Miniatura Compactada Tropical) de Nogami e Villibor (1979). Este critério é baseado no grau de sorção do solo, identificado por meio dos resultados dos ensaios de erodibilidade específica e infiltrabilidade.

Com os resultados desses ensaios foram identificadas as classes de erodibilidade nos pontos de coletas, bem como as percentagens de desagregação das partículas.

4.3.1 Ensaio de Inderbitzen modificado

A metodologia de Inderbitzen (1961), modificada por Freire (2001), sugere a utilização do equipamento de Inderbitzen, porém, nesta pesquisa novas modificações foram impostas. O procedimento que emprega o equipamento original avalia a erodibilidade dos solos por meio da análise de sedimentos desprendidos de uma amostra de solo. Esta amostra é inserida no fundo de uma rampa, sujeita à erosão superficial causada por um fluxo d'água de vazão constante. A diferença entre os dois equipamentos está em considerar, além do escoamento superficial, a incidência das gotas de chuva na superfície do solo e, por isso denominado equipamento de Inderbitzen modificado (Figura 32).



Figura 32 – Ensaio de Inderbitzen modificado com chuveiramento

O aparelho utilizado nos ensaios constitui-se de uma estrutura tubular, a qual possui uma rampa com inclinação de 20° . Nesta rampa as amostras de solo/corpos de prova são inseridas para os ensaios. A nova modificação realizada neste estudo consiste em instalar um chuveiro a uma distância de 20 cm da amostra, sendo que as dimensões do chuveiro coincidem com as dimensões do corpo de prova. Sob a rampa foi disposto um recipiente para a coleta de água e do solo desagregado.

Inicialmente, foi realizada a coleta dos corpos de prova, com a utilização de um molde metálico quadrado de arestas medindo 10 cm e altura de 2 cm. Foram retiradas cinco amostras em cada ponto de coleta, sendo estas vedadas para manter a umidade natural. Em laboratório, as amostras foram submetidas a ensaio nas condições de umidade natural (w0h) e após 24, 48, 72 e 96 horas de exposição ao ar.

O procedimento deste ensaio também foi descrito por Grando et al. (2009) em pesquisas de erodibilidade do solo e consistiu em realizar a moldagem dos corpos de prova, pesagem e determinação do teor de umidade. Após esta etapa os corpos de prova foram colocados na rampa para simulação da chuva com uso do chuveiro. O ensaio foi realizado com uma amostra por vez no equipamento, sendo que após um período de duas horas de ensaio, a amostra foi retirada, submetida à pesagem e à estufa com temperatura de 110°C. O solo que desagregou foi peneirado usando a peneira 0,075 mm onde o material retido foi colocado em uma cápsula e levado à estufa. Posteriormente, foi retirado o corpo de prova e o material erodido foi para a pesagem. O ensaio foi executado com uma vazão mínima, suficiente para produzir um gotejamento e um escoamento superficial sobre a amostra.

A erodibilidade do solo foi expressa em percentagem e calculada por meio da razão entre o peso total do solo erodido e o peso total da amostra, equação (13).

$$e = \frac{P_{tes}}{P_t} \cdot 100 \quad (13)$$

Onde: e é a erodibilidade do solo [%]; P_{tes} é o peso total do solo erodido seco [gramas]; P_t é o peso total da amostra [gramas].

4.3.2 Critério de erodibilidade MCT

4.3.2.1 Ensaio de perda de massa por imersão

Neste estudo, tem-se o ensaio considerado modificado, pois ocorreram mudanças na preparação das amostras. Anteriormente, as amostras eram extraídas

parcialmente de seus moldes, de maneira que ficassem salientes 10 mm. Este processo, também descrito por Grandó et al. (2009) utilizando o critério modificado, é diferente do que ocorre com a perda de massa por imersão modificada, onde a face da amostra coincide com o fim do anel (Figura 33).

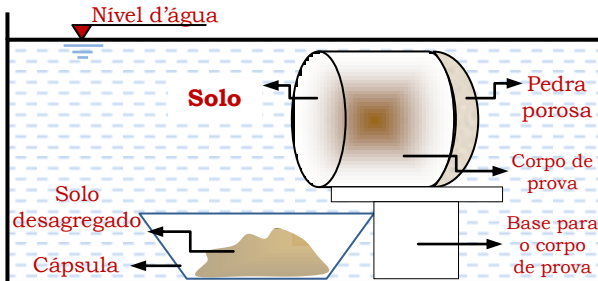


Figura 33 – Desagregação das partículas no ensaio de perda de massa por imersão modificada

Fonte: Adaptado de Fonseca e Ferreira (1981)

Foram coletadas cinco amostras em cada ponto, representando a umidade natural (w_{0h}), umidade em 24, 48, 72 e 96 horas. O confinamento das amostras de solo no seu estado natural foi realizado em um anel metálico com diâmetro de 5 cm e altura 2,5 cm. Antes do ensaio foi realizado o arrasamento da superfície da amostra para coincidir com o final do anel. O conjunto anel e amostra foi pesado e um dos seus lados vedado com papel filtro e uma pedra porosa. Na sequência o conjunto foi imerso em água horizontalmente em um suporte metálico durante cerca de 20 horas. Após este período o conjunto foi novamente pesado, bem como o material erodido, ambos levados para estufa com temperatura de 110°C para determinação da massa seca (Figura 34).

A erodibilidade específica foi calculada através do percentual de perda de solo relacionado ao peso seco total da amostra, equação (14).

$$pi = \frac{Pie}{Pta} \cdot 100 \quad (14)$$

Onde: pi é a perda de massa por imersão [%]; Pie é o peso total do solo desagregado seco [gramas]; Pta é o peso total da amostra [gramas].

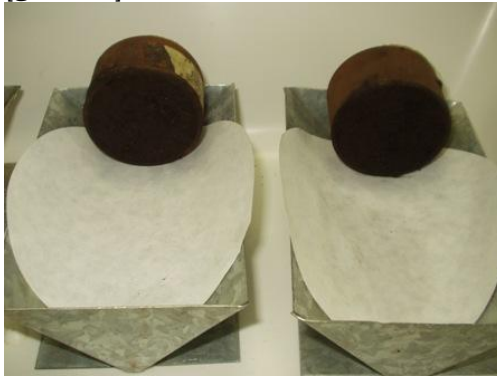


Figura 34 – Ensaio de perda de massa por imersão modificado

4.3.2.2 Ensaio de infiltrabilidade

Para o ensaio de infiltrabilidade foram coletadas cinco amostras para cada ponto. As amostras foram coletadas em corpos de prova cilíndricos confinados lateralmente por um anel com diâmetro e altura de 5 cm. Na sequência, embaladas em sacos plásticos para evitar a perda da umidade natural, sendo cada uma delas submetidas a um período de secagem ao ar livre por 24, 48, 72 e 96 horas, antecedente ao ensaio. Uma amostra de solo para cada ponto com a umidade natural (w_{0h}) também foi submetida ao ensaio. O esquema representativo do ensaio encontra-se na Figura 35.

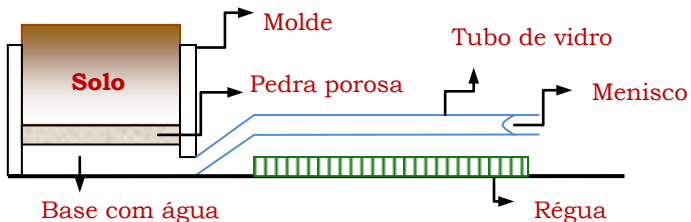


Figura 35 – Equipamento do ensaio de Infiltrabilidade

Fonte: Adaptado de Fonseca e Ferreira (1981)

Em laboratório, foi realizado o arrasamento das amostras e a determinação da umidade natural. O corpo

de prova no início do ensaio foi pesado juntamente com o anel e colocado sobre uma pedra porosa saturada, com papel filtro entre eles. O conjunto foi conectado no molde ligado ao tubo capilar transparente contendo água. A transparência do tubo tem a função de permitir a visualização do fluxo para realizar as medições (Figura 36).

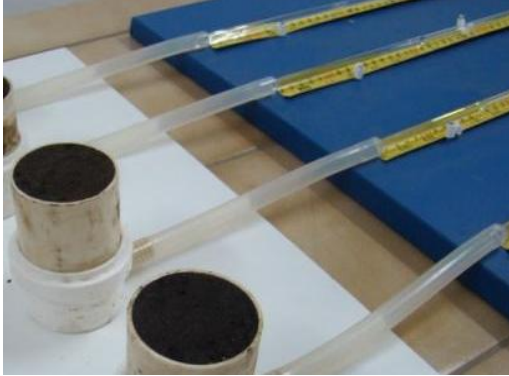


Figura 36 – Ensaio de infiltrabilidade

O filtro capilar possui 6 mm de diâmetro, disposto horizontalmente no mesmo nível da base da amostra. A medição foi feita por meio de uma régua milimetrada ao lado do tubo capilar e intervalo de tempo de 30 segundos, até ocorrer estabilização do movimento. Após esta etapa foi realizada uma nova pesagem do corpo de prova.

A distância capilar percorrida pelo menisco foi medida nos intervalos de tempo (1, 2, 4, 9, 16, 25, 36, 49, 64 minutos ou até ocorrer estabilização do movimento. Por fim, foi gerado um gráfico com os dados das medições de tempo pela distância percorrida pela água no tubo capilar, sendo que o gradiente do trecho retilíneo inicial da reta representou o coeficiente de sorção s (Figura 37). Assim, este coeficiente foi determinado conforme a equação (15).

$$s = \frac{Lb - La \cdot Stc}{10 \cdot tb - ta \cdot As} \quad (15)$$

Onde: s é o coeficiente de Sorção [$\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$]; La é a leitura inicial no tubo capilar [cm]; Lb é a leitura final no tubo capilar [cm]; ta é o tempo inicial das leituras [min]; tb é o

tempo final das leituras [min]; Stc é a seção do tubo capilar [cm^2]; As é a área da seção da amostra [cm^2].

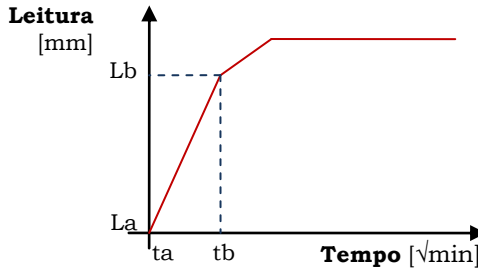


Figura 37 – Comportamento da infiltrabilidade

Este ensaio também foi descrito por Grandó et al. (2009) em estudos de erodibilidade do solo utilizando a metodologia MCT.

A partir dos resultados destes dois ensaios, foi adotada a metodologia de Nogami e Villibor (1979) com o limite do critério de erodibilidade descrito na equação (16) e a modificação de Pejon (1992), equação (17).

$$\frac{p_i}{s} = 52 \quad (16)$$

$$\frac{p_i}{s} = 40 \quad (17)$$

Onde: p_i é a perda de massa por imersão [%] e s é o coeficiente de Sorção [$cm \cdot min^{-1}$].

Os solos considerados erodíveis foram aqueles que se encontraram acima do limite descrito por ambos autores.

4.4 Modelagem dos Processos Erosivos

Para a modelagem desses processos será utilizada a teoria descrita no modelo de Montgomery e Dietrich (1994). Este modelo inicialmente considera-se que o transporte de sedimentos em qualquer ponto da paisagem pode ser expresso como a soma dos escoamentos atuantes e, que de

forma genérica, pode ser escrito como na equação (4), descrita anteriormente no item 2.5.1.

Subsequente à soma dos escoamentos têm-se a definição das equações que regem os tipos de erosão. Essas equações serão utilizadas no programa que delimita os processos erosivos, Umbral, desenvolvido por Santos (2001). No entanto, as equações que serão consideradas no programa, são as que descrevem as características da microbacia experimental em estudo.

4.4.1 Erosão por escoamento superficial

Montgomery e Dietrich (1994) descrevem que o escoamento superficial surge da teoria de Horton. Esta teoria indica que toda a água da chuva que incide na superfície do solo se infiltra até ocorrer à saturação e, por conseguinte o escoamento superficial. Este escoamento resulta no desenvolvimento de sulcos que estão associados a uma tensão crítica de cisalhamento, uma velocidade crítica de cisalhamento, ou um fluxo de energia crítico. Também mencionam que este escoamento pode ocorrer em quaisquer regimes de fluxo, ou seja, laminar ou turbulento. No entanto, os mesmos autores constataram, por meio de outras pesquisas realizadas, que o escoamento superficial turbulento não ocorre em superfícies isentas de coberturas, mesmo se o fluxo apresentar alta velocidade de escoamento. Entretanto, eles ressaltam a necessidade de desenvolver modelos de erosão superficial de fluxo superior a resistência de superfície, tanto pelo fluxo turbulento quanto laminar. Assim, este modelo considera a erosão por fluxo superficial quando a resistência da superfície é inferior ao escoamento, tanto pelo fluxo turbulento quanto por fluxo laminar.

O modelo assume um estado estacionário, ou seja, regime permanente para a intensidade da chuva sobre uma superfície, digo, área com capacidade de infiltração uniforme por um comprimento do contorno. Assim, a vazão superficial é dada pela equação (18).

$$q = (Ri - I) \cdot \frac{Ace}{cc} \quad (18)$$

Onde: q é a vazão superficial [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]; Ri é a intensidade da chuva [mm]; I é a capacidade de infiltração [mm]; Ace representa a área de contribuição [m^2]; cc é o comprimento de contorno [m].

A relação de área de contribuição dividida pelo comprimento de contorno é descrita na equação (19) e representa um índice topográfico/geomorfológico.

$$a = \frac{Ace}{cc} \quad (19)$$

4.4.1.1 Escoamento superficial sobre regime de fluxo turbulento

Para a definição do escoamento superficial em regime de fluxo turbulento é utilizada a equação de rugosidade de Manning. Então a vazão é calculada por meio do produto da velocidade de fluxo com a declividade, equação (20).

$$q = \frac{1}{n} \cdot h^{\frac{5}{3}} \cdot Sa^{\frac{1}{2}} \quad (20)$$

Onde: q é a vazão superficial [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]; n é o coeficiente de rugosidade de Manning [$\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s}$]; h é a profundidade do escoamento [m]; Sa é a declividade do lençol freático [$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$].

Por sua vez, o produto da declividade e profundidade do escoamento deve ser maior do que a tensão de cisalhamento crítica hidráulica necessária para transportar sedimentos. Esta tensão é dependente dos fatores apresentados na equação (21) para que ocorra destacamento de partículas.

$$\tau_c = \rho w \cdot g \cdot (h \cdot Sa)_{cr} \quad (21)$$

Onde: τ_c é a tensão de cisalhamento crítica hidráulica [$\text{N} \cdot \text{s}^{-2} = \text{Pa}$]; ρw é a densidade da água [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]; g é a aceleração da gravidade [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$].

Assim, a vazão crítica para provocar erosão por escoamento superficial turbulento pode ser encontrada substituindo a equação (21) na equação (20), ou seja, equação (22).

$$q_{cr} = \frac{\tau_{cr}^{\frac{5}{3}}}{(\rho w \cdot g)^{\frac{5}{3}} \cdot n \cdot Sa^{\frac{7}{5}}} \quad (22)$$

Então, a área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial turbulento é definida, igualando-se as equações (22) e (18), originando a equação (23).

$$a_{cr} = \frac{\tau_c^{\frac{5}{3}}}{(Ri - I) \cdot (\rho w \cdot g)^{\frac{5}{3}} \cdot n \cdot Sa^{\frac{7}{5}}} \quad (23)$$

De acordo com a equação (23), um aumento na tensão de cisalhamento crítica hidráulica ou na capacidade de infiltração do solo resulta em um aumento da área crítica por unidade de contorno necessária para ocorrência de erosão por escoamento superficial turbulento. Enquanto um aumento na intensidade de precipitação diminui o tamanho da área de contribuição necessária para provocar este tipo de erosão (Figura 38).

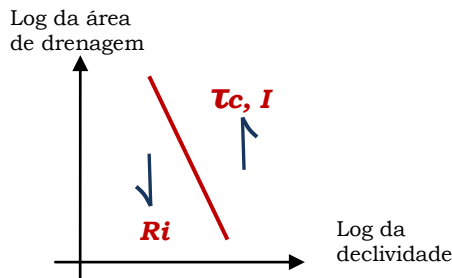


Figura 38 – Relação entre área de drenagem e declividade para ocorrência de escoamento superficial turbulento
Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994)

Dunne e Dietrich (1980) apud Montgomery e Dietrich (1994) mencionam que a ocorrência do escoamento turbulento pode ser prevista pelo parâmetro adimensional chamado número de Reynolds (Re), sendo que para a maioria dos escoamentos superficiais o mesmo será turbulento se $Re > 1000$. Então para o caso de escoamento superficial em áreas cobertas com vegetação ocorre escoamento laminar com o número de Re superior a

“30000” e um modelo de fluxo laminar é mais apropriado, pois o solo, neste caso, apresenta maior rugosidade na superfície.

4.4.1.2 Escoamento superficial sobre regime de fluxo laminar

Para a definição do escoamento superficial em regime de fluxo laminar é utilizada a equação de Darcy-Weisbach e o início de canais ocorre quando a tensão de cisalhamento crítica hidráulica da equação (21) é ultrapassada. Então a vazão é calculada por meio do produto da velocidade de fluxo com a declividade, equação (24), sendo a resistência da superfície, rugosidade, definida pela equação (25).

$$u = \sqrt{\frac{2 \cdot g \cdot h \cdot Sa}{f}} \quad (24)$$

$$f = \frac{k_{geo} \cdot v}{q} \quad (25)$$

Onde: u é a velocidade média do fluxo [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]; v é a viscosidade cinemática [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$]; f é o fator de resistência [adimensional]; k_{geo} é a que relaciona a rugosidade da superfície, por meio do número de Re [adimensional]; q é a vazão [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$].

Note-se que a vazão é igual ao produto da velocidade média de fluxo e profundidade, descrita na equação (26). Por conseguinte, substituindo-a na equação (25) em termos de rugosidade, na equação (24) em termos de velocidade e na equação (21) que descreve a tensão de cisalhamento crítica hidráulica é possível definir uma equação que permite a vazão crítica de escoamento laminar, ou seja, equação (27).

$$q = u \cdot h \quad (26)$$

$$qcrl = \frac{2\tau_c^3}{k \cdot v \cdot \rho w^3 \cdot g^2 \cdot Sa^2} \quad (27)$$

Assim, a área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial laminar é definida, igualando-se as equações (27) e (18), originando a equação (28).

$$acrl = \frac{2\tau_c^3}{(Ri - I) \cdot k \cdot v \cdot \rho w^3 \cdot g^2 \cdot Sa^2} \quad (28)$$

A equação (28) mostra a relação inversa em que a área contribuinte é inversamente proporcional ao quadrado da inclinação. Isto indica que um aumento na tensão de cisalhamento crítica hidráulica ou na capacidade de infiltração do solo resulta em um aumento da área crítica de contribuição e, que um aumento na intensidade de precipitação diminui o tamanho da área necessária para provocar este tipo de erosão (Figura 39).

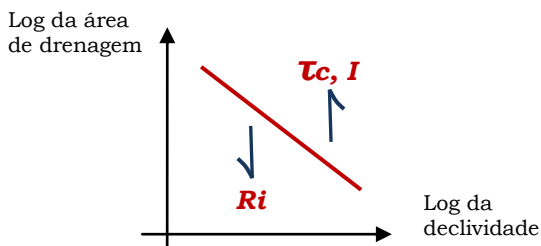


Figura 39 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência do escoamento superficial laminar
Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994)

A diferença na área crítica entre o regime de fluxo turbulento e laminar, indica que a diferença entre o tamanho da área de origem sob fluxo turbulento e laminar é aproximadamente proporcional à inclinação e, é inversamente proporcional à tensão crítica de cisalhamento hidráulica. Então um regime de fluxo laminar pode ser mais apropriado, especialmente em uma superfície bem vegetada que protege o solo de escoamento superficial (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994).

Contudo, na modelagem dos processos erosivos deste trabalho, não será considerado o regime de fluxo turbulento, uma vez que a área de estudos, mesmo levando em conta os períodos iniciais de crescimento da vegetação,

apresenta algum tipo de cobertura vegetal, embora rasteira.

4.4.2 Erosão por escoamento superficial e subsuperficial

Este tipo de erosão ocorre, segundo o autor do modelo, em superfícies de solo que apresentam capacidade de infiltração superior a intensidade da chuva, no entanto, o fluxo subsuperficial não abastece o lençol freático. Neste caso, a vazão subsuperficial é dada pela equação (29).

$$qb = Ri \cdot a \quad (29)$$

Onde: qb é a vazão subsuperficial ou de base [$m^3 \cdot s^{-1}$]; Ri é a intensidade da chuva [mm]; a é o índice topográfico/geomorfológico.

Dietrich et al. (1992) e Montgomery e Dietrich (1989; 1994) propuseram uma metodologia para definição dos limiares ou umbrais de erosão a partir da utilização de dados de MNT. Eles realizaram simplificações para alguns parâmetros e consideraram primeiramente a superfície do lençol freático paralela à superfície do solo (quando o solo está saturado estas duas superfícies tornam-se idênticas). Na sequência, a transmissividade foi adotada constante na camada superficial do solo, dada na equação (30).

$$T = k \cdot z \quad (30)$$

Onde: T é a transmissividade do solo [$m^2 \cdot s^{-1}$]; k é a condutividade hidráulica saturada [$m \cdot s^{-1}$]; e z é a espessura da camada saturada do solo [m].

Assim, a vazão subsuperficial qb [$m^3 \cdot s^{-1}$] da equação (29) do solo saturado é dada através do comprimento de contorno considerando que a declividade do lençol freático é igual a declividade do solo e , então, a lei de Darcy pode ser expressa pela equação (31).

$$qb = k \cdot z \cdot h \cdot Sa = T \cdot h \cdot Sa \quad (31)$$

Onde: h é a proporção da coluna de solo que está saturada; Sa é igual a declividade do lençol freático.

Combinando as equações (29) e (31), o início da saturação do perfil do solo pode ser expresso pela equação (32).

$$h = \frac{Ri \cdot a}{T \cdot Sa} \quad (32)$$

No modelo é definido que para áreas saturadas $h=1$ e então a área por unidade de comprimento do contorno necessária para saturar a coluna de solo é dado pela equação (33).

$$acrb = \frac{T \cdot Sa}{Ri} \quad (33)$$

A equação (33) mostra que com uma maior pluviosidade, uma menor área de contribuição por unidade de comprimento do contorno é necessário para produzir a saturação. Esta equação também prevê uma relação linear positiva entre a drenagem e a inclinação (Figura 40).

Este limiar de saturação define um limite para o avanço potencial de escoamento superficial por saturação. Esta abordagem é equivalente aos usados por Beven e Kirkby (1979) e O'Loughlin (1986) para estimar a distribuição de umidade relativa em uma bacia hidrográfica. Ainda, Santos (2001) menciona que regiões que não se encontram saturadas, podem ocasionar apenas erosão do tipo laminar ou difusa.

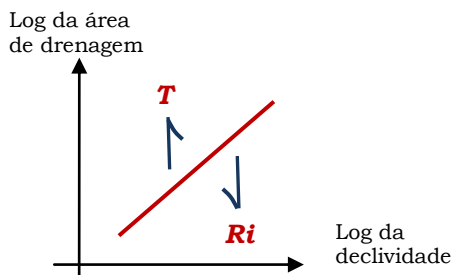


Figura 40 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência de erosão por saturação do solo

Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994)

4.4.3 Erosão por escoamento superficial por saturação

Montgomery e Dietrich (1988) comentam uma revisão das teorias necessárias para que este tipo de erosão ocorra. O escoamento superficial por saturação provoca erosão superficial quando a resistência mecânica do solo, representada pela tensão de cisalhamento crítica hidráulica é excedida, equação (21).

Este tipo de erosão ocorre quando a quantidade de precipitação supera a vazão subsuperficial. Assim para o caso de precipitação em regime permanente, a vazão do escoamento superficial em um ponto em uma bacia é parte da precipitação que não podem ser acomodados por fluxo subsuperficial, descrita pela equação (34).

$$q = Ri \cdot a - T \cdot Sa \quad (34)$$

Então o modelo considera que a superfície de fluxo é laminar, a equação (34) pode ser definido como igual a equação (27) para encontrar a área crítica de drenagem por unidade de comprimento do contorno, equação (35).

$$acrst = \frac{2\tau_c^3}{Ri \cdot k \cdot v \cdot \rho w^3 \cdot g^2 \cdot Sa^2} + \frac{T \cdot Sa}{Ri} \quad (35)$$

Assim, a equação (35) prevê uma relação não-linear (cúbica) da área de drenagem para erosão por escoamento superficial por saturação (Figura 41). Para áreas com gradiente de declividade é semelhante ao limiar de fluxo de escoamento superficial de Horton com inclinação assintótica para o limite de saturação do solo.

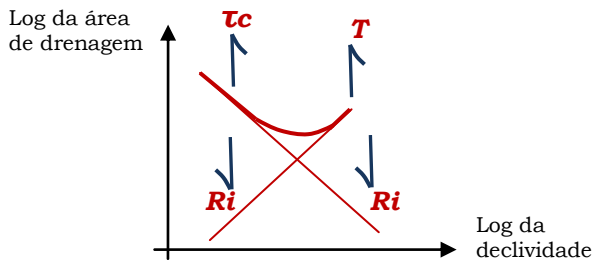


Figura 41 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência de escoamento superficial por saturação

Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994)

4.4.4 Erosão por deslizamentos

Este tipo de erosão é descrito por Dietrich, Wilson e Reneau (1986) e Montgomery e Dietrich (1989; 1994) e baseia-se no acoplamento de um modelo de fluxo de subsuperfície (hidrológico) com um modelo de estabilidade de taludes, segundo as leis de Coulomb. Os autores descrevem que a erosão por deslizamentos, então, advém das condições de saturação da subsuperfície, ou seja, é dada pela condutividade e profundidade da camada saturada, bem como, as condições de relevo.

Por sua vez e como no modelo para a saturação do solo esta se mantém o estado de equilíbrio, a vazão de subsuperfície do solo por unidade de contorno pode ser expressa pela equação (29). Assume-se que o escoamento é segundo as leis de Darcy e paralelo à superfície do solo, bem como, a condutividade saturada uniforme. Com isto, a vazão subsuperficial é dada pela equação (36).

$$qd = h \cdot z \cdot k \sin \beta \cos \beta \quad (36)$$

Onde: k é a condutividade hidráulica saturada; β é a inclinação da superfície do solo e da proporção da profundidade do solo que está saturado; h é medido verticalmente, ao invés do que o normal para a superfície do solo.

As equações (29) e (36) permitem compor uma expressão para a proporção da espessura do solo que está saturada em função da área de contribuição e da declividade, equação (37).

$$h = \frac{Ri \cdot a}{z \cdot k \sin \beta \cos \beta} \quad (37)$$

No entanto, o modelo de estabilidade de vertente, segundo os autores, considera a espessura como expressa pela equação (38).

$$h = \frac{C'}{\rho w \cdot g \cdot z \cos^2 \beta \tan \beta} + \frac{\rho s}{\rho w} \left[1 - \frac{\tan \beta}{\tan \varphi} \right] \quad (38)$$

Onde: C' é a coesão efetiva do solo [kPa]; ρ_s é a densidade do solo saturado [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]; ρ_w é a densidade da água [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]; e, ϕ é o ângulo de atrito interno do solo [graus].

Então, unindo um modelo hidrológico, equação (37), com um modelo de estabilidade de encostas, equação (38), produz-se uma expressão para obter a área crítica para deslizamentos, equação (39).

$$acrd = \frac{z \cdot K \cdot \text{sen}\beta \cos\beta}{Ri} \left[\frac{C'}{\rho_w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2\beta \tan\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\beta}{\tan\phi} \right) \right] \quad (39)$$

Assim, a equação (39) prevê uma relação não-linear entre a área de origem e do declive (Figura 42), originando deslizamentos e, é válida obedecendo a equação (40), sendo que para alguns solos pode ser aproximada como na equação (41).

$$\tan\beta \geq \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_s} \right) \tan\phi \geq \frac{\tan\phi}{2} \quad (40)$$

$$\tan\beta \geq \frac{\tan\phi}{2} \quad (41)$$

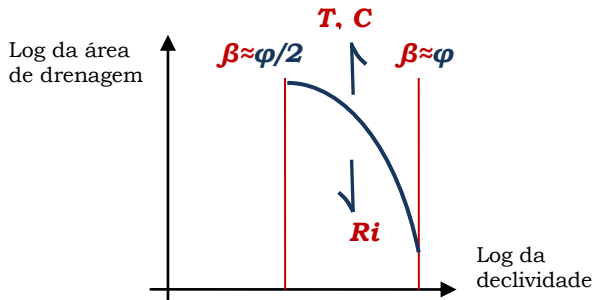


Figura 42 – Relação entre área de drenagem e declividade para a ocorrência de deslizamento superficial

Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994)

O modelo assume ainda que os solos estejam isentos de coesão e que a declividade do lençol freático é igual à declividade da encosta. Sendo assim, a equação (41) pode ser escrita como na equação (42).

$$acrd = 2 \cdot \left(1 - \frac{Sa}{\tan \phi} \right) \frac{T \cdot Sa}{Ri} \quad (42)$$

Contudo, a partir das formas de escoamento apresentadas foi realizada a modelagem dos processos erosivos com o programa Umbral. Ele incorpora as equações apresentadas na Tabela 8, as quais permitirão mapear os limites ou umbrais de erosão. Isto é, erosão difusa, erosão por lixiviação, linear e regiões sujeitas a deslizamentos (Figura 43).

Tabela 8 – Resumo das equações dos processos erosivos

Escoamentos	Área crítica suporte aos limiares de erosão	Equações
Superficial laminar	$acr_l = \frac{2r_c^3}{(Ri - I) \cdot k \cdot v \cdot \rho w^3 \cdot g^2 \cdot Sa^2}$	Equação (28)
Superficial e subsuperficial	$acrb = \frac{T \cdot Sa}{Ri}$	Equação (33)
Por saturação	$acrst = \frac{2r_c^3}{Ri \cdot k \cdot v \cdot \rho w^3 \cdot g^2 \cdot Sa^2} + \frac{T \cdot Sa}{Ri}$	Equação (35)
Deslizamentos	$acrd = 2 \cdot \left(1 - \frac{Sa}{\tan \phi} \right) \frac{T \cdot Sa}{Ri}$	Equação (42)

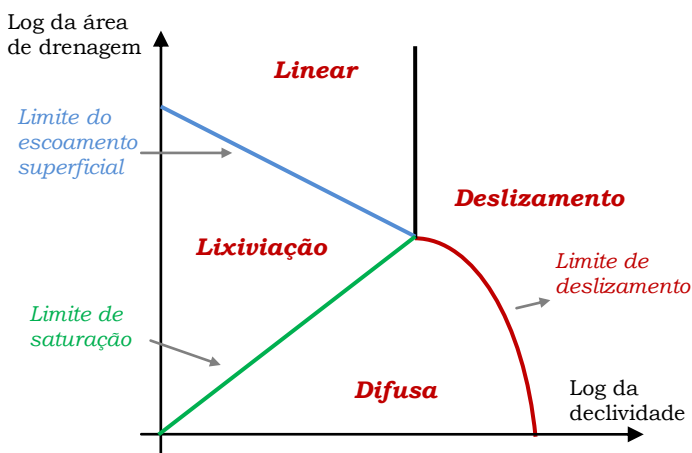


Figura 43 – Definição dos limites de erosão
Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994)

Contudo, os dados de entrada do programa foram obtidos por meio de parâmetros físicos e variáveis espaciais, segundo fluxograma de atividades do modelo, descrito na Figura 44. Os parâmetros físicos foram identificados por meio de ensaios de laboratório e as variáveis foram obtidas a partir das características topográficas/geomorfológicas.

4.4.5 Parâmetros físicos do modelo

Esses parâmetros foram obtidos por meio de ensaios laboratoriais, sendo que para alguns foi adotado valores de referência da literatura. A identificação destes parâmetros serve como base para as equações descritas na Tabela 8.

A Tabela 9 apresenta os parâmetros físicos do modelo Montgomery e Dietrich (1994) e que servem como dados de entrada do programa Umbral.

Tabela 9 – Dados de entrada do programa Umbral

Dados	Descrição	Unidades
ρ	Densidade da água	$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$
ν	Viscosidade cinemática	$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$
g	Aceleração gravitacional	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$
K_{geo}	Constante ligada à geometria da superfície	adimensional
Ri	Precipitação de projeto	$\text{m}\cdot\text{dia}^{-1}$
φ	Ângulo de atrito	graus
τ_c	Tensão de cisalhamento crítica hidráulica	$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$
T	Transmissividade do solo	$\text{m}^2\cdot\text{dia}^{-1}$

Neste trabalho a constante relacionada com a geometria da superfície (número de Reynolds) é tratada pelo símbolo de k_{geo} em unidade adimensional. O valor utilizado para este fator foi o mesmo adotado por Dietrich et al. (1992), ou seja, 10000 [adimensional]. Já para os parâmetros de densidade da água, viscosidade cinemática e aceleração gravitacional, foram mantidos os valores padrões. Os demais parâmetros, com exceção da precipitação de projeto, variaram conforme usos e tipos de solo nas simulações do Umbral.

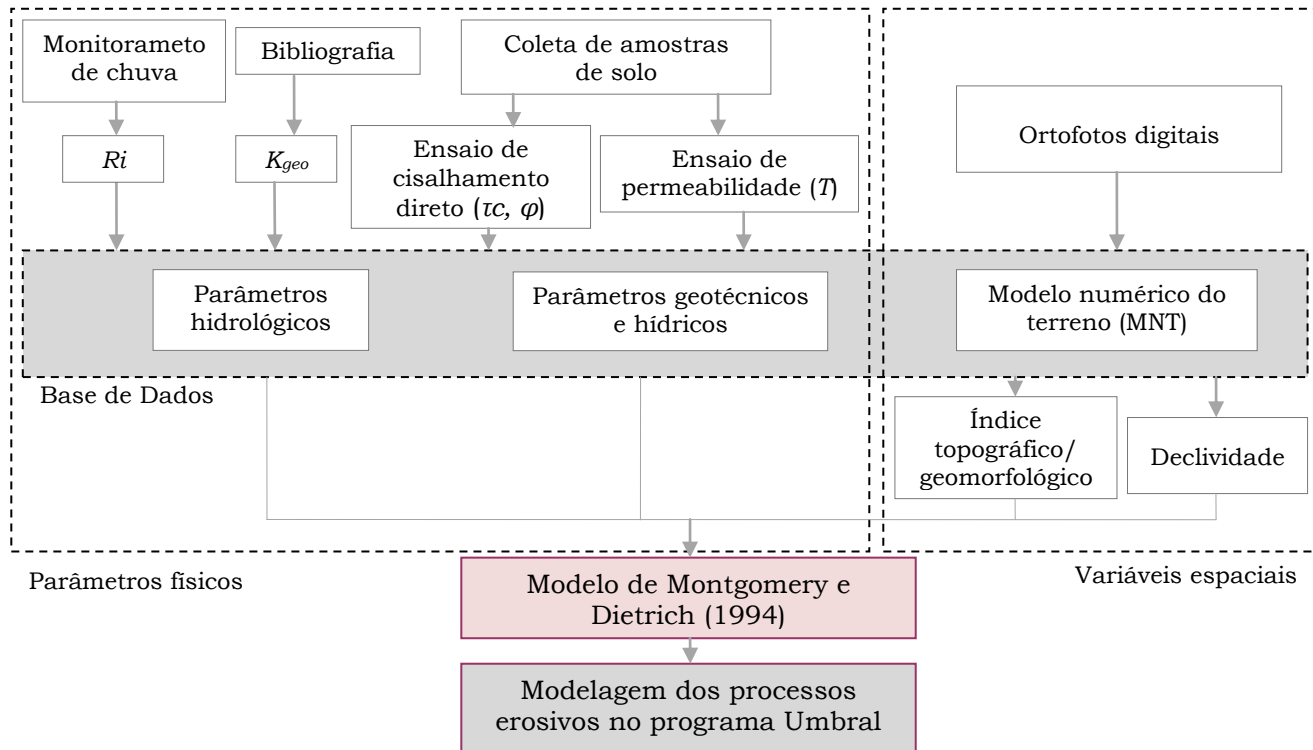


Figura 44 – Fluxograma de atividades do modelo de Montgomery e Dietrich (1994)

4.4.5.1 Precipitação

Foi considerada como condição atmosférica, a precipitação de projeto constante na área de estudo. Esta precipitação foi estimada com base no monitoramento da chuva realizado abrangendo os dois anos de estudo. O primeiro ano de monitoramento compreende o período de 26/03/2007 à 13/04/2008 e o segundo de 14/04/2008 à 15/04/2009.

Contudo, a precipitação de projeto (R_i) foi determinada adotando-se o valor médio das máximas diárias anuais monitoradas.

4.4.5.2 Parâmetros geotécnicos

Os parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo, ou seja, a coesão (c) e o ângulo de atrito interno das partículas (φ) foram obtidos por meio de ensaios de cisalhamento direto de acordo com a Norma ASTM D3080-04 e segundo o critério de ruptura de Mohr-Coulomb, equação (43).

$$\tau = c + \sigma' \cdot \operatorname{tg}(\varphi) \quad (43)$$

Onde: τ é a tensão de cisalhamento do solo [kPa]; σ' é a tensão efetiva do solo [kPa]; φ é o ângulo de atrito entre os grãos [graus]; e c é a coesão [kPa].

O ensaio representa o deslocamento de uma massa de solo em relação à outra (praticamente estática). Para o ensaio um corpo de prova de 2 cm de espessura é colocado em um plano horizontal e passando pelo centro do mesmo a força que divide as caixas superior e inferior (Figura 45). Assim, um plano de cisalhamento é mobilizado até alcançar a ruptura do solo.

Controla-se a deformação para provocar o cisalhamento da amostra e mede-se a força cisalhante, a qual, dividida pela área corrigida do plano cisalhado, obtém-se a tensão cisalhante. Essa deformação é levada até ocorrer à ruptura da amostra, ou até ser identificada adequadamente a curva tensão-deformação.

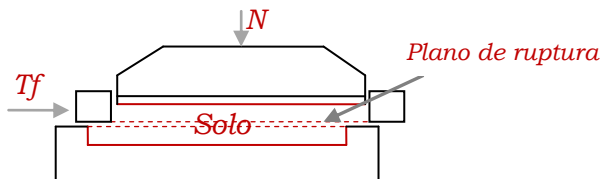


Figura 45 – Molde do ensaio de cisalhamento direto
Fonte: Adaptado de Pinto (2000)

A tensão τ é representada em função do deslocamento no sentido do cisalhamento, onde se identificam a tensão de ruptura, τ_{rup} , e a tensão residual, que o corpo de prova ainda sustenta τ_{res} (Figura 46 a). O deslocamento vertical durante o ensaio também é registrado, indicando se houve diminuição ou aumento de volume durante o cisalhamento (Figura 46 b).

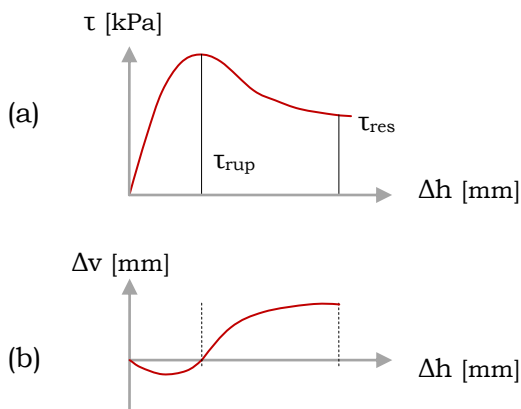


Figura 46 – Gráfico das tensões do ensaio de cisalhamento direto
Fonte: Adaptado de Pinto (2000)

Assim, para este ensaio foram coletadas amostras de solo indeformadas em forma de blocos. Para cada ponto de coletas, três amostras foram submetidas ao ensaio na umidade natural para obtenção de parâmetros de resistência na condição encontrada “in situ” e, três amostras na condição inundada para obtenção de parâmetros de resistência representativos de uma situação crítica, devido à ocorrência de inundação do solo. As amostras foram submetidas a tensões normais de 33 kPa,

78 kPa, 128 kPa e a uma velocidade de $0,005 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Com isso, foram obtidos os parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo, ou seja, coesão e ângulo de atrito interno das partículas. A Figura 47 ilustra o ensaio de cisalhamento direto.



Figura 47 – Ensaio de cisalhamento direto

Os parâmetros geotécnicos determinados por meio deste ensaio podem ser encontrados também em Grandó et al. (2010). Assim, o ângulo de atrito interno das partículas de solo encontrado neste ensaio foi utilizado no programa Umbral e a coesão do solo foi utilizada para encontrar a tensão cisalhante crítica hidráulica.

4.4.5.3 Obtenção da tensão cisalhante crítica hidráulica

Esta tensão pode ser determinada por meio de experimentos de laboratório, de campo (com parcelas) ou por formulações matemáticas. Ela representa a força inicial necessária para que as partículas de solo iniciem movimento, a partir da incidência de um fluxo de água. Esta concepção é diferente das tensões cisalhantes utilizadas na mecânica dos solos (Mohr-Coulomb).

Há diferentes metodologias para determinar esta tensão, dentre elas, a formulação de Montgomery e Dietrich (1994), como descrita anteriormente na equação (21). Ela é dependente do fluxo superficial, da declividade, profundidade do escoamento, força gravitacional e

densidade da água. Também este parâmetro pode ser encontrado com as equações de Hollick (1976) e Foster (1982), respectivamente, equação (44) e equação (45). No entanto, experimentos de campo ou laboratório são necessários para estas determinações.

$$\tau_e = \frac{\gamma \cdot y \cdot S}{0.102} \quad (44)$$

Onde: τ_e é a tensão cisalhante do escoamento [Pa]; γ é o peso específico da água [$\text{kgf}\cdot\text{m}^{-3}$]; y é a profundidade do escoamento [m]; e S é a declividade do canal [$\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$].

$$Dr = Kr \cdot (\tau_e - \tau_c) \quad (45)$$

Onde: Dr é a taxa de desagregação do solo em sulcos [$\text{kg}\cdot\text{N}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$]; Kr é a erodibilidade do solo em sulcos [$\text{kg}\cdot\text{N}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$]; τ_e é a tensão cisalhante do escoamento [Pa]; e τ_c é a tensão crítica de cisalhamento hidráulica [Pa].

Contudo, nesta pesquisa a tensão cisalhante crítica hidráulica (τ_c) foi identificada adotando-se as correlações de Santos (2001). Este autor construiu duas correlações (Figura 48) com base nos dados de tensões cisalhantes críticas hidráulicas, medidas em experimentos de campo por Komura (1982).

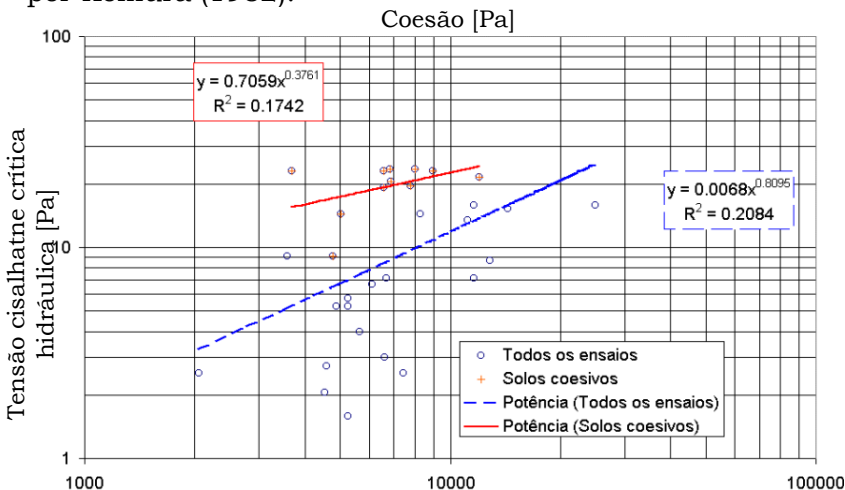


Figura 48 – Relação entre coesão e tensão cisalhante crítica hidráulica
Fonte: Santos (2001)

A definição da tensão cisalhante crítica hidráulica foi feita com base na equação (46) para solos coesivos e na equação (47) para todos os solos submetidos ao ensaio de Komura (1982).

$$\tau_c = 0,7059 \cdot c^{0,3761} \quad (46)$$

$$\tau_c = 0,0068 \cdot c^{0,8095} \quad (47)$$

Assim, obteve-se uma média da coesão para cada tipo e uso do solo e através das equações apresentadas por Santos (2001) foi identificada a tensão cisalhante crítica hidráulica para a modelagem de diferentes cenários.

4.4.5.4 Obtenção da transmissividade do solo

A Transmissividade do solo (T) (Parâmetro hidrogeológico que corresponde à capacidade de um meio transmitir água) foi obtida segundo Bower (1979) apud Fiori e Carmignani (2009), com o produto da condutividade hidráulica multiplicada pela espessura do solo (medida inicial da superfície do solo), equação (48). Esta equação é idêntica à equação (30), já exposta anteriormente.

$$T = k_{per} \cdot es \quad (48)$$

Onde: T é a transmissividade do solo [$m^2 \cdot dia^{-1}$]; k_{per} é igual a k e representa a condutividade hidráulica saturada e/ou permeabilidade [$m \cdot s^{-1}$]; es é a espessura da camada de solo saturada [m].

A espessura do solo é a medida da superfície do solo até a camada mais impermeável. Então a mínima espessura foi determinada com base nas escavações para coletas de solos onde em alguns pontos o material pedregulhoso (folhelhos) foi identificado em 0,5 m de profundidade.

Em análise às espessuras medidas por Santos (2009), próximas a esta microbacia, este valor apresenta-se como mínimo valor de espessura encontrado também por este autor. Já o valor máximo encontrado por ele foi de 5,6 m. Neste caso, as espessuras adotadas para este trabalho

seguem então à máxima de Santos (2009) e a mínima encontrada nesta pesquisa.

A partir das espessuras das camadas do solo, a transmissividade foi determinada utilizando os valores de condutividade hidráulica saturada e/ou permeabilidade, obtidos por meio do ensaio de permeabilidade do solo. Também foram utilizados os dados de condutividade hidráulica saturada medidos e estimados por Mota (2010) para diferentes usos do solo em área próxima a esta microbacia.

Os índices de vazios (ϵ) e a porosidade total do solo (η) também foram identificados. Estes índices são importantes para a caracterização da permeabilidade e compactação, sendo diretamente relacionados com o tipo de cobertura vegetal. Assim, para a obtenção destes coeficientes em laboratório, foram realizados ensaios de permeabilidade à carga hidráulica variável, segundo (NBR 14545/2000), utilizando-se o equipamento permeômetro tipo molde de compactação (Figura 49).



Figura 49 – Permeômetro

As amostras utilizadas para este ensaio foram coletadas em blocos de solo indeformados e moldados em laboratório. Este ensaio foi realizado em dois pontos de coletas. Ele consiste em confinar as amostras em corpo de prova cilíndrico, vedadas com anéis de borracha e argila plástica (bentonita) e, percolar água através da amostra de

solo, segundo a lei de Henry Darcy que é proporcional ao gradiente hidráulico, expressa na equação (49).

O gradiente hidráulico, por sua vez, mede a queda de potencial hidráulico por distância de percolação unitária.

$$k_{per} = \frac{v}{i} \quad (49)$$

Onde: k_{per} é a condutividade hidráulica saturada e/ou permeabilidade [$\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$]; v é a velocidade de percolação [$\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$], também representada pela vazão dividida pela área; i é o gradiente hidráulico [adimensional].

4.4.6 Variáveis espaciais do terreno

Para a identificação dessas variáveis (área de contribuição da encosta e declividade) foi utilizado o programa ArcGis 9.2 onde primeiramente foi necessário construir um modelo numérico do terreno MNT/DEM.

O MNT foi obtido através dos dados vetoriais de ortofotos digitais em escala 1:20.000, contendo informações da elevação do terreno (Figura 50).

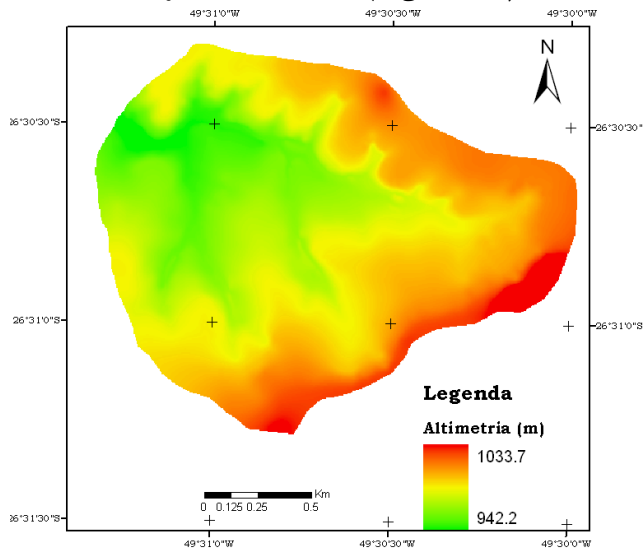


Figura 50 – Modelo numérico do terreno da microbacia do Rio Feio

Com o modelo numérico do terreno efetivado, foi possível identificar a distribuição da declividade (M) na microbacia e a distribuição do índice topográfico/geomorfológico (a).

4.4.6.1 Declividade

A partir do modelo numérico do terreno, foi construído o mapa de declividade da microbacia. As ferramentas do programa utilizadas foram as de análise em três dimensões. Na sequência foi necessário definir a resolução espacial (tamanho da célula/comprimento de contorno-cc). Neste caso, o comprimento de contorno do *pixel* foi de 5 m e representa o comprimento da exutória de um segmento de encosta.

4.4.6.2 Índice topográfico/geomorfológico

Este índice foi obtido através de um mapa de direção de fluxo construído a partir do modelo numérico do terreno. Este mapa, por sua vez, originou um mapa de fluxo acumulado, indicando as áreas possíveis de saturação da microbacia. A identificação deste fluxo no programa ArcGis 9.2 foi realizada a partir das curvas de nível, com as ferramentas direção de fluxo e fluxo acumulado.

Assim, através de dados detalhados do MNT e das equações (28), (33), (35) e (42), foi possível delimitar na paisagem regiões com predominância dos diferentes processos de produção e transporte de sedimentos e dos diferentes mecanismos de inicialização de canais.

4.5 Programa Umbral

Este programa faz a simulação dos processos erosivos incorporando as equações que regem os escoamentos na bacia. Ele possui uma ferramenta capaz de acessar um banco de dados como ferramenta de interpolação dos mapas de declividade (M) e índice topográfico/geomorfológico (a), juntamente com os parâmetros físicos do modelo de processos erosivos de Montgomery e Dietrich (1994).

A Figura 51 ilustra a tela inicial do programa Umbral e as abas para inserção das variáveis espaciais, ou seja, o mapa de declividade (M) e o mapa de índice topográfico/geomorfológico (a).

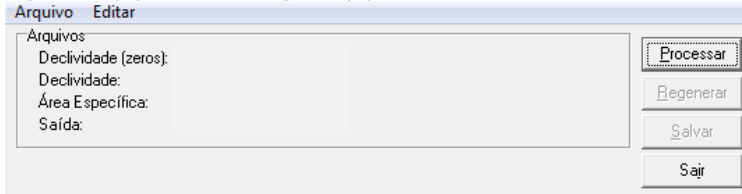


Figura 51 – Variáveis espaciais do Umbral

Na sequência, em nova aba (Figura 52) são inseridos os parâmetros físicos de entrada, sendo que para alguns os valores são os padronizados para estas variáveis. Para o parâmetro densidade da água, $\rho = 1000 \text{ [kg}\cdot\text{m}^{-3}\text{]}$; aceleração gravitacional, $g = 9,81 \text{ [m}\cdot\text{s}^{-2}\text{]}$; e viscosidade, $\nu = 0,0000102 \text{ [m}^2\cdot\text{s}^{-1}\text{]}$.

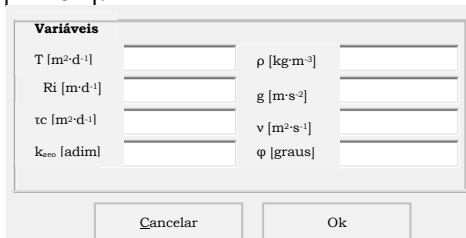


Figura 52 – Parâmetros físicos do Umbral

Após esta etapa, realiza-se a modelagem e o programa gera um mapa de distribuição dos processos erosivos, apresentando uma legenda que indica os tipos de erosão que estão ocorrendo na microbacia (Figura 53), bem como, a área em percentagem representada por estes processos.

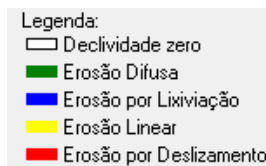


Figura 53 – Processos erosivos identificados no Umbral

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Dados Pluviométricos

Para a determinação das perdas de solo, faz-se necessário, primeiramente, apresentar os dados pluviométricos monitorados. O primeiro ano de monitoramento compreende o período de 26/03/2007 à 13/04/2008, monitorados por Grandó et al. (2008) e o segundo ano de 14/04/2008 à 15/04/2009. A Figura 54 ilustra a distribuição de chuvas na microbacia para o período de estudo. A média anual de chuvas registrada para o primeiro ano e segundo ano é apresentada na Tabela 10.

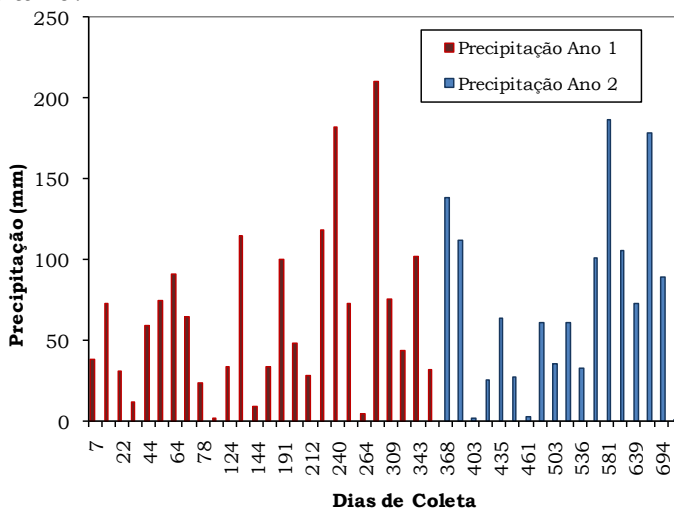


Figura 54 – Distribuição da precipitação

Tabela 10 – Precipitação na microbacia

Anos	Período	Precipitação anual
Ano 1	26/03/2007 à 13/04/2008	1679,6 mm
Ano 2	14/04/2008 à 15/04/2009	1296,4 mm

Observando a distribuição pluviométrica, houve pico maior de chuva no primeiro ano com relação ao segundo. Este período corresponde aos dias de coletas 240 e 284 e aos meses de novembro e dezembro de 2007. Para o

segundo ano, o pico maior ocorreu no mês de novembro de 2008, dia de coleta 581 e, diferentemente do primeiro ano, houve uma maior concentração de chuva desde o mês de outubro de 2008 até março de 2009, correspondente aos dias de coletas 545 e 694.

Realizando a média nos dois anos de monitoramento obteve-se um valor de 1.488 mm anuais de chuva. Adotando-se então o valor médio das máximas diárias anuais, obtém-se o valor de precipitação para a bacia de 67 mm·dia⁻¹, ou seja, a precipitação de projeto (R_i).

5.2 Modelo Rusle

5.2.1 Perdas de solo

As perdas de solo foram calculadas após a execução em laboratório do ensaio de sedimentos em suspensão. Foram determinadas as perdas de solo anual para cada prática de conservação/manejo e declividade, bem como a média anual das perdas de solo calculadas nos dois anos de monitoramento (Tabela 11).

Tabela 11 – Perdas anuais de solo

Prática de conservação/ Manejo	Perdas de Solo – A [t·ha ⁻¹ ·ano ⁻¹]		
	Ano 1	Ano 2	Média anual
Escarificador (R-10)	0,023	0,003	0,013
Escarificador (R-20)	0,178	0,025	0,102
Plantio direto (PD-20)	0,094	0,012	0,053

Nota-se que em relação às declividades de 20%, as perdas maiores ocorreram nas parcelas onde foi realizado o manejo com escarificador, tanto no primeiro ano quanto no segundo. As menores perdas de solo ocorreram nas parcelas com manejo utilizando escarificador, na declividade de 10%, no primeiro e segundo ano.

Assim, a média anual de perdas de solo manteve a mesma colocação, ou seja, maiores para manejo com uso de escarificador na declividade de 20%.

Analisando a continuidade das perdas de solo nos dois anos, foi possível identificar uma tendência de estas perdas estabilizarem-se com o crescimento da vegetação rasteira e das plantas no solo (Figura 55).

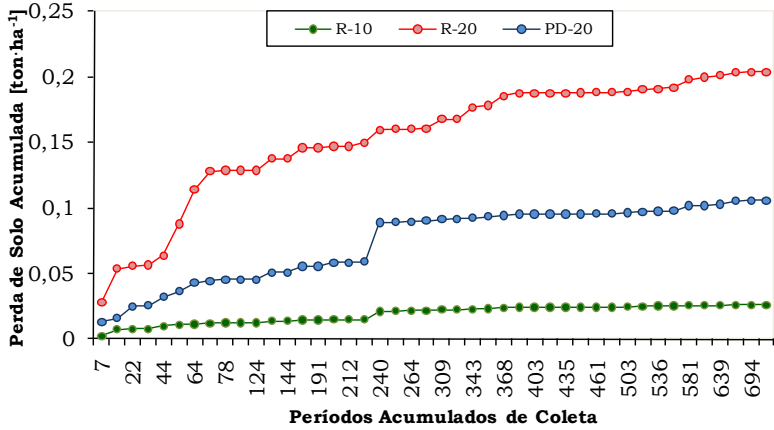


Figura 55 – Comportamento das perdas de solo

A partir das perdas de solo para cada ano de monitoramento, foi realizada a análise da distribuição das perdas em cada parcela nas diferentes estações climáticas. A Figura 56 e a Figura 57 ilustram a distribuição das perdas de solo, respectivamente para o primeiro e segundo ano.

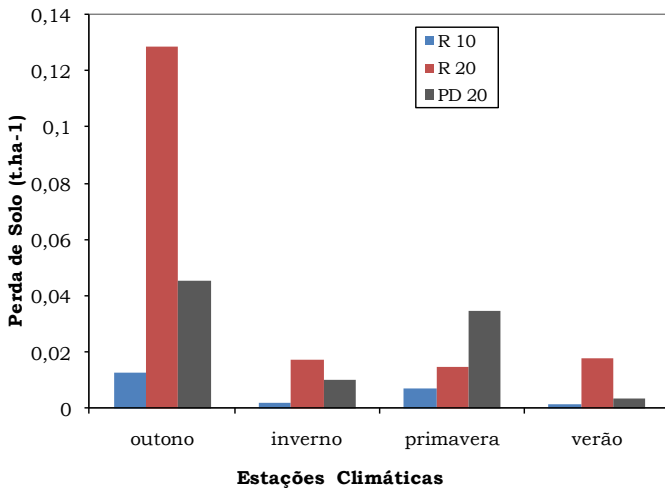


Figura 56 – Perda de solo – Ano 1

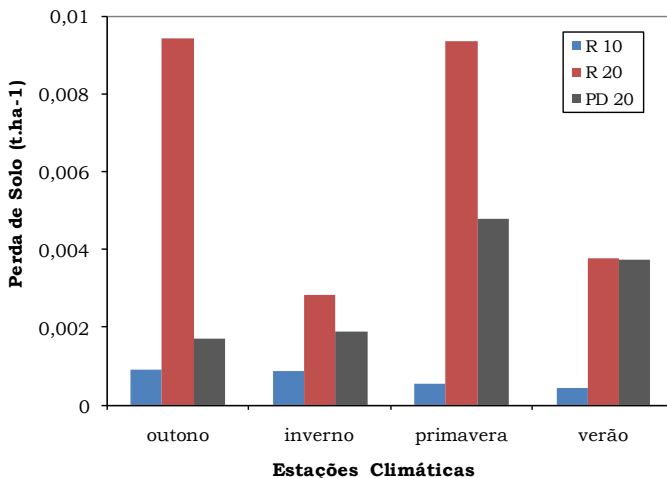


Figura 57 – Perda de solo – Ano 2

Nota-se que, em geral, para o primeiro e segundo ano, nos meses que abrangem o inverno, as perdas de solo apresentaram-se menores quando comparadas às demais estações. A estação do outono foi a que permaneceu com as maiores perdas em ambos os anos.

Realizando-se então, a análise do comportamento das perdas de solo com os dados de chuva, foi possível descrever a tendência da estabilização das perdas de solo com o decorrer do rearranjo das partículas e o crescimento da vegetação.

A Figura 58 ilustra a linha de tendência para as perdas de solo monitoradas nas parcelas R-10 (Escarificação na declividade de 10%). Também, a linha de tendência é mostrada na Figura 59 e na Figura 60, respectivamente para R-20 (Escarificação na declividade de 20%) e PD-20 (Plantio direto na declividade de 20%).

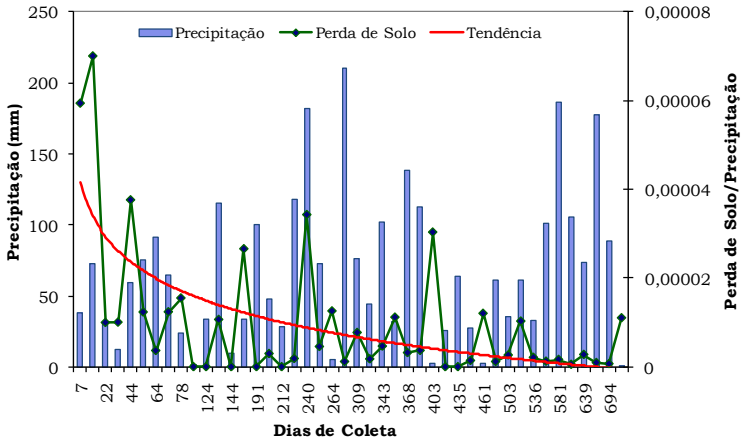


Figura 58 – Tendência de perdas de solo-parcelas R-10

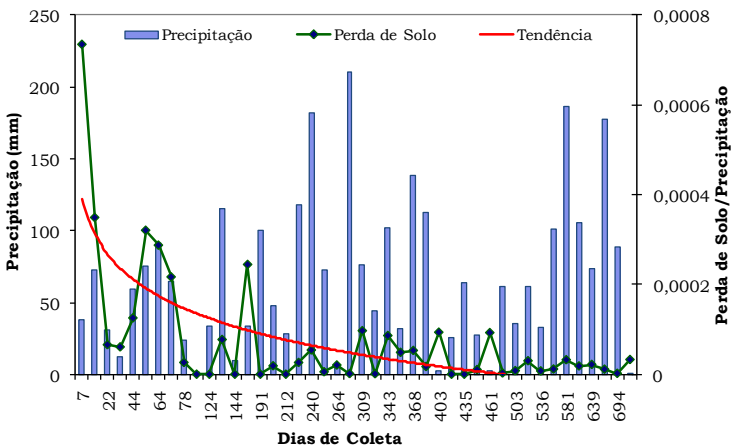


Figura 59 – Tendência de perdas de solo-parcelas R-20

Observando o comportamento das perdas de solo em função da precipitação ao longo do tempo, pode-se dizer que estas tendem a reduzir em todas as parcelas. Estes valores são diferenciados em relação ao manejo de solo utilizado e declividade em que as parcelas foram instaladas. Nota-se que o comportamento das perdas de solo é influenciado pela variação pluviométrica.

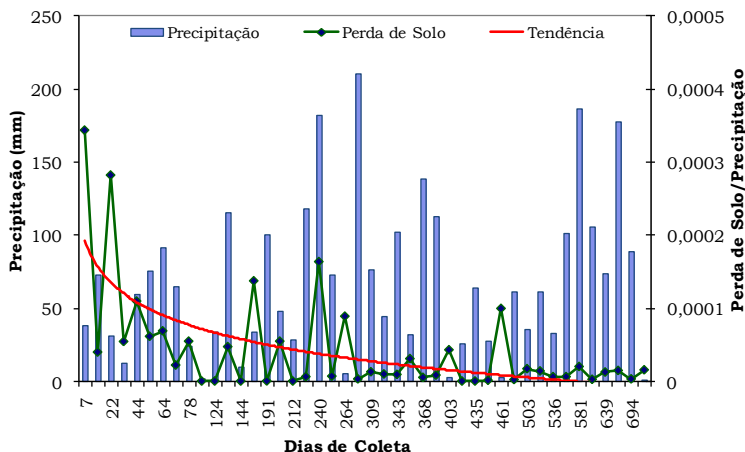


Figura 60 – Tendência de perdas de solo-parcelas PD-20

Entre dois períodos de coletas consecutivos, houve aumento e redução das perdas de solo. Isto pode ser justificado pela formação de pequenos sulcos que surgem a partir da desagregação das partículas do solo, após um evento de chuva. Essa desagregação é causada pela energia proveniente do impacto das gotas de chuva, suficiente para quebrar a estrutura do solo, formando crostas na superfície. Com isto, a infiltração no solo é reduzida, originando o escoamento superficial e aumentando as perdas. Assim, no evento seguinte, os sulcos são preenchidos por partículas desagregadas da crosta anteriormente formada, reduzindo as perdas.

Uma discussão final pode ser feita ressaltando-se que ao longo do crescimento das plantas (mudas de *Pinus taeda*) houve uma diminuição na quantidade de solo erodido. Isto se deve ao fato da maior proteção que a camada vegetal ofereceu ao solo.

5.2.2 Erosividade da chuva

A partir dos mapas de isoerosividade mensais gerados por Checchia et al. (2006), buscou-se os valores de erosividade da chuva (R) para a área de estudo e obteve-se o valor de erosividade anual de $6970 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$.

5.2.3 Erodibilidade do solo

Para a obtenção dos valores da erodibilidade do solo (K) foi utilizada a equação (11), a qual caracteriza a textura, e a equação (12), proposta por Wischmeier, Johnson e Cross, (1971).

Então, os valores de textura encontram-se na Tabela 12 e as classes definidas para permeabilidade, estrutura do solo e percentagem de matéria orgânica encontram-se na Tabela 13.

Tabela 12 – Textura do solo

Parcelas	R	PD
Areia Fina	22,94	17,37
Silte	39,39	46,84
Argila	33,3	34,1
Textura Mt	4157,41	4231,44

Tabela 13 – Atributos do solo

Parcelas	R	PD
(<i>cps</i>) Permeabilidade	5 (Lenta)	6 (Muito lenta)
(<i>b</i>) Estrutura	3 (Granular grosseira)	3 (Granular grosseira)
(<i>amo</i>) Matéria orgânica	> 10 %	3,6 %

Com isso, a erodibilidade do solo identificada para a área de estudos é descrita na Tabela 14.

Tabela 14 – Erodibilidade do solo

K [ton·ha·MJ ⁻¹ ·mm ⁻¹]	
Escarificador (R-10 e R-20)	0,090
Plantio direto – PD-20	0,139

Os valores de erodibilidade encontrados para as parcelas estão relativamente acima dos valores estimados pelos autores citados na Tabela 1, para tipos de solos CAMBISSOLOS e NITOSSOLOS. Isto pode ser justificado pela diferença nos métodos empregados para a identificação deste parâmetro.

5.2.4 Fator topográfico

O valor apresentado para L (comprimento de rampa) é de 15 m e para S (declividade) é de 10% e 20%. Então, utilizando a equação (10) obtêve-se os valores de LS de 9,64 e 14,75, respectivamente para parcela com declividade de 10% e 20%.

5.2.5 Fatores Antrópicos

Com base nos cálculos realizados para os demais fatores foi possível identificar os valores anuais do potencial natural de erosão – PNE [$\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$], equação (2). Com isso, os fatores antrópicos foram calculados com a equação (7) proposta por Chaves et al. (2004). Então, os valores de Z encontrados estão na Tabela 15.

Tabela 15 – Símbolo Z – Fatores Antrópicos

Manejos	Ano 1		Ano 2		Ano 1	Ano 2
	A	PNE	A	PNE	Z	Z
Escarificador-R10	0,023	6039	0,003	6039	3,9E-06	2,2E-06
Escarificador-R20	0,178	9241	0,025	9241	1,9E-05	1,1E-05
Plantio direto-PD20	0,094	14305	0,012	14305	6,5E-06	3,7E-06

Observando-se o valor de Z da área de plantio direto, tanto no primeiro ano quanto no segundo, é possível perceber que este valor é inferior quando comparado ao valor de Z para a parcela com escarificador na mesma declividade. Isto remete ao fato de que, o manejo/prática conservacionista teve maior influência na ordem de grandeza dos valores.

No entanto, analisando os valores de Z para o ano 1 e ano 2, nota-se que a cobertura vegetal teve influência. Os valores do símbolo Z , no segundo ano foram minimizados em maior proporção na prática do plantio direto quando comparados aos valores das parcelas com mesma declividade (20%). Já para as parcelas com declividades inferiores (10%), houve maior redução do valor de Z no segundo ano quando comparadas à mesma prática em declividades maiores (20%).

Os valores de Z encontrados neste trabalho foram inferiores aos de Ribeiro et al. (2007) para sistema

agrosilvopastoril, sendo respectivamente ano 1 e ano 2, 0,316 e 0,327. Vale ressaltar que estes autores obtiveram estes resultados para locais com floresta plantada, sistemas agrícolas e pastagens. Neste trabalho, os valores inferiores podem ser justificados pelo tipo de cultivo do solo com plantas de porte superior, o que resulta em maior proteção vegetal ao solo.

Comparando os valores de Z encontrados nesta pesquisa com os valores de C e P identificados na Tabela 2 e Tabela 3, respectivamente, resultam em valores de Z inferiores, tanto para prática com plantio direto, quanto para uso de escarificador (Tabela 16).

Tabela 16 – Símbolo Z estimado e calculado

Manejos	Ano 1				Ano 2			
	C^*	P^*	Z^*	Z calculado	C^*	P^*	Z^*	Z calculado
Escarific	0,029	0,76	2,20E-2	1,9E-05	0,01	0,76	7,6E-3	1,1E-05
Plantio dir	0,029	0,46	1,2E-2	6,5E-06	0,01	0,60	6,0E-2	3,7E-06

* valores com referência na Tabela 2 e 3.

Gonçalves e Stape (2002) encontraram valores de $Z=1,0 \cdot 10^{-6}$ para floresta nativa densa. Stein et al. (1987) estabeleceram para reflorestamento CP valendo $4,0 \cdot 10^{-5}$. Assim, o valor para Z em um e dois anos calculado nesta pesquisa está próximo ao estabelecido por estes autores.

Contudo, o fator prática conservacionista de suporte (Fator P) é um condicionante da redução da erosão e os valores para os fatores antrópicos ($Z = CP$) encontrados demonstram que o uso do solo com floresta plantada e plantio conservacionista (direto), favorece o meio ambiente e consequentemente, origina maior proteção aos recursos hídricos.

5.3 Abordagem Geotécnica da Erodibilidade do Solo

Antecedente à apresentação dos resultados da abordagem geotécnica da erodibilidade do solo são descritos os resultados dos ensaios de caracterização física deste.

A Tabela 17 apresenta os resultados para as amostras das parcelas e, em outros dez pontos distribuídos na microbacia. Na Figura 61 é ilustrada a distribuição granulométrica dos solos.

Tabela 17 – Caracterização física dos solos

Pontos de coletas	Limites de consistência			Massa específica δ [g·cm ⁻³]	Granulometria [%]				Umidade natural w [%]	Classificação		
	LL [%]	LP [%]	IP [%]		Argila	Silte	A.F	A.M		HRB	SUCS	MCT
1	45	36	9	2,563	25,3	25,26	45,23	4,18	40,7	A-5	ML	LA'-LG'
2 (Parcela PD)	49	36	13	2,591	33,3	39,39	22,94	4,35	39,6	A-7-5	ML	NG'
3	52	32	20	2,626	24,6	71,95	2,24	1,24	37,4	A-7-5	ML	LG'
4	50	29	21	2,526	12,4	50,26	21,30	16,05	78,3	A-7-5	MH	LG'
5	62	40	22	2,731	48,0	41,41	9,47	1,12	68,1	A-7-5	MH	LG'
6	59	44	15	2,634	19,6	51,77	27,77	0,89	59,5	A-7-6	MH	LG'
7	47	28	19	2,607	22,2	54,22	21,92	1,68	72,9	A-7-6	ML	LA'-NS'
8	66	45	21	2,514	30,1	48,73	17,48	3,69	97,4	A-7-5	MH	LG'
9 (Parcela R)	42	28	14	2,671	34,1	46,84	17,37	1,65	42,0	A-7-6	ML	LG'
10	71	49	22	2,632	9,0	67,35	20,48	3,16	46,9	A-7-5	MH	LG'
11	98	72	26	2,524	39,6	37,96	14,76	7,64	70,6	A-7-5	MH	LG'
12	74	38	36	2,791	46,6	25,19	25,78	2,48	43,0	A-7-5	MH	LG'
13	76	49	27	2,764	41,2	36,80	19,86	2,14	74,7	A-7-6	MH	LG'

Obs.: A.F (Areia fina) e A.M (Areia média), δ é a massa específica do solo, LL é o limite de liquidez, LP é o limite de plasticidade e IP é o índice de plasticidade e w representa a umidade natural em que o solo encontrava-se no momento da realização das coletas.

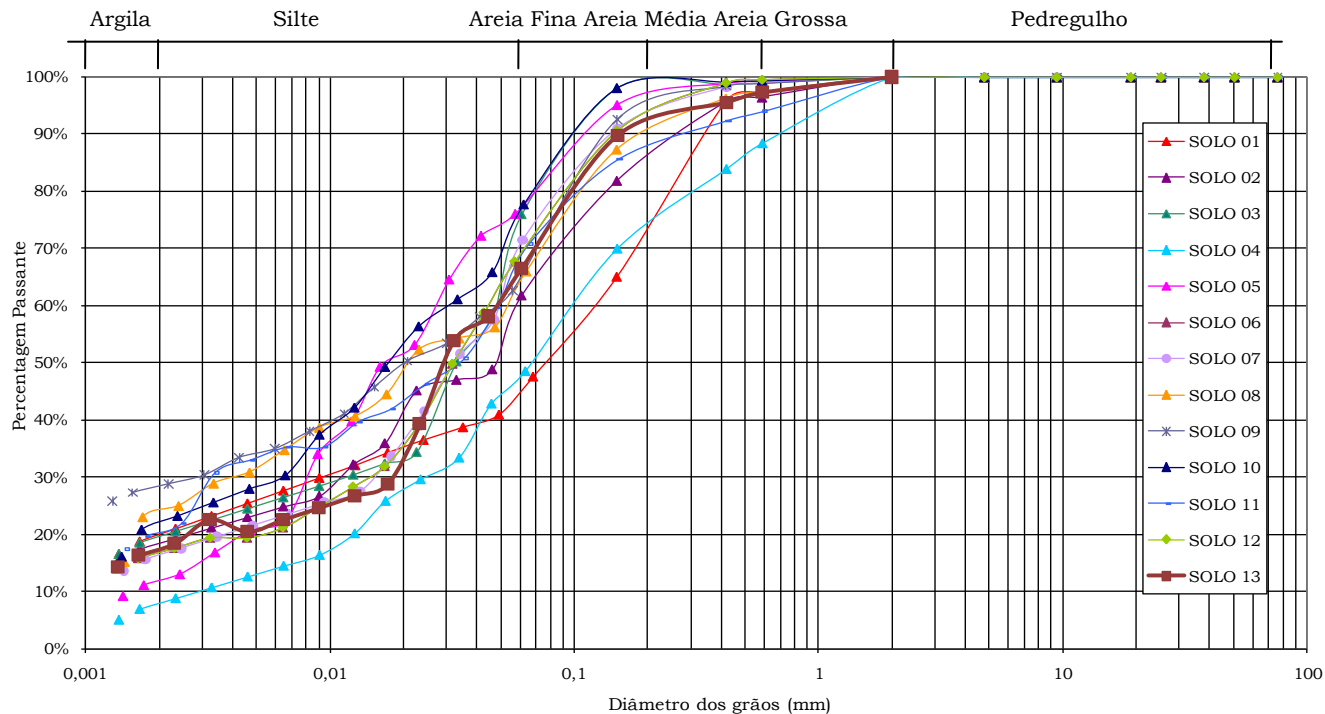


Figura 61 – Granulometria dos solos

Fazendo a análise dos resultados da caracterização observa-se que os solos não possuem fração grossa. As percentagens de areia média foram baixas com relação as demais frações, sendo as amostras dos pontos 4 e 11 as que apresentaram maior valor e o menor na amostra no ponto 6. As maiores percentagens dos grãos estão presentes nas frações mais finas (argila, silte e areia fina). O solo do ponto 1 apresentou maior percentagem de areia fina, já no ponto 3, maior percentagem de silte e no ponto 5, maior percentagem de argila. Por outro lado, o solo no ponto 3 obteve menor percentagem de areia fina, no ponto 12 menor percentagem de silte e no ponto 10 menor percentagem de argila.

A massa específica dos grãos apresentou valores com variação entre 2,563 e 2,791 [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$], sendo que as amostras retiradas dos pontos em área de agricultura apresentaram maiores valores (pontos 12 e 13).

O maior índice de plasticidade foi identificado no ponto 12 (área agrícola) e o menor no ponto 1 (maior índice de areia fina). Assim, pela classificação de Jenkins, segundo Caputo (1987), os solos apresentaram plasticidade entre medianamente plásticos e altamente plásticos.

Segundo a classificação SUCS todos os pontos apresentam propriedades plásticas, sendo classificados como silte de baixa plasticidade (ML) nos pontos 1, 2, 3, 7 e 9 e silte de alta plasticidade (MH) nos pontos 4, 5, 6, 8, 10, 11, 12 e 13.

Tendo como base a classificação HRB, os solos em sua maioria foram classificados como solos argilosos com percentagens de areia e apresentam variações volumétricas (A7-5 e A7-6). Somente o solo no ponto 1 (A-5), foi classificado como solo siltoso apresentando propriedades altamente plásticas.

Conforme a classificação expedita MCT, a maioria dos pontos de coletas de solos fazem parte da classificação LG' (argilas lateríticas e argilas lateríticas arenosas). Ocorreram diferenças nesta classificação nos pontos: 1 (LA'-LG'), caracterizado entre os limites de areias argilosas lateríticas e argilas lateríticas e argilas lateríticas arenosas; no ponto

2 (NG'), com características de argilas siltosas e argilas arenosas não-lateríticas; e, no ponto 7 (LA'-NS'), entre os limites de areias argilosas lateríticas e siltes arenosos e siltes argilosos não-lateríticos.

5.3.1 Ensaio de Inderbitzen modificado

Os resultados obtidos através do ensaio de Inderbitzen modificado foram definidos com o auxílio da equação (13) e encontram-se na Tabela 18. O ensaio teve duração de duas horas, sendo que a vazão média de água adotada para este ensaio foi de $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, representando uma precipitação aproximada de $100 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$. Esta precipitação encontra-se acima da precipitação encontrada para a área de estudos ($67 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$), porém representa uma situação crítica.

Tabela 18 – Erosão pelo ensaio de Inderbitzen modificado

Pontos de coletas	W0h	w24h	w48h	w72h	w96h	Média
	[%]					
1	6,0	7,0	8,0	7,0	8,0	7,0
2	3,0	3,0	3,0	5,0	5,0	4,0
3	3,0	3,0	3,0	3,0	4,0	3,0
4	3,0	2,0	2,0	3,0	3,0	3,0
5	1,0	2,0	4,0	4,0	3,0	3,0
6	2,0	2,0	1,0	2,0	2,0	2,0
7	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
8	2,0	2,0	3,0	3,0	4,0	3,0
9	1,0	2,0	2,0	2,0	3,0	2,0
10	1,0	1,0	2,0	2,0	3,0	2,0
11	2,0	2,0	3,0	3,0	3,0	3,0
12	2,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
13	2,0	3,0	4,0	4,0	4,0	3,0

Obs.: w representa os períodos de secagem das amostras ao ar em horas.

Analisando os resultados do critério de erodibilidade de Inderbitzen modificado é possível perceber que o ponto 1 apresentou maior percentagem de desagregação, ou seja, 7% de solo erodido. Nos pontos 2 e 12 a desagregação foi de 4% e na sequência em ordem decrescente, os pontos 3, 4, 5, 8, 11 e 13 com 3% de desagregação e, ainda os pontos 6, 7, 9 e 10 tiveram 2% de desagregação.

A baixa cimentação do solo representado no ponto 1 refletiu as maiores percentagens de desagregações quando comparado aos demais pontos. A caracterização do solo neste ponto apresentou maior percentagem de areia fina e menor índice de plasticidade.

Ressalta-se que as maiores desagregações ocorreram nos primeiros minutos de ensaio. Este fato já havia sido identificado por diversos autores utilizando esta metodologia, por exemplo, em Ramidan (2003) utilizando vazão no ensaio de Inderbitzen original de $50 \text{ ml}\cdot\text{s}^{-1}$, ou seja, $180 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$. Esta vazão é a mesma adotada por Fácio (1991) em suas pesquisas no ensaio de inderbitzen original.

No entanto com a modificação do equipamento a vazão a ser adotada deve representar além do escoamento superficial, um gotejamento na amostra e, por este motivo a vazão adotada foi inferior a estipulada por estes autores no ensaio com equipamento original.

Freire (2001) apresentou os valores de perda de massa para um “solo residual jovem (saprolítico)” em torno de 1,5% e para as amostras de “Solo Residual Maduro – Laterítico” e de “Argilas Lateríticas” houve desestruturação total da amostra com 1,5 horas de ensaio. Este mesmo autor menciona em sua pesquisa que a vazão adotada representa a precipitação da área de estudos.

Higashi (2006) apresentou resultados superiores a 1,5% para alguns solos estudados em sua pesquisa. Este autor utilizou uma vazão de água no chuveiramento de $10 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ referente à mínima quantidade de água suficiente para produzir um gotejamento no solo e um escoamento laminar superficial sobre a amostra.

Para a análise dos resultados ressalta-se que o ensaio de granulometria por sedimentação não foi realizado, pois a quantidade de material erodido apresentou-se inferior à estipulada pela norma NBR 7181/84.

A Tabela 19 apresenta a granulometria do solo erodido, ou seja, após o ensaio e para as amostras com menores e maiores teores de umidade.

Tabela 19 – Granulometria do solo erodido

NP	Areia	Areia	Silte/	Areia	Areia	Silte/
	Média	Fina	Argila	Média	Fina	Argila
	W0h [%]			W96h [%]		
1	18,9	37,5	43,7	14,2	45,2	40,6
2	26,7	30,3	43,0	15,0	42,4	42,6
3	3,9	44,0	52,0	7,7	40,8	51,5
4	11,6	31,6	56,8	10,1	46,4	43,5
5	4,2	9,1	86,7	3,1	15,5	81,4
6	4,6	54,9	40,4	6,2	56,9	36,9
7	3,3	48,2	48,4	4,0	41,7	54,4
8	7,6	45,0	47,4	15,2	40,3	44,5
9	10,2	25,3	64,5	5,3	37,6	57,1
10	7,8	29,6	62,6	6,3	39,1	54,6
11	6,0	51,0	43,0	8,0	61,7	30,3
12	13,1	32,3	54,6	6,6	50,7	42,7
13	5,8	46,8	47,5	11,1	40,1	48,8

Obs.: w representa os períodos de secagem das amostras ao ar em horas e NP são os pontos de coletas.

Em análise aos resultados da Tabela 19, tem-se que os solos possuem predominância de grãos finos e, nota-se que a desagregação das partículas de solo foi maior nas porções de argila e silte.

Contudo, sabe-se que a desagregação está ligada a granulometria, pois quanto maiores são os grãos, maior será a infiltrabilidade do solo e, conseqüentemente, menor será a erosão. Por outro lado Derpsch et al. (1991) comentam que essa influência da granulometria associada à infiltração pode ser alterada, sendo os solos compactados mais sujeitos à erosão.

Entretanto, o solo tem comportamento variável frente à erosão e uma maior manta vegetal requer critérios específicos de tolerância. Assim como Bastos, Milititsky e Gehling (2000) mencionam, há que se estabelecerem normas para estes ensaios com base em pesquisas em diferentes tipos de solos e usos.

A Figura 62 ilustra o comportamento dos solos em umidade natural (w0h) e após secagem de 96 horas, onde nota-se maior desagregação das partículas de solo com o acréscimo de secagem das amostras. Isto demonstra que os solos que possuem maior capacidade de retenção de água em seu interior, são menos propensos a erodir.

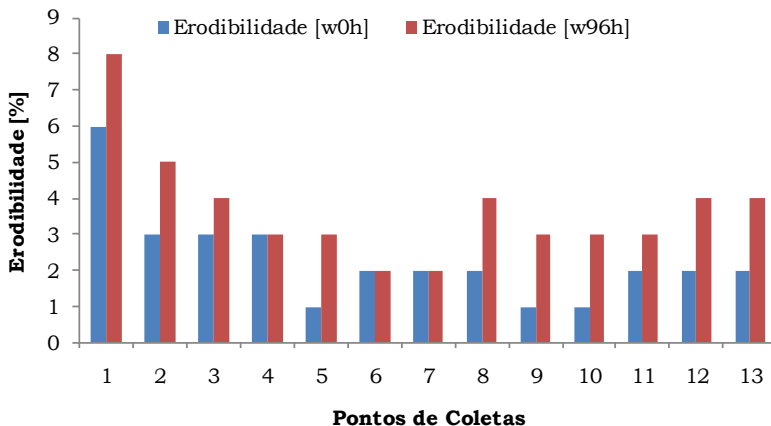


Figura 62 – Comportamento dos solos nos períodos de secagem

5.3.2 Critério de erodibilidade MCT

5.3.2.1 Ensaio de Infiltrabilidade

Os ensaios foram realizados em cinco amostras para cada ponto de coleta, após períodos de secagens. Então, o grau de sorção foi determinado pelo coeficiente angular da reta do gráfico da Figura 37 e com a equação (15). Os resultados para as diferentes umidades de ensaio encontram-se na Tabela 20.

Tabela 20 – Resultado do ensaio de Infiltrabilidade

Pontos de coletas	(s) Infiltrabilidade [cm/ $\sqrt{\text{min}}$]				
	W0h	w24h	w48h	w72h	w96h
1	0,004	0,014	0,015	0,024	0,024
2	0,007	0,012	0,013	0,024	0,029
3	0,005	0,003	0,003	0,005	0,017
4	0,012	0,014	0,017	0,016	0,020
5	0,005	0,006	0,013	0,012	0,014
6	0,278	0,278	0,328	0,326	0,420
7	0,264	0,314	0,376	0,295	0,249
8	0,011	0,011	0,011	0,012	0,012
9	0,013	0,016	0,020	0,024	0,027
10	0,041	0,068	0,081	0,063	0,040
11	0,010	0,009	0,015	0,016	0,014
12	0,016	0,005	0,016	0,016	0,016
13	0,003	0,016	0,015	0,016	0,016

Obs.: w representa os períodos de secagem das amostras ao ar em horas.

A Figura 63 ilustra a distribuição do grau de sorção das amostras, identificado pelo ensaio de infiltrabilidade para as amostras de solo em umidade natural (w0h) e a Figura 64, para as amostras submetidas ao ensaio em umidade inferior, ou seja, secas ao ar em 96 horas.

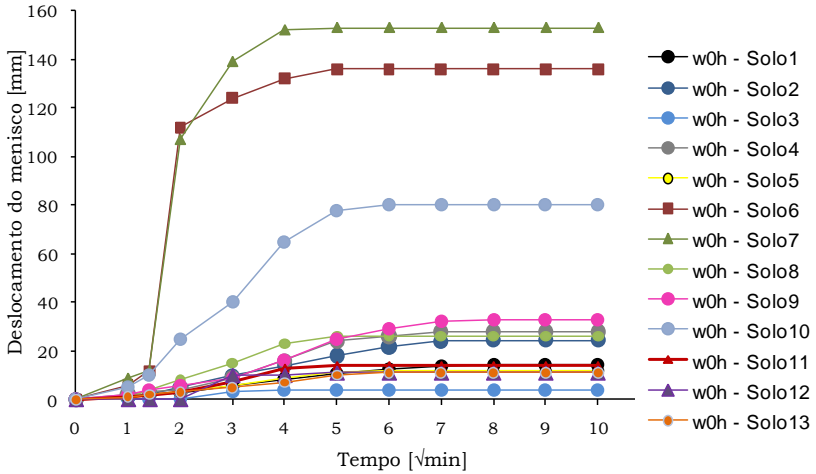


Figura 63 – Grau de sorção dos solos com umidade natural (w0h)

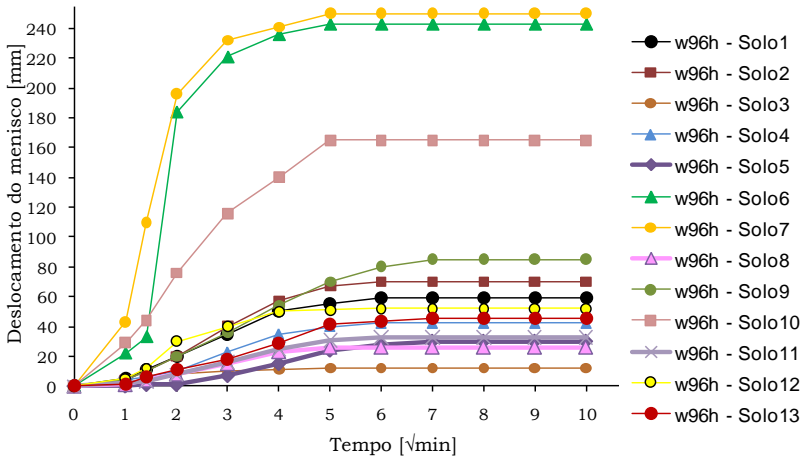


Figura 64 – Grau de sorção dos solos com 96 horas de secagem

Nota-se, a partir do comportamento do grau de sorção das amostras que há variações principalmente nos pontos 6, 7 e 10, mesmo com diferenças nas umidades.

As amostras dos pontos 6 e 7 foram as que apresentaram maior grau de sorção. Esses pontos encontram-se em área de reflorestamento com maior idade, quando comparado aos demais e isto influencia o grau de sorção. Em campo, verificou-se que a cobertura vegetal do solo nesses pontos é abundante e não há sequer indícios de solo exposto, diferentemente dos demais.

Em solos com predominância de argila e silte ocorre menor taxa de infiltração, desencadeando o escoamento superficial e o carreamento de partículas. Este procedimento não ocorreu nestes pontos, pois a combinação de cobertura vegetal com a granulometria do solo foi o fator determinante no comportamento não erosivo. A Floresta, neste caso, tem papel fundamental para minimizar os efeitos erosivos.

Em relação ao comportamento dos demais pontos, nota-se baixa permeabilidade quando comparado com as amostras de solos dos pontos 6 e 7. Com isso, justifica-se o comportamento dos demais solos, bem como suas características frente aos processos erosivos.

5.3.2.2 Ensaio de perda de massa por imersão

O ensaio de perda de massa por imersão modificado foi realizado nos mesmos pontos que o ensaio de infiltrabilidade. A Tabela 21 apresenta os resultados dos ensaios com base na equação (14).

Em análise aos resultados de desagregação das partículas neste ensaio observa-se maior desagregação de massa de solo nas amostras dos pontos 6 e 7. Isto é justificado pela presença de raízes no solo que o torna mais poroso e menos compacto.

Os resultados também indicaram que a plasticidade da maioria dos solos é relativamente alta, tornando o solo na condição de saturado, resistente à desagregação. No entanto, o coeficiente de sorção apresentado para a maioria dos solos no ensaio de infiltrabilidade é relativamente baixo. Isto indica que os solos não possuem características de alta permeabilidade para a situação que se encontram com exceção dos solos nos pontos 6 e 7.

Tabela 21 – Perda de massa por imersão

Pontos de coletas	W0h	w24h	w48h	w72h	w96h
	[%]				
1	5,0	6,5	6,7	7,7	8,9
2	3,6	5,1	5,4	7,2	8,8
3	4,7	6,0	6,2	7,1	8,2
4	6,0	6,1	6,5	7,2	7,7
5	6,1	6,3	6,4	7,7	7,9
6	10,1	11,8	13,1	13,2	16,8
7	11,9	11,8	10,3	11,7	12,5
8	8,9	8,2	8,5	9,8	9,2
9	5,4	6,3	9,2	9,7	9,3
10	5,9	7,8	7,9	9,4	9,4
11	8,6	9,1	10,1	11,1	11,1
12	2,0	7,7	7,1	8,9	8,8
13	2,2	5,0	6,0	7,2	7,7

Obs.: w representa os períodos de secagem das amostras ao ar em horas.

A partir dos resultados obtidos através dos ensaios de infiltrabilidade e perda de massa por imersão foram considerados solos com alto e baixo potencial de erodibilidade (Tabela 22). Os critérios estabelecidos apresentam valores de $\text{pi}\cdot\text{s}^{-1}$ estipulados por Nogami e Villibor (1979), segundo equação (16) e por Pejon (1992), equação (17).

Tabela 22 – Critério de erodibilidade MCT

NP	Critério $\text{pi}\cdot\text{s}^{-1}$					Média $\text{pi}\cdot\text{s}^{-1}$	Nogami e Villibor(1979) $\text{pi}\cdot\text{s}^{-1}=52$	Pejon (1992) $\text{pi}\cdot\text{s}^{-1}=40$
	W0	w24	w48	w72	w96			
1	1225	472	456	318	363	567		
2	520	424	417	295	304	392		
3	952	1843	1911	1457	493	1331		Alta erodibilidade
4	487	438	379	439	376	424		
5	1252	1098	491	627	570	808		
6	36	42	40	41	40	40		Baixa erodibilidade
7	45	37	28	40	50	40		Baixa erodibilidade
8	796	778	744	802	768	778		
9	412	388	453	396	346	399		
10	145	114	98	149	236	148		
11	877	988	686	680	801	806		Alta erodibilidade
12	123	1414	435	545	539	611		
13	667	304	408	441	473	459		

Obs.: w representa os períodos de secagem das amostras ao ar em horas, NP são os pontos de coletas e pi é a perda de massa por imersão em %.

Analisando os resultados, pode-se dizer que a maioria das amostras de solo apresentaram aumento progressivo à velocidade de ascensão capilar e a perda de massa por imersão, conforme o decréscimo de umidades.

As metodologias propostas, indicam que a relação de $\pi \cdot s^{-1}$ para a maioria dos solos é superior a estabelecida mostrando comportamento erodível. Bastos (1999) menciona que ambos os critérios limites são próximos e isto não influenciou na avaliação dos solos estudados por este autor. Assim, torna-se clara a dificuldade de se estabelecer parâmetros que dividam os solos em classes erosivas.

Contudo, para melhor representar estes resultados, foi construído um gráfico do coeficiente de sorção com a perda de massa por imersão (Figura 65), o qual apresenta além dos pontos, as linhas de classificação da erosão.

Então, diante da análise geotécnica da erodibilidade do solo, pôde-se construir um mapa da microbacia contendo as áreas que foram identificadas como susceptíveis à erosão, bem como as percentagens de desagregação das partículas (Figura 66).

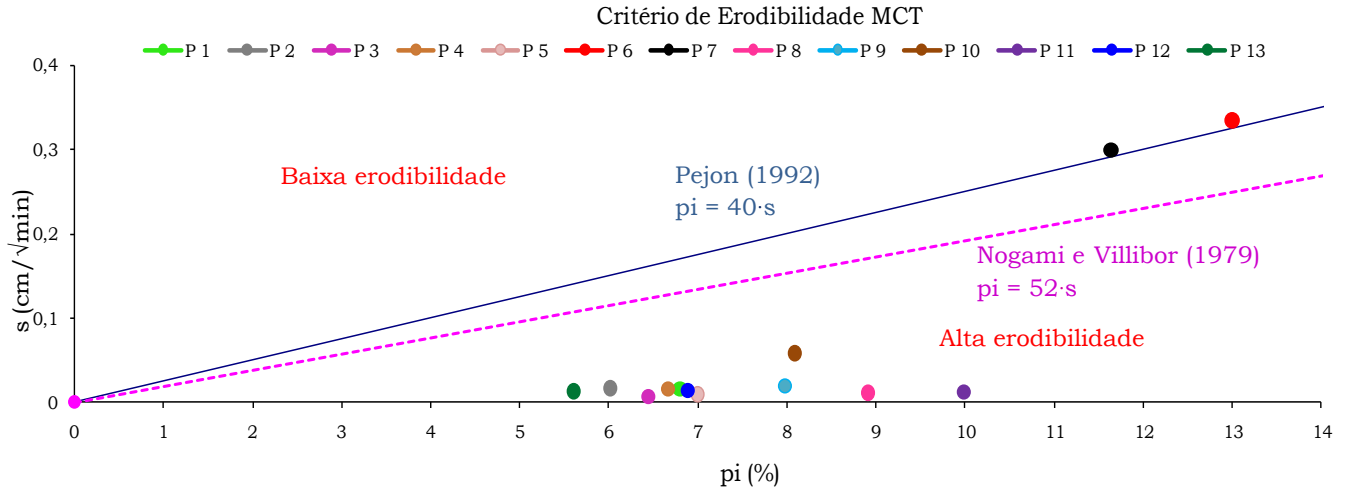


Figura 65 – Critério de erodibilidade MCT

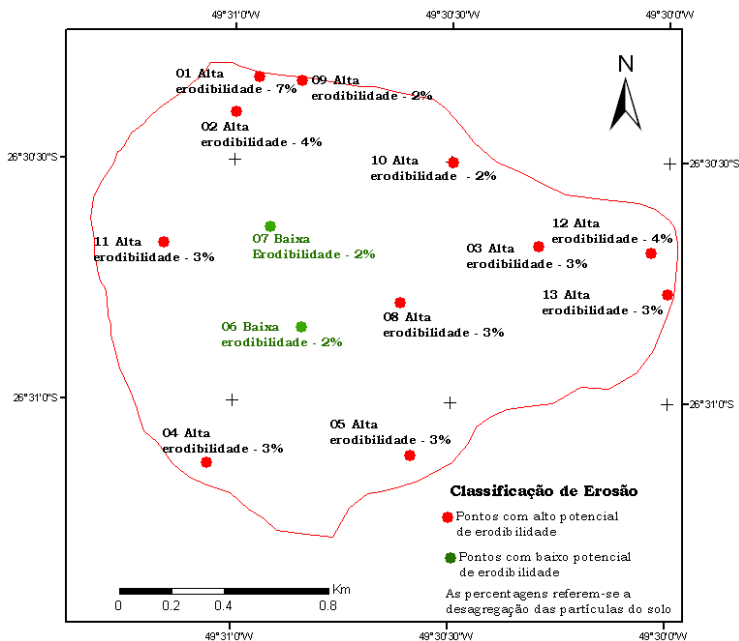


Figura 66 – Classificação geotécnica da erodibilidade do solo

A erodibilidade geotécnica do solo identificada pelos ensaios geotécnicos classificou o solo pontualmente na microbacia. Ressalta-se que apenas dois pontos de coletas de solos foram classificados com baixa erodibilidade demonstrando a importância que a cobertura vegetal exerce sobre o solo.

5.4 Modelo de Montgomery e Dietrich (1994)

5.4.1 Variáveis espaciais do terreno

O mapa de declividade é apresentado na Figura 67 e o mapa de índice topográfico/geomorfológico encontra-se na Figura 68.

Como resultado, tem-se a variação da declividade da microbacia classificada entre zero e aproximadamente $1 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$, sendo que a distribuição das maiores declividades está localizada na porção norte. No entanto, ocorreu maior distribuição de declividades médias em toda a microbacia.

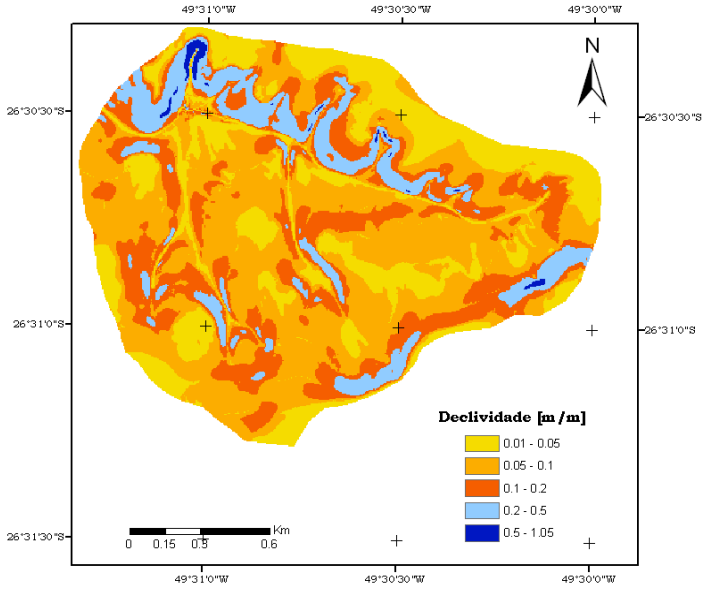
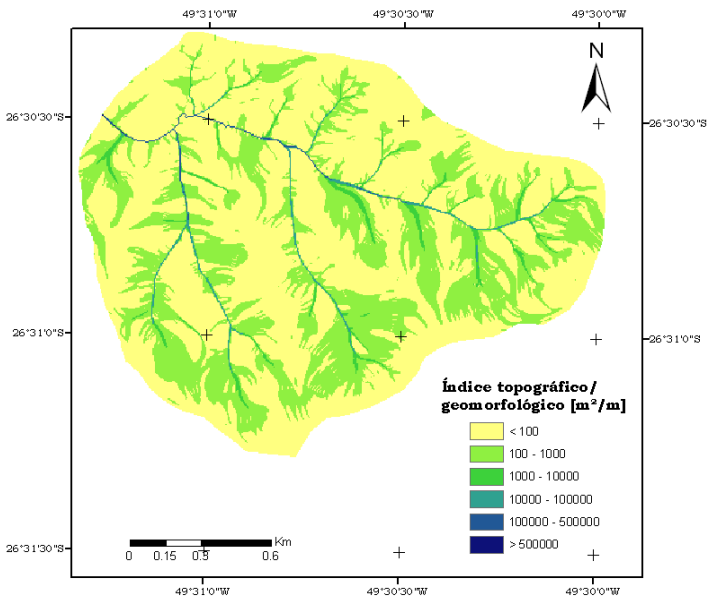
Figura 67 – Mapa de declividade M 

Figura 68 – Mapa de índice topográfico/geomorfológico

A classe com maior predominância na bacia de índice topográfico/geomorfológico encontra-se abaixo de $100 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-1}$, distribuída ao longo da bacia. Na sequência, ocorreu a distribuição classificada entre 100 e $10000 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-1}$ na porção superior e entre as microbacias internas. Já os maiores índices estão distribuídos ao longo dos canais de drenagem.

5.4.2 Parâmetros físicos do modelo

5.4.2.1 Parâmetros geotécnicos

Estes parâmetros foram identificados por meio do ensaio de cisalhamento direto onde obtiveram-se os valores do ângulo de atrito e coesão para condições de amostras inundadas e não inundadas (Tabela 23).

Tabela 23 – Resultados de coesão e ângulo de atrito das amostras

NP	Ângulo de atrito [°]	Coesão [kPa]			Perda de coesão [%]
		Amostra não inundada	Amostra inundada	Redução da coesão	
1	20,7	20	14	6	30%
2	24,0	25	12	13	52%
3	26,2	28	9	19	68%
4	21,6	25	13	12	48%
5	27,9	26	10	16	62%
6	26,8	15	5	10	67%
7	20,1	29	15	14	48%
8	25,8	21	11	10	48%
9	25,9	21	13	8	38%
10	23,3	26	14	12	46%
11	26,3	19	5	14	74%
12	25,4	19	8	11	58%

Obs.: NP são os pontos de coletas.

Observando os valores apresentados na Tabela 23, nota-se uma redução da coesão nas amostras submetidas ao ensaio de cisalhamento direto inundado, quando relacionadas ao não inundado. A perda de coesão de todos os pontos, em percentual, variou de 30 a 74%.

Segundo Komura (1982), solos menos coesivos possuem tensão cisalhante crítica hidráulica menores. Isto acarreta em aumento na susceptibilidade de ocorrência de

processos erosivos. Então, para situação crítica consideram-se valores de coesão das amostras inundadas.

O ângulo de atrito interno do solo foi menor no ponto 7, com $20,1^\circ$ e maior no ponto 5 com $27,9^\circ$. O maior valor de coesão ocorreu no ponto 7, de 15 kPa e o menor nos pontos 6 e 11, de 5 kPa.

Contudo, as envoltórias de ruptura, bem como a envoltória de ruptura média dos solos são apresentadas na Figura 69.

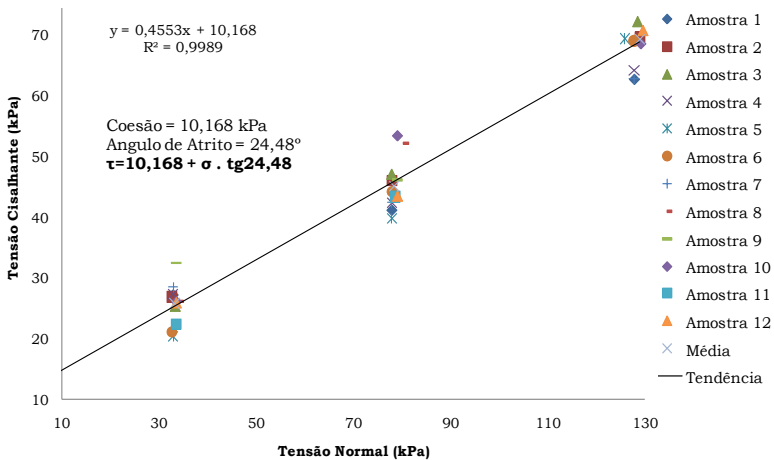


Figura 69 – Envoltórias de Mohr-Coulomb

O ângulo de atrito médio encontrado foi de $24,28^\circ$, enquanto que a coesão média foi de 10.168 kPa.

5.4.2.2 Resultados da tensão cisalhante crítica hidráulica

Para a obtenção da tensão cisalhante crítica hidráulica (τ_c) e segundo metodologia descrita, os pontos dos solos foram divididos em 5 cenários de acordo com o tipo e uso do solo. A partir da coesão para cada cenário foram obtidos os valores de τ_c por meio das duas correlações apresentadas por Santos (2001), utilizando os dados de ensaios realizados por Komura (1982). Essa correlação envolve um grupo de tensões para solos coesivos e outra para todos os solos submetidos aos ensaios deste autor (Tabela 24).

Tabela 24 – Dados geotécnicos e de tensão cisalhante crítica hidráulica

Tipo de solo	Uso do solo	c médio [Pa]	φ [°]	tc [Pa]	
				Solos coesivos	Todos os solos
CAMBISSOLO	Pinus novo	10796	24,5	23,2	12,5
CAMBISSOLO	Pinus velho	4599	26,8	16,8	6,3
CAMBISSOLO	Agricultura	8830	25,1	21,5	10,6
NITOSSOLO	Pinus velho	15689	19,9	26,7	16,9
NITOSSOLO	Pinus novo	8677	25,1	21,4	10,5
Todos os ensaios		10168	24,3	22,7	11,9

A maior τ_c encontrada, a partir da correlação para solos coesivos foi de 26,7 Pa para NITOSSOLO – Pinus velho e a menor foi de 16,8 Pa para CAMBISSOLO – Pinus velho, sendo a média de 22,7 Pa.

Utilizando a correlação para todos os tipos de solos a τ_c média encontrada foi de 11,9 Pa, estando a mínima em 6,3 Pa para CAMBISSOLO – Pinus velho e a máxima em 16,9 Pa para NITOSSOLO – Pinus velho.

As coesões variaram de 4,6 kPa para CAMBISSOLO – Pinus velho à 15,7 kPa para NITOSSOLO – Pinus velho. Portanto, os solos mais resistentes ao arraste das partículas, segundo os valores encontrados são os NITOSSOLOS – Pinus velho.

Segundo classificação da EMBRAPA (2006) uma das diferenças destes solos está na granulometria, onde os CAMBISSOLOS apresentam material mais arenoso, ou seja, apresentam maior susceptibilidade ao arraste. Portanto, as menores tensões cisalhantes críticas hidráulicas apresentadas para estes solos mostram-se coerentes.

Komura (1982) em sua pesquisa encontrou valores de τ_c entre 2 e 24 Pa com coesão variando de 2 à 25 kPa. Santos (2001) utilizando os dados de Komura (1982), para obter as correlações, encontrou valor de τ_c de 25,3 Pa para uma coesão de 13,6 kPa. Com isso, constata-se que os valores de τ_c encontrados nesta pesquisa estão coerentes com os apresentados por estes autores.

Ressalta-se que Elliot et al. (1989) utilizando a metodologia de Foster (1982), encontraram valores de τ_c entre 0,4 e 6,6 Pa para solos dos Estados Unidos. No

Brasil, Braida e Cassol (1996) utilizando esta metodologia determinaram τ_c como 4,81 Pa para um tipo de solo classificado como Podzólico Vermelho-Escuro franco arenoso.

5.4.2.3 Resultados da transmissividade do solo

A transmissividade do solo é dada pela permeabilidade/condutividade hidráulica saturada do solo multiplicada pela espessura deste, segundo equação (48).

Para tanto essa condutividade foi determinada em laboratório por meio do ensaio de permeabilidade do solo. Duas amostras de solos de dois pontos de coletas foram submetidas ao ensaio, sendo a permeabilidade dada pela equação (49).

Consta então, na Tabela 25, os valores encontrados para permeabilidade, bem como o índice de vazios e a porosidade total. Nesta tabela também estão os valores de condutividade hidráulica saturada encontrados por Mota (2010), pelo programa HYDRUS-1D para posterior análise.

Tabela 25 – Permeabilidade do solo

Método	Amostras	Porosidade total η [%]	Índice de vazios ϵ	Permeabilidade [$\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$]
Ensaio de permeabilidade	3-Pinus novo	55,9	1,3	1,4E-06
	7-Pinus velho	73,6	2,8	5,1E-05
Mota (2010)	Pinus			8,8E-05
Estimados	Agricultura			8,7E-05
Mota (2010)	Pinus			6,8E-03
Medidos	Agricultura			5,2E-03

O ponto 3, classificado como CAMBISSOLO, apresenta menor índice de vazios e porosidade quando comparado ao ponto 7, NITOSSOLO. Destaca-se que o ponto 3 está localizado em área com menor taxa de cobertura do solo.

Segundo classificações de permeabilidade, o solo no ponto 3 enquadra-se como siltes e argilas de baixa permeabilidade, coerente com a caracterização granulométrica apresentada anteriormente para esta amostra com 71,95% de silte e 24,6% de argila. Já o ponto 7, está entre o limite das classificações entre solos

arenosos de alta permeabilidade e siltes e argilas de baixa permeabilidade e, do mesmo modo em que a amostra no ponto 3, esta classificação mostrou-se coerente com os valores encontrados para silte (54,22%) e argila (22,2%). Ainda, segundo critério SUCS, definido anteriormente, ambos os pontos são classificados com silte de baixa plasticidade.

Observando os valores de permeabilidade no ponto 3, nota-se que este apresentou valor inferior ao ponto 7, bem como aos valores apresentados por Mota (2010). No entanto, o resultado encontrado de permeabilidade para o ponto 7 encontra-se próximo aos estimados por Mota (2010) para mesmo uso do solo.

Santos (2009), também em área próxima a esta microbacia, encontrou valores de condutividade variando entre $1,3 \cdot 10^{-4}$ e $1,4 \cdot 10^{-1}$ $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Isto demonstra a variabilidade da condutividade hidráulica saturada do solo. Este mesmo autor comenta que a textura do material com predominância de silte e areia fina é compatível com valores de permeabilidade inferiores a $3 \text{ m} \cdot \text{dia}^{-1}$, ou seja, $3,5 \cdot 10^{-3}$ $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$, desconsiderando os efeitos da estrutura do solo. Neste caso, os valores de condutividade medidos no ensaio de permeabilidade para o ponto 3 e 7, respectivamente, $1,2 \cdot 10^{-3}$ $\text{m} \cdot \text{dia}^{-1}$ e $4,4 \cdot 10^{-2}$ $\text{m} \cdot \text{dia}^{-1}$, mostram-se coerentes.

Então, a espessura do solo adotada é de 0,5 m como espessura mínima (próxima à superfície), encontrada por meio desta pesquisa e 5,8 m como espessura máxima (maior profundidade), segundo Santos (2009).

Assim, a transmissividade do solo foi identificada com a condutividade hidráulica saturada encontrada no ensaio de permeabilidade do solo e a condutividade hidráulica saturada medida e estimada por Mota (2010), a fim de demonstrar as variações deste parâmetro nas simulações do programa Umbral (Tabela 26).

Por ambos os métodos a maior transmissividade foi identificada para o uso do solo com Pinus, sendo que as maiores variações foram observadas nas espessuras de solo superiores.

Tabela 26 – Transmissividade do solo

Método	Amostras	Transmissividade [$\text{m}^2 \cdot \text{dia}^{-1}$]	
		es 0,5 [m]	es 5,8 [m]
Ensaio de permeabilidade	3-Pinus novo	0,001	0,01
	7-Pinus velho	0,022	0,26
Mota (2010)	Pinus	0,04	0,44
Estimados	Agricultura	0,04	0,44
Mota (2010)	Pinus	2,95	34,18
Medidos	Agricultura	2,23	25,86

Obs.: es representa a espessura da camada saturada do solo.

A transmissividade do solo calculada pela permeabilidade variou entre 0,001 e 0,34 $\text{m}^2 \cdot \text{dia}^{-1}$, e pode-se dizer que foi a partir do acréscimo da espessura do solo. Já a transmissividade calculada com os dados de condutividade de Mota (2010) medidos, apresentou valores superiores aos estimados por este autor e pelo ensaio realizado neste trabalho.

Assim, pode-se dizer que a transmissividade do solo em área de Pinus novo (ponto 3) é menor, isto representa menor capacidade do solo em reter água. Em outra análise, uma maior retenção de água no solo favorece o aumento da pressão neutra e menor tensão efetiva e, neste caso, a tensão cisalhante resistente do solo também é reduzida. Esta análise é coerente com o resultado da tensão cisalhante crítica hidráulica apresentada anteriormente para mesmo uso do solo (Pinus) e tipo de solo (CAMBISSOLO), isto é, onde a tensão cisalhante crítica hidráulica apresentou-se inferior a transmissividade do solo também foi menor para mesmo uso do solo.

5.5 Modelagem dos Processos Erosivos

Por meio do programa Umbral foram delimitados os limiares dos processos erosivos em diferentes cenários na microbacia. A Tabela 27 apresenta os resultados dos parâmetros considerados constantes nas simulações, para este estudo, sendo os demais parâmetros diferenciados conforme a transmissividade, uso e tipo do solo.

Tabela 27 – Parâmetros constantes no Umbral

Dados	Descrição	Valor	Unidades
ρ	Densidade da água	1000	$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$
ν	Viscosidade cinemática	1,02E-6	$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$
g	Aceleração gravitacional	9,81	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$
K_{geo}	Constante ligada à geometria da superfície	10000	Adimensional
Ri	Precipitação de projeto	0,067	$\text{m}\cdot\text{dia}^{-1}$

A modelagem dos processos erosivos compreende a simulação de 7 cenários. Em cada cenário de modelagem, foi analisado o comportamento do solo frente a uma determinada variável. Primeiramente, foi realizada a modelagem em 2 cenários com variações na transmissividade do solo (T). Na sequência, a distribuição dos processos erosivos foi identificada para 5 cenários, segundo variações em cada cenário dos respectivos valores de ângulo de atrito e tensão cisalhante crítica hidráulica.

5.5.1 Modelagem dos processos erosivos com influência da transmissividade do solo

O primeiro e o segundo cenário de modelagem dos processos erosivos foram analisados relacionando os valores médios de ângulo de atrito e tensão cisalhante crítica hidráulica (solos coesivos), de todos os ensaios, com a máxima e a mínima transmissividade, identificada nesta pesquisa (Tabela 28).

Tabela 28 – Parâmetros para modelagem dos cenários 1 e 2

Cenários	Ângulo de atrito [°]	Tensão cisalhante crítica hidráulica [Pa]	Transmissividade [$\text{m}^2\cdot\text{dia}^{-1}$]
Cenário 1	24,3	22,7	Máxima 34,18
Cenário 2			Mínima 0,001

A Figura 70 destaca a delimitação dos processos erosivos para o cenário de modelagem 1 e a Figura 71 para o cenário de modelagem 2.

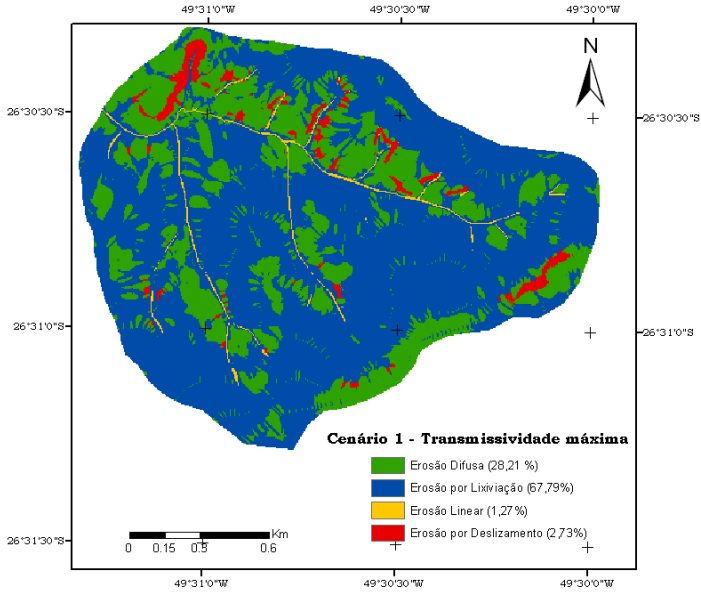


Figura 70 – Modelagem dos processos erosivos – cenário 1

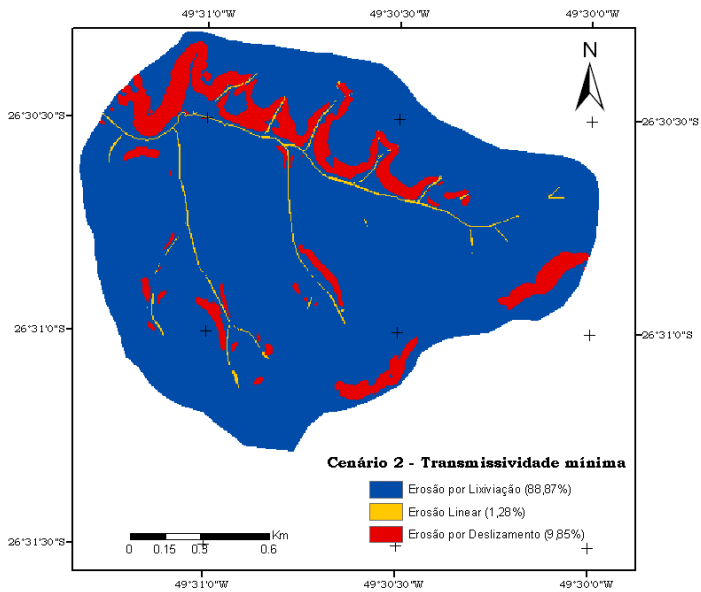


Figura 71 – Modelagem dos processos erosivos – cenário 2

Correlacionando a Figura 70 e a Figura 71, onde apenas a transmissividade do solo foi variável, nota-se diferença no comportamento dos processos erosivos. Analisando a simulação dos processos erosivos na modelagem do cenário 1, adotando-se a máxima transmissividade do solo, nota-se que ocorreram todos os tipos de erosão, sendo a erosão por lixiviação a de maior predominância e a erosão linear em menor escala. Na modelagem do cenário 2, onde a transmissividade do solo foi menor, ressalta-se que não ocorreu erosão do tipo difusa. Os demais tipos de erosão registrados, tiveram percentagens superiores com relação à modelagem realizada no cenário 1, sendo a erosão por lixiviação e deslizamentos as que apresentaram maior acréscimo. Isto é justificado pelo fato de uma maior transmissividade do solo resultar em uma permeabilidade maior, facilitando o processo de percolação da água. Assim, ao analisar apenas a variação do parâmetro transmissividade do solo, pode-se dizer que uma maior transmissividade refere-se à situação crítica para ocorrência dos processos erosivos.

5.5.2 Modelagem dos processos erosivos com influência dos parâmetros geotécnicos e hídricos do solo

Para a modelagem dos cenários 3 à 7, foi adotado o maior valor de transmissividade do solo, sendo os demais parâmetros fixados. A modelagem foi então realizada com a variação dos parâmetros ângulo de atrito e tensão cisalhante crítica hidráulica para os diferentes tipos e usos dos solos. Para isto, foram reunidos os valores encontrados para estes parâmetros nas amostras localizadas nas divisões de solos da microbacia, bem como o tipo de vegetação ou cultivo utilizado (Tabela 29).

Tabela 29 – Parâmetros para modelagem dos cenários 3 à 7

Cenários	Tipo de solo	Uso do solo	φ [°]	τ_c [Pa]	T [m ² ·dia ⁻¹]
3	CAMBISSOLO	Pinus novo	24,5	23,2	
4	CAMBISSOLO	Pinus velho	26,8	16,8	
5	CAMBISSOLO	Agricultura	25,1	21,5	34,18
6	NITOSSOLO	Pinus novo	25,1	21,4	
7	NITOSSOLO	Pinus velho	19,9	26,7	

Os cenários 3, 4 e 5, simulam os processos erosivos com tipo de solo, CAMBISSOLO e uso do solo com Pinus novo, Pinus velho e Agricultura (Figura 72, Figura 73 e Figura 74). Já os cenários 6 e 7 simulam os processos erosivos com tipo de solo, NITOSSOLO e uso do solo com Pinus novo e Pinus velho (Figura 75 e Figura 76).

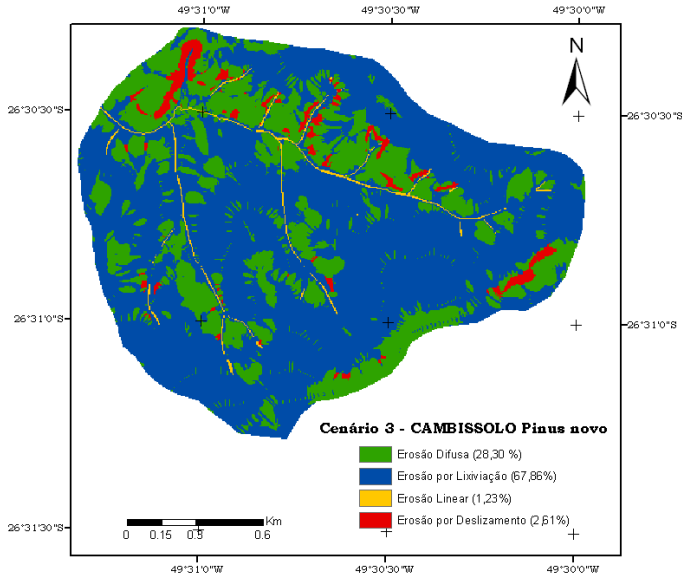


Figura 72 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 3

Com as delimitações dos processos erosivos para mesmo tipo de solo (CAMBISSOLO), realizadas nos cenários 3, 4 e 5 foi possível identificar que a maior percentagem de erosão difusa ocorreu para o cenário de modelagem 5, considerando toda a área de uso agrícola. A maior percentagem de erosão por lixiviação e deslizamentos ocorreu no cenário de modelagem 3, sendo este, o cenário de modelagem que apresentou menor ângulo de atrito (considerando toda a área com uso do solo com pinus novo). Já a maior percentagem de erosão linear ocorreu na modelagem do cenário 4, apresentando este, menor tensão cisalhante crítica hidráulica (considerando toda a área com uso do solo com pinus velho).

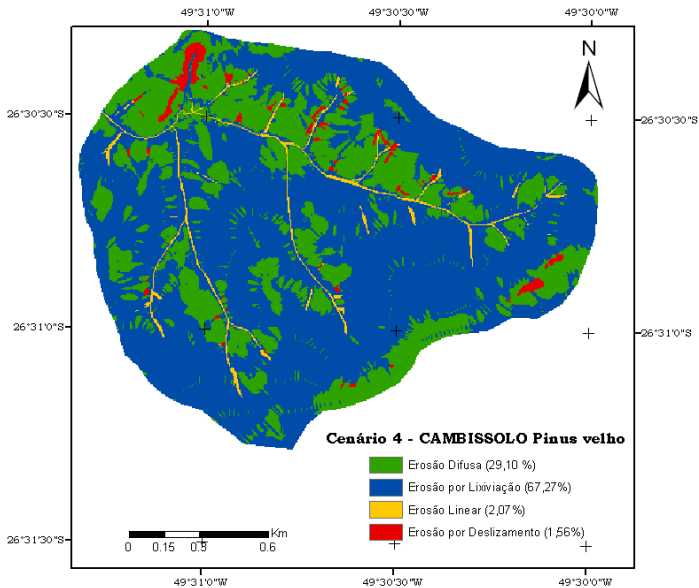


Figura 73 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 4

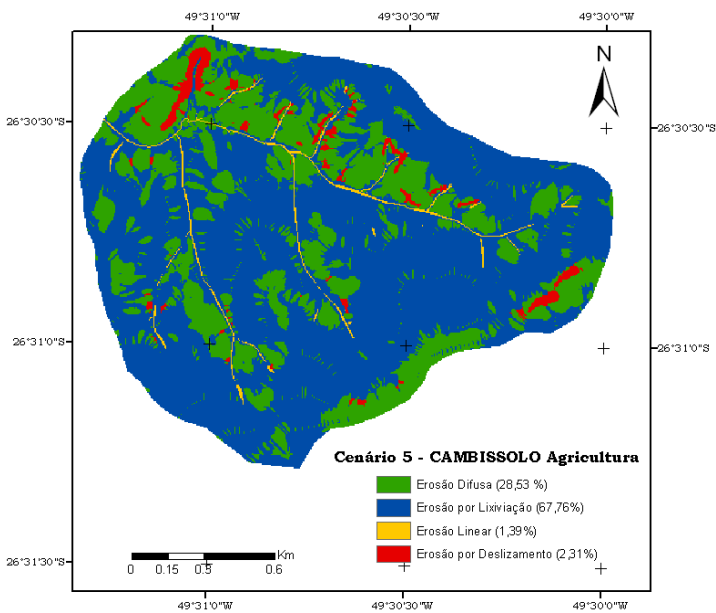


Figura 74 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 5

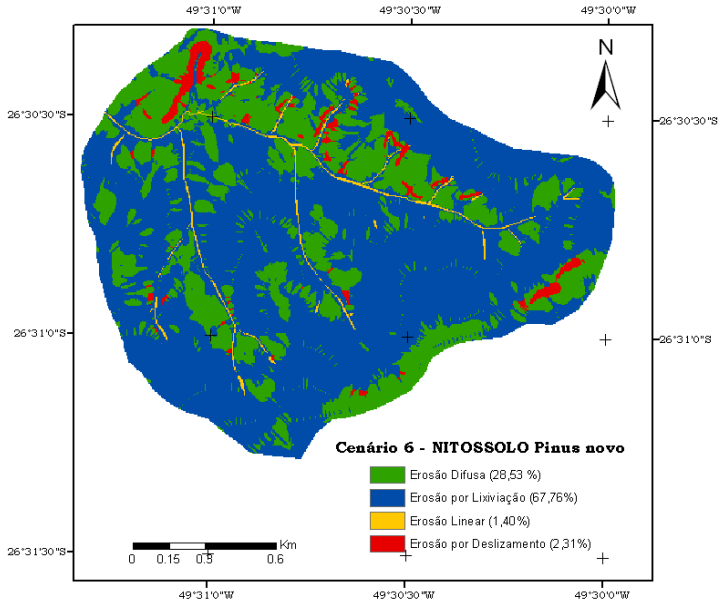


Figura 75 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 6

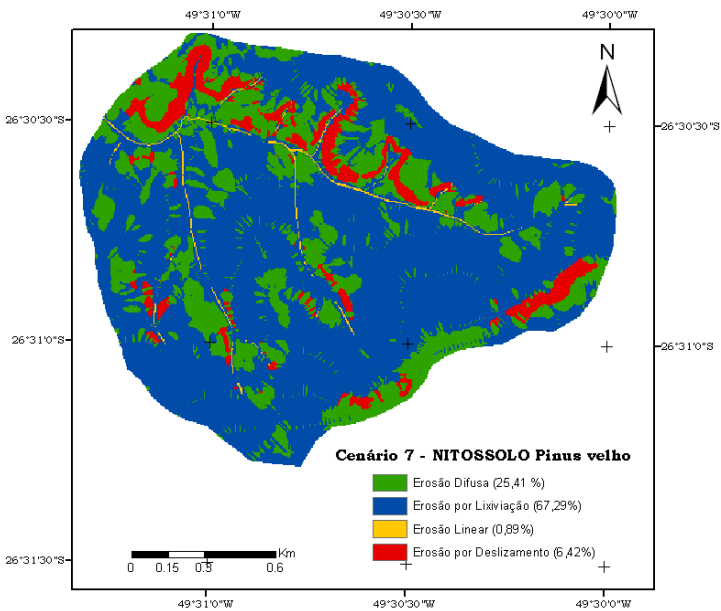


Figura 76 – Delimitação dos processos erosivos – cenário 7

Com as delimitações dos processos erosivos para mesmo tipo de solo (NITOSSOLO), realizadas nos cenários 6 (Pinus novo) e 7 (Pinus velho), foi possível identificar um aumento nos deslizamentos na modelagem do cenário 7, sendo as demais erosões minimizadas neste mesmo cenário quando comparadas com a modelagem realizada no cenário 6. Por sua vez, o cenário 6 foi o que apresentou maior ângulo de atrito, logo, justifica-se a menor percentagem de deslizamentos encontrada.

As simulações realizadas possibilitaram compor valores médios dos processos erosivos para a microbacia (Figura 77).

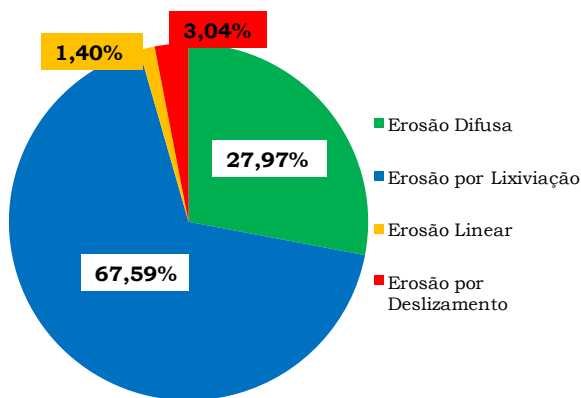


Figura 77 – Percentagem dos processos erosivos na microbacia

A erosão por lixiviação, que ocorreu em maior percentagem na microbacia, representando 67,59% da área total, está distribuída principalmente nas áreas de declividade média da microbacia. Segundo Montgomery e Dietrich (1994), estas regiões apresentam condições de saturação do solo, indetificadas pelo índice topográfico/geomorfológico intermediário na bacia ou pela precipitação intensa nesta área. Isto mostra coerência nos resultados obtidos.

A erosão difusa ocorreu em 27,97% da área total e está distribuída no divisor de águas da microbacia e entre as divisões internas. Estes locais possuem declividades superiores e, segundo Montgomery e Dietrich (1994) são os pontos de início de canais de escoamentos de uma bacia e,

consequentemente à jusante, esses canais são ramificados. Esses autores também identificam que nestas áreas o solo não atinge a saturação como pode ser comprovado pelos valores elevados do índice topográfico/geomorfológico. Isto foi demonstrado também por Santos (2001) e mostra a coerência dos resultados.

A erosão por deslizamento também ocorreu nas declividades maiores da microbacia e atingiu 3,04% da área total e a erosão linear atingiu 1,4% da área total e concentrou-se na rede de drenagem. Segundo Montgomery e Dietrich (1994) e Santos (2001) a erosão linear ocorre onde nos maiores índices topográficos/geomorfológicos e quando ela ocorre contribui para a inicialização de canais.

Contudo, foi possível satisfazer o diagnóstico hidrossedimentológico da microbacia tendo como base, os resultados obtidos nesta pesquisa.

5.6 Diagnóstico Hidrossedimentológico da Microbacia

Para realizar o diagnóstico foi construído um mapa contendo a intersecção dos resultados (Figura 78).

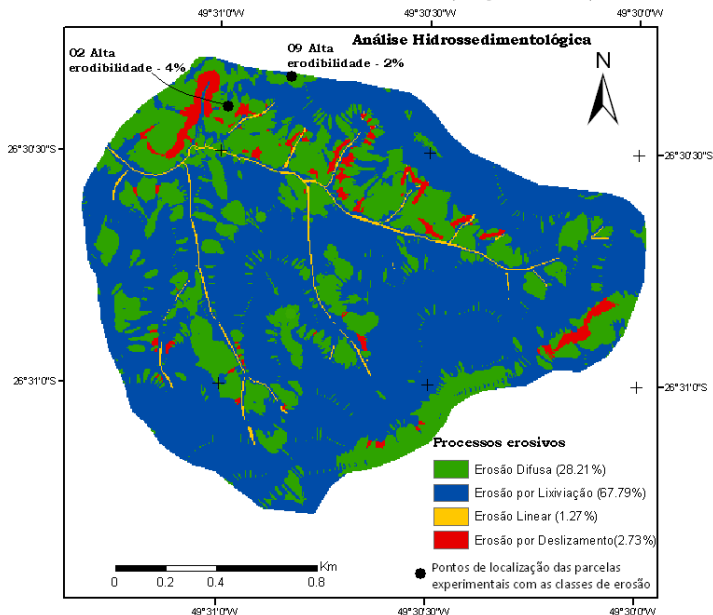


Figura 78 – Comportamento hidrossedimentológico da microbacia

O mapa de processos erosivos utilizado foi o mapa da Figura 70, o qual faz a simulação dos processos erosivos com a máxima transmissividade e os valores médios de ângulo de atrito e tensão cisalhante crítica hidráulica. Os pontos 02 e 09 foram inseridos neste mapa, pois são os pontos onde estão localizadas as parcelas experimentais que quantificaram as perdas de solos. Além disso, foi inserida a classe de erosão desses pontos, definida pela erodibilidade geotécnica.

Contudo, os processos erosivos identificados em ambos os pontos, pela modelagem, estão entre os limites de erosão difusa e erosão por lixiviação. Em campo, e pelo período de dois anos de monitoramento das perdas de solo nestes locais, não foram identificadas erosões do tipo linear com afloramento do lençol freático, bem como, a desagregação de porções de solos, ou seja, deslizamentos. Isto está de acordo com o apresentado nesta modelagem.

No primeiro ano de monitoramento, período em que a cobertura do solo encontrava-se nas fases iniciais de crescimento, observou-se que a incidência de uma chuva branda e de curta duração, na suficiente do solo, ocasionava escoamento superficial do tipo laminar. O solo, neste caso, infiltrava praticamente toda a água advinda. No entanto, com o aumento da intensidade da chuva ou no tempo de duração, a capacidade de infiltração da água no solo minimizava-se originando escoamento superficial do tipo laminar. Neste caso, o solo oferecia menor resistência de arraste das partículas e deste modo, surgiam ramificações de pequenos canais na superfície do solo, com caminhos preferenciais de escoamento, distribuindo-se pelas áreas próximas. Isto foi demonstrado também por Montgomery e Dietrich (1994) onde as superfícies de solo mesmo desprovidas de cobertura vegetal não apresentam escoamento superficial turbulento.

Neste sentido, as observações mostram coerência com os resultados das perdas de solos nas parcelas obtidas neste período, pois analisando as perdas por estações do ano, nota-se que nos meses em que a chuva foi menor as

perdas de solo foram inferiores aos demais meses com eventos de chuvas elevados.

A partir do crescimento da vegetação no solo e ao longo do segundo ano de monitoramento, observou-se que as ramificações dos canais eram minimizadas, pois a vegetação exerceu a função de romper os caminhos preferenciais de escoamento e propiciou maior infiltração da água no solo. Neste caso, a cobertura vegetal influenciou na resistência ao arraste das partículas pela superfície. Este fato foi identificado por meio das observações de campo e da quantificação das perdas de solos nas parcelas, onde as perdas de solo no primeiro ano foram superiores ao segundo ano de monitoramento.

Outra análise refere-se a abordagem realizada pela classificação da erodibilidade geotécnica, a qual destaca que ambos os pontos (parcelas experimentais) foram considerados com alta erodibilidade, sendo que as amostras de solos do ponto 02 apresentaram maior desagregação com relação às do ponto 09. No entanto, o ponto 02 refere-se uso do solo com plantio direto e no monitoramento das perdas de solos realizados neste local, as perdas foram menores quando relacionadas ao ponto 09, com uso de escarificador. Sabe-se que ambas as metodologias estão ligadas às condições de infiltração do solo. Entretanto, levando-se em consideração a divisão de solos do mapa pedológico é possível verificar que esses pontos diferem nesta classificação, sendo necessária uma análise minuciosa da pedologia e fatores externos para correlacionar as metodologias.

Por fim, o diagnóstico hidrossedimentológico apresentado oferece suporte ambiental para o emprego de cultivos e usos diversos do solo.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 Conclusões

A partir dos resultados desta pesquisa foi possível concluir que:

As perdas de solos monitoradas por meio das parcelas experimentais apresentaram média anual, para os dois anos de monitoramento, entre 0,013 e 0,053 t·ha⁻¹·ano⁻¹, sendo que os menores valores encontrados foram identificados nos meses que abrangem o inverno.

Houve redução nas perdas de solo no segundo ano de monitoramento, mostrando que o crescimento da vegetação tem influência no controle da produção de sedimentos.

O potencial natural de erosão da microbacia apresentou-se menor para as áreas que utilizam o manejo do solo com escarificador quando comparadas ao uso do solo com plantio direto.

O fator antrópico foi identificado para dois manejos de solo de floresta, sendo que o manejo que produz as menores perdas é o plantio direto quando comparado ao uso de escarificador.

Os solos da microbacia foram classificados pela erodibilidade geotécnica com baixa erodibilidade apenas em dois pontos de coletas, pontos 6 e 7, ou seja, onde a cobertura do solo apresentou abundância.

A transmissividade identificada para a microbacia e áreas próximas variou entre 0,001 e 0,34 m²·dia⁻¹, conforme acréscimo da profundidade do solo.

O ângulo de atrito das partículas de solo variou entre 20,7° e 27,9° e a variação nas condições de saturação das amostras demonstrou uma perda de coesão em percentual, entre 30 e 74%.

A tensão cisalhante crítica hidráulica foi identificada utilizando as correlações de Santos (2001), obtendo 22,7 Pa para solos coesivos e 11,9 Pa para todos os solos da correlação, compondo uma coesão média de 10.168 Pa e ângulo de atrito médio de 24,3°.

As tensões cisalhantes críticas hidráulicas para os cenários de tipos e usos do solo, variaram entre 16,8 e

26,7 Pa para solos coesivos e para todos os solos das correlações entre 6,3 e 16,9 Pa.

O mapa de declividade gerado para a microbacia indicou maior distribuição de declividades entre médias e baixas, sendo as maiores localizadas na porção norte da microbacia. O mapa de índice topográfico/geomorfológico apresentou maior distribuição entre a classificação dos valores menores de $100 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-1}$, sendo que os maiores índices estão distribuídos próximo a rede de drenagem e sobre esta.

A modelagem dos processos erosivos foi realizada com a variação do ângulo de atrito e tensão cisalhante crítica hidráulica, para os dois tipos de solos. Os CAMBISSOLOS apresentaram maior percentagem de erosão por lixiviação e deslizamentos onde o ângulo de atrito foi menor (pinus novo). A maior percentagem de erosão difusa foi obtida nas áreas de uso agrícola e a maior percentagem de erosão linear ocorreu onde a tensão cisalhante crítica hidráulica (pinus velho) foi menor. Já nos solos NITOSSOLOS, ocorreu menor percentagem de deslizamentos onde o ângulo de atrito foi maior, ou seja, pinus novo. As demais erosões foram maiores para uso do solo com pinus velho, quando comparadas com o uso do solo com pinus novo.

O programa Umbral delimitou o limiar dos processos erosivos indicando em média, maior percentagem de erosão por lixiviação e, em ordem decrescente de percentagens, erosão difusa, erosão por deslizamentos e erosão linear.

Como conclusão final, pode-se dizer que os modelos utilizados para o diagnóstico hidrossedimentológico da microbacia mostram aplicabilidade ao planejamento ambiental. Contudo, a contribuição deste trabalho consistiu em fornecer dados de erosão que possibilitam tomar medidas mitigatórias quanto aos impactos ambientais relacionados aos processos erosivos, principalmente em áreas de florestas plantadas.

6.2 Recomendações

- Estimar o potencial de abatimento de erosão – *PAE* para áreas com plantio direto e uso de escarificador em toda a bacia, para demonstrar com isso, as percentagens de perdas de solos que poderiam propiciar à empresa uma receita adicional, caso ela participe do programa produtor de água da ANA.

- Verificar a existência de correlações da erodibilidade geotécnica, medida em massa de solo desagregada, com o fator erodibilidade do solo do modelo RUSLE.

- Verificar a existência de correlações do ensaio geotécnico infiltrabilidade do solo (metodologia MCT), realizado em laboratório, com ensaios de infiltrabilidade de campo e ensaios de permeabilidade do solo.

- Realizar ensaios de erodibilidade geotécnica para o estado de Santa Catarina e estabelecer classes de erodibilidade.

- Elaborar correlações entre a tensão cisalhante crítica hidráulica e a coesão, para diferentes tipos de solos, criando dados para bacias hidrográficas, bem como, comparar com as obtidas por Santos (2001), visando igualmente, melhorar os coeficientes de determinação (R^2).

- Realizar o ensaio de cisalhamento direto em umidades decrescentes das amostras para correlacionar com a erodibilidade do solo determinada por meio da análise direta, ou seja, ensaio de Inderbitzen.

- Avaliar a erodibilidade geotécnica com a resistência ao cisalhamento dos solos.

- Simular os processos erosivos no programa Umbral com variações na precipitação e para diferentes estações climáticas.

- Modificar o programa Umbral para avaliar os parâmetros espacializados e, além disso, incluir valores das perdas de solos e os limites entre os solos e usos do solo.

REFERÊNCIAS

- A NOTÍCIA. **Florestas de pinus comprometem mananciais**.
<http://www.an.com.br/anverde/especial12>, 2002.
- ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Manual Operativo do Programa "Produtor de Água". In: CHAVES, H.M. et al. Quantificação dos benefícios e compensações do "Programa do Produtor de água" (ANA): I Teoria. **Rev. Bras. de Recur. Hídri.**, v.9, n.3, p.5-14. 2004.
- ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Site Hidroweb/ANA www.ana.gov.br. 2004. Acesso em: 16 de setembro de 2009.
- ANDERSON, H.W. Forest and water; effects of management on floods, sedimentation, and water supply. USDA. **Forest Service**. PSW General technical report, n.18, p.1-115. 1976.
- ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 14545**: Solo: determinação do coeficiente de permeabilidade de solos argilosos a carga variável. RJ. 12p. 2000.
- ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6457**: Amostras de solo: Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização. RJ. 9p. 1986.
- ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6459**: Determinação do Limite de Liquidez: Método de Ensaio. RJ. 6p. 1984.
- ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6508**: Grãos de solos que passam na peneira de 4,8mm: Determinação da massa específica dos grãos. RJ. 8p. 1984.
- ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7180**: Solo: Determinação do limite de plasticidade. RJ. 3p. 1984.
- ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7181**: Solo: Análise Granulométrica. RJ. 1984. 13p.
- ARS. AGRICULTURAL RESEARCH SERVICE – USDA. **Predicting Soil Erosion by Water** – A Guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USA. 1994.
- ASTM. STANDARD TEST METHOD. Standard Test Method for direct shear test of soils under consolidated drained conditions. **ASTM D3080**. 2004.

- AUBERTIN, G.M.; PATRIC, J.H. **Water quality after clearcutting a small watershed in West Virginia**. Journal environmental quality, v.3, n.3, p.243-249. 1974.
- AVOLIO, S.; CIANCIO, O.; GRINOVERO, C.; IOVINO, F.; MIRABELLA, A.; RAGLIONE, M.; SFALANGA, M.; TORRI, D. **Effeti del tipo di bosco sull' entità dell' erosine in unità idrologiche della Calabria: modelli erosivi**. Annali dell' Istituto Sperimentale per la Selvicoltura, v.11, p.45-131. 1980.
- BARLING, D.B.; MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B. A quasi-dynamic wetness index for characterising the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. **Water Resour. Res.** 30 (4), p.1029-1044. 1994.
- BASTOS, C.A.B. **Estudo Geotécnico sobre a Erodibilidade de Solos Residuais Não Saturados**. 298p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio grande do Sul, Porto Alegre. 1999.
- BASTOS, C.A.B.; MILITITSKY, J.; GEHLING, W.Y.Y. A avaliação da erodibilidade dos solos sob o enfoque geotécnico – pesquisas e tendências. In: **Teoria e Prática da Eng. Civil**, n1, p.17-25. 2000.
- BERTOL, I.; SCHICK, J.; BATISTELA, O.; LEITE, D.; AMARAL, A.J. Erodibilidade de um CAMBISSOLO Húmico Alumínico Léptico, determinada sob chuva natural entre 1989 e 1998 em Lages (SC). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26:465-471. 2002.
- BERTOL, I.; LEITE, D.; ENGEL, F.L.; COGO, N.P.; GONZÁLEZ, A.P. Erodibilidade de um Nitossolo Háptico Alumínico determinada em condições de campo. **Rev. Bra. de Ciên. do Solo**, 31:541-549. 2007.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F.; BENATTI JUNIOR, R. **Equação de perdas de solo**. Boletim Técnico n. 21. Campinas: Instituto Agrônômico. 24p. 1975.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 4ª edição, São Paulo: Ícone. 355p. 1999.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 5ª edição, São Paulo: Ícone. 2005.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrol. Sci. Bull.** 24, p.43-69. 1979.
- BORGA, M.; FONTANA, G.D.; CAZORZI, F. Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. **J. of Hydrology**, 268, p.56-71. 2002.

BRAIDA, J.A.; CASSOL, E.A. Erodibilidade em sulcos e em entressulcos em um Podzólico Vermelho-Escuro franco-arenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 20:127-134. 1996.

BROWN, G.W. Forestry and water quality. **Corvallis**: OSU Book Stores, 76p. 1976.

CAMAPUM DE CARVALHO, J.; SALES, M.M.; SOUZA, N.M.; MELO, M.T.S. **Processos Erosivos no Centro-Oeste Brasileiro**. Brasília, DF: Editora FINATEC, 464p. 2006.

CARVALHO, N.O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 372 p. 1994.

CAPUTO, H.P. **Mecânica dos Solos e Suas Aplicações**. v.2, 6.ed. LTC, Rio de Janeiro, 1987.

CHAMECKI, P.R.; SILVA, E T. Erosão Hídrica em Argilas da Formação Guabirotuba: Comportamento e Parâmetros em Ensaios e Simulações em Laboratório. In: GEOSUL-**Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul**, Curitiba, p.131-138. 2004.

CHAMECKI, P.R. **Metodologias de laboratório para estudos de erosão hídrica em solos: aplicação a uma argila da Formação Guabirotuba**. 274p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2002.

CHAVES, H.M.L. Modelagem matemática da erosão hídrica: Passado, presente e futuro. In: ALVAREZ V., V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F., eds. **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p.731-750. 1996.

CHAVES, H.M.L.; BRAGA, B.; DOMINGUES, A.F.; SANTOS, D. G. Quantificação dos benefícios ambientais e compensações financeiras do Programa do Produtor de Água (ANA): I. Teoria. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.9, n.3, p.5-14. 2004.

CHECCHIA, T.; CHAFFE, P.L.B.; KOBIYAMA, M.; RIBAS JR., U.; LANGA, R.; BASSO, S. **Distribuição espacial e temporal da erosividade da chuva no Município de Rio Negrinho e região adjacente no Estado de Santa Catarina**. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology, Goiânia: UFG, Anais, 11p. CD-rom. 2006.

CHORLEY, R.J. The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M.J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. J. Wiley, p.1-42. 1978.

CLESCERI, L.S.; GREENBERG, A.E. EATON, A.D. Standard Methods for Examination of Water and Wastewater. **American Public Health Association, American Water Works Association & Water Environment Federation**, Washington, DC. 20th ed. 1998.

CNRH. CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS. **Institui a divisão hidrográfica nacional, em regiões hidrográficas, com a finalidade de orientar, fundamentar e implementar o plano nacional de recursos hídricos**. Resolução n.32. 2003.

CROKE, J.; NETHERY, M. Modelling runoff and soil erosion in logged forests: scope and application of some existing models. **CATENA**. v.67, p.35-49. 2006.

D'AGOSTINI, L.R. **Erosão: o problema mais que o processo**. Ed. UFSC. Florianópolis. 1999.

DALAGNOL, E.F.N. **Subsídios para o zoneamento da APA do Rio dos Bugres, Rio Negrinho-SC, com vistas ao aproveitamento de água para abastecimento público**. 166p. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2001.

DERPSCH, R.; ROTH, C.H.; SIDIRAS, N.; KÖPKE, U. Controle de erosão no Paraná, Brasil: sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo. **Rossdorf: Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ)**. 1991.

DIETRICH, W.E.; WILSON, C.J.; RENEAU, S.L. Hollows, colluvium and landslides in soil-mantled landscapes. In Abrahams, A.D. (ed.), **Hillslope Processes**, Allen & Unwin, Boston, pp. 362-388. 1986.

DIETRICH, W.E.; WILSON, C.J.; MONTGOMERY, D.R.; MCKEAN, J.; BAUER, R. Channelization Thresholds and Land Surface Morphology, **Geology**, v.20, p.675-679. 1992.

DIETRICH, W.E.; WILSON, C.J.; MONTGOMERY, D.R.; MCKEAN, J. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. **Journal of Geology**, 101: 161-180. 1993.

DIETRICH, W.E.; REISS, R.; HSU, M.L. MONTGOMERY, D.R. A process-based model for coluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. **Hydrol. Process**. 9, 383-400. 1995.

DISSEMEYER, G.E.; FOSTER, G.R. Modifying the universal soli loss equation for forest land. El-Swaify, S.A.; Moldenhauer, W.C., Lo, A. (eds). Soil Erosion and Conservation. Ankeny: **Soil Conservation Society of America**, p.480-495. 1985.

DUNNE, T.; DIETRICH, W.E. Experimental investigation of Horton overland flow on tropical hillslopes: 2. Hydraulic characteristics and hillslope hydrographs: **Zeitschrift für Geomorphologie**, Supplement, 35. p.60-80. 1980.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L.B. Water in Environmental Planning. **W.H. Freeman**, New York, 818p. 1978.

ELLIOT, W.J.; LIEBENOW, A.M.; LAFLEN, J.M.; KOHL, K.D. A compendium of soil erodibility data from WEPP cropland soil field erodibility experiments 1987;88. **West Lafayette, The Ohio State University/USDA-Agricultural Research Service**. p.A2-A25. 1989.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Solos do Estado de Santa Catarina**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, n.46. Rio de Janeiro, 726p. 2004.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, CNPS/EMBRAPA, 2 ed., 306p. 2006.

EPAGRI/CIRAM. Zoneamento agroecológico e socioeconômico. Disponível em: <<http://ciram.epagri.rct-sc.br:8080/cms/zoneamento/zae.jsp>>. Acesso em: 10 julho de 2007.

FÁCIO, J.A. **Proposição de uma metodologia de estudo da erodibilidade dos solos do Distrito Federal**. 107p. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Universidade de Brasília. Brasília. 1991.

FACIO, J.A.; CARVALHO, J.C. Estudo da Erodibilidade de Solo do Distrito Federal. In: **Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações**, 10. Anais. Foz do Iguaçu: ABMS, v.4. p.1245-1252. 1994.

FIORI, A.P. Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n.43, p.7-24. 1995.

FIORI, A.P.; CARMIGNANI, L. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. 2.ed. Curitiba: Ed. UFPR, 604p. 2009.

FONSECA, A.M.M.C.C.; FERREIRA, C.S.M. **Metodologia para determinação de um índice de erodibilidade de solos**. In: Simpósio Brasileiro de Solos Tropicais, 1., 1981, Rio de Janeiro/RJ. Anais..., Rio de Janeiro/RJ: COPPE/ABMS, p.646–667. 1981.

FOSTER, G.R. Modeling the erosion process. In: HANN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKENSIEK, D.L., eds. Hydrologic modeling of

- small watersheds. **St. Joseph, American Society of Agricultural Engineering**. p.297-380. 1982.
- FREIRE, E.P. **Ensaio Inderbitzen Modificado: um Novo Modelo para Avaliação do Grau de Erodibilidade do Solo**. In: VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão. Goiânia. 2001. Meio Digital.
- GONÇALVES, J.L.M.; STAPE, J.L. **Conservação e cultivo de solos para plantações florestais**. Piracicaba: Ipef, 498p. 2002.
- GRANDO, A; MACIEL, C.B. **Estimativa de Perdas de Solo em Áreas de Reflorestamento de Pinus para Diferentes Manejos**. 86p. Monografia (Conclusão do Curso de Graduação em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2007.
- GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; KOBİYAMA, M.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Avaliação da Perda de Solo na Área de Reflorestamento de Pinus taeda com Modelo RUSLE: Estudo de Caso de Rio Negrinho – SC. **In: VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. Anais... UFMS, v.1. 14p. Campo Grande, 2008.
- GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; CORSEUIL, C.W.; MACCARINI, M.; KOBİYAMA, M.; HIGASHI, R.R.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Efeito de dois manejos de solos sobre perdas de solos em área de reflorestamento de pinus taeda. **In: Produção de sedimentos e seus impactos ambientais, sociais e econômicos**. Ed. Oeste, v.1, p.593-612. Campo Grande, 2009.
- GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; CORSEUIL, C.W.; MACCARINI, M.; KOBİYAMA, M.; HIGASHI, R.R. Erodibilidade do solo de uma microbacia experimental. **In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Anais... ABRH, v.1. 19p. Campo Grande, 2009.
- GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; CORSEUIL, C.W.; KOBİYAMA, M.; MACCARINI, M.; HIGASHI, R.R.; GODOI, C. S. Erodibilidade dos solos de uma microbacia experimental determinada por ensaios geotécnicos de infiltração e perda de massa por imersão. **In: V Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas**. Anais... ABMS, v.1. 8p. São Paulo, 2009.
- GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; CORSEUIL, C.W.; KOBİYAMA, M.; HIGASHI, R.R.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Uso do Modelo RUSLE com Enfoque nos Fatores Perda de Solo e Manejos para Áreas de Reflorestamento de Pinus. **In: 8 Simpósio Nacional de Controle da Erosão**. Anais... ABGE, v.1. 12p. São Paulo, 2009.
- GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; GODOI, C.S.; MACCARINI, M.; HIGASHI, R.R.; KOBİYAMA, M.; CORSEUIL, C.W.; AGUIAR NETTO,

- A.O. Parâmetros de resistência do solo de uma microbacia experimental com uso predominantemente de floresta. In: **XV Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica**. Anais... ABMS, v.1. 5p. Gramado, 2010.
- GUERRA, A.T.; CUNHA, S.B. **Geomorfologia, uma Atualização de Bases e Conceitos**. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 443p. 1995.
- GUERRA, M.P.; SILVEIRA, V.; REIS, M.S.; SCHNEIDER, L. **Exploração, manejo e conservação da araucária (Araucaria angustifolia)**. In: SIMÕES, L.L e LINO, C.F. (Org.) Sustentável Mata Atlântica: A exploração de seus recursos florestais. São Paulo: SENAC, p.85-102. 2002.
- HEWLETT, J.D. **Principles of forest hydrology**. Athens, Georgia: University of Georgia Press, 2.ed. 183p. 1982.
- HEWLETT, J.D.; LULL, H.W.; REINHART, K.G. In defence of experimental watersheds. **Water Reso. Rese.**, v.5, p.306-316. 1969.
- HIGASHI, R.A.R. **Metodologia de uso e ocupação dos solos de cidades costeiras brasileiras através de SIG com base no comportamento geotécnico e ambiental**. 486p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2006.
- HOLLICK, M. Towards a routine test for the assessment of the critical tractive forces of cohesive soils. Transactions of the ASAE, **St. Joseph**, v.19, n.6, p.1076-1081. 1976.
- HORNBERGER, G.M.; RAFFENSPERGER, J.P.; WIBERG, P.L.; ESHLEMAN, K.N. **Elem. of Phys. Hydro.** J. Hopkins. 1998.
- INDERBITZEN, A.P.L. **An erosion test for soils**. Materials Research; Standards, Philadelphia, p.553-554. 1961.
- KINNEL, P.I.A. Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, 45:153-155, 1981.
- KINNEL, P.I.A. Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. **Hydrological Processes**, v.19, p.851-854. 2005.
- KITAHARA, H.; OKURA, Y.; SAMMORI, T.; KAWANAMI, A. Application of Universal Soil Loss Equation (USLE) to mountainous forests in Japan. **J. Forest Research**. Tokyo, v.5, p.231-236, 2000.
- KLEIN, R.M. **Mapa Fitogeográfico do Estado de Santa Catarina**. Flora Ilustrada Catarinense. V Parte. 1978.

- KLEIN, V.A.; BOLLER, W.; CANDATEN, A.; BORTOLOTTI, D.R.; DALPAZ, R. Avaliação de Escarificadores e Resposta da Cultura do Milho. **Rev. Brasileira de Ciência do Solo**. v.19, p.307-311. 1995.
- KOBIYAMA, M. Manejo de bacias hidrográficas: conceitos básicos. In: **Curso de Extensão: Manejo de bacias hidrográficas sob a perspectiva florestal**. Curitiba: Curso de Engenharia Florestal - UFPR, (Apostila do curso), p.52-54. 1999. Disponível em: <[http://www .labhidro.ufsc.br/Artigos/bacia.pdf](http://www.labhidro.ufsc.br/Artigos/bacia.pdf)>. Acesso em: 21 de agosto de 2008.
- KOBIYAMA, M.; GENZ, F.; MENDIONDO, E.M. Geo-bio-hidrologia. In: **Fórum Geo-Bio-Hidrologia: Estudo em Vertentes e Microbacias Hidrográficas**, 1. Curitiba. Anais. UFPR, p.1-25. 1998.
- KOBIYAMA, M.; MANFROI, O.J. **Importância da modelagem e monitoramento em bacias hidrográficas**. In: Curso de Extensão: Manejo de bacias hidrográficas sob a perspectiva florestal. Curitiba: Curso de Eng. Florestal – UFPR, 1999b. p.111-118. (Apostila do curso). Disponível em: <<http://www.labhidro.ufsc.br/Artigos/monitoramento.pdf>>. Acesso em: 21 de agosto de 2008.
- KOBIYAMA, M.; MOTA, A.A.; CORSEUIL, C.W. **Recursos hídricos e saneamento**. Curitiba: Ed. Organic Trading, 160p. 2008.
- KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B.; ROCHA, H.L.; CORSEUIL, C.W.; MALUTTA, S.; GIGLIO, J.N.; MOTA, A.A.; SANTOS, I.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Implementation of school catchments network for water resources management of the Upper Negro River region, southern Brazil, in From Headwaters to the Ocean: Hydrological Changes and Watershed Management. Org. por TANIGUCHI, M.; BURNETT, W.C.; FUKUSHIMA, Y. HAIGH, M.; UMEZAWA, Y. London: **Taylor & Francis Group**, p.151-157. 2009.
- KOMURA, S. **Hidráulica de Sedimentos I**. Tokyo: Morikita Publishing Co. 339p. 1982. (Em Japonês).
- LEMOS, C.F. **Avaliação da erosão superficial em áreas de cultivo com plantio direto e plantio convencional, utilizando o aparelho de Inderbitzen. 2002. 82p**. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 2002.
- MACIEL, C.B. **Análises geotécnicas e hidrossedimentológicas de estradas não pavimentadas: estudo de caso da Fazenda Cerro Azul - Planalto Norte Catarinense**. 144p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2010.

MACIEL, C.B.; GRANDO, A.; KOBIYAMA, M.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Comportamento inicial da perda de solo no período pós-plantio de Pinus taeda no município de Rio Negrinho/SC. In: **VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**, Campo Grande. Anais. UFMS. v.1. p.1-9. 2008.

MAZUCHOWSKI, J.Z.; DERPSCH, R. **Guia de preparo do solo para culturas anuais mecanizadas**. Curitiba, acarpa, 1984.

MERTEN, G.H.; MINELLA, J.P.G. **Integração dos enfoques do processo de erosão hídrica**. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 14. Cuiabá-MT. Anais... Cuiabá: UFMT. 1 CD-ROM. 2002.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. **Where do channels begin?** Nature, v.336, n.17, p.232-234. 1988.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. Source areas, drainage density, and channel initiation. **Water Resources Research**, v.25, n.8, p.1907-1918. 1989.

MONTGOMERY, D.R. **Channel initiation and landscape evolution**. Unpublished Ph.D. Dissertation, University of California, Berkeley, 421p. 1991.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. Channel initiation and the problem of landscape scale, **Science**, 255, p.826-830. 1992.

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

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. In: KIRKBY, M.J. (Ed.). Process models and theoretical geomorphology. **J. Wiley**, p.221-246. 1994.

MONTGOMERY, D.R.; SULLIVAN, K.; GREENBERG, H.M. Regional test of a model for shallow landslides. **Hydrological Processes**, 12: 943-955. 1998.

MONTGOMERY, D.R.; SCHMIDT, K.M.; GREENBERG, H.; DIETRICH, W.E. Forest clearing and regional landsliding. **Geology** 28, p.311-314. 2000.

MOTA, A.A. **Avaliação da Dinâmica da Água na Zona Vadosa em Solos de Diferentes Usos com o Modelo Hydrus-1D**. 33p. Monografia (Conclusão do curso de Engenharia Sanitária e Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2010.

- NOGAMI, J.S.; VILLIBOR, D.F. Soil Characterization of Mapping Units for Highway Purposes in Tropical Areas. **Bul. of the Inter. Associ. of Engineering Geology**, Krefeld, n.19, p.196-199. 1979.
- NOGAMI, J.S.; VILLIBOR, D.F. **Identificação Expedita dos Grupos da Classificação MCT para Solos Tropicais**. In: X COBRANSEF, vol.4, Foz do Iguaçu-PR. 1994.
- NOGAMI, J.S.; VILLIBOR, D.F. **Pavimentação de Baixo Custo com Solos Lateríticos**. Editora Vilibor, São Paulo, 240p. 1996.
- O'LOUGHLIN, E.M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, v.22, n.5, p.794-804. 1986.
- PINTO, C.S. **Curso Básico de Mecânica dos Solos**. São Paulo: Oficina de textos. 247p. 2000.
- PEJON, O.L. **Mapeamento Geotécnico de Piracicaba. 1:100.000: Estudo de Aspectos Metodológicos de Caracterização e de Apresentação dos Atributos**. 244p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Universidade de São Paulo, São Carlos. 1992.
- POTTER, M.; WIGGERT, D. Mecânica dos fluidos. **Thomson**, São Paulo. 2004.
- PREFEITURA MUNICIPAL DE RIO NEGRINHO. Informações gerais. Disponível em: <<http://www.rionegrinho.sc.gov.br/caracteristicas.htm>>. Acesso em: 10 de julho de 2006.
- RAMIDAN, M.A.S. **Estudo de um Processo de Voçorocamento próximo a UHE de Itumbiara-GO**. 242p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica, RJ. 2003.
- RANZINE, M.; LIMA, W.P. Comportamento hidrológico, balanço de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com Eucalyptus, no Vale do Paraíba, SP. **Scientia Florestalis**, v.61, p.144-159. 2002.
- RENARD, K.G.; FOSTER, G.A.; WEESIES, G.A.; McCOLL, D.K. Predicting Soil Erosion by Water: **A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. Washington: U.S.D.A. 440p. 1997. (Agriculture Handbook n.703.)
- RIBEIRO, S.L. **Aplicação do sistema de informação geográfica nacional ao estudo de erosão dos solos por meio do modelo EUPS na microbacia hidrográfica do Ribeirão Araquá-SP**. Dissertação

(Mestrado em Geografia). Universidade de São Paulo, Rio Claro. 2000.

RIBEIRO, S.C.; CHAVES, H.M.L.; JACOVINE, L.A.G.; SILVA, M.L. Estimativa do abatimento de erosão aportado por um sistema agrossilvipastoril e sua contribuição econômica. **Revista Árvore**. v.31, n.2. Viçosa. 2007.

SALOMÃO, F.X.T. **Controle e Prevenção dos Processos Erosivos**. In: Erosão e Conservação dos Solos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.229-267. 1999.

SANTA CATARINA. Secretaria de Estado da Agricultura e Abastecimento. **Manual de uso, manejo e conservação do solo e da água: projeto de recuperação, conservação e manejo dos recursos naturais em microbacias hidrográficas**. 2 ed. Florianópolis: EPAGRI, 384p. 1994.

SANTA CATARINA-Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. **Atlas de Santa Catarina**. Florianópolis: GAPLAN/SUEGI; Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, il., mapas. 173p. 1986.

SANTOS, I. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais-PR**. 93p. Dissertação (Mestrado em Agronomia). Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2001.

SANTOS, I. **Monitoramento e Modelagem de Processos Hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. 167p. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2009.

SCS. SOIL CONSERVATION SERVICE, **Guides for erosion and sediment control**. 1977.

SHIVA, V.; BANDYOPADHYAY, J. **Inventário ecológico sobre a cultura do eucalipto**. Belo Horizonte: Comissão Pastoral da Terra de Minas Gerais, 112p. 1991.

SILVA, L.C.; BORTOLUZZI, C.A. (Org). **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: 11º Distrito do Departamento Nacional de Produtos Minerais, Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência Tecnológica, Minas e Energia. 1987.

STEIN, D. P.; DONZELLI, P. L.; GIMENEZ, A. F. PONÇANO, W. L. LOMBARDI NETO, F. Potencial de erosão laminar, natural e antrópico na Bacia do Peixe-Paranapanema. **Anais do IV Simpósio Nacional de Controle de Erosão**. Marília-SP, p.105-135. 1987.

- TOEBES, C.; OURRYVAEV, V. Representative and experimental basins: an international guide for research and practice. **Haarlem**: UNESCO, 348p. 1970.
- TSUKAMOTO, Y.; MINEMATSU, H. Hydrogeomorphological characteristics of a zero-order basin. Proceedings, Symposium on Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. IAHS Publication 165, **Internati. Assoc. of Hydrol. Sciences**: Wallingford, p.61-70. 1987.
- TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 669p. 1998.
- UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro-SP. Material Didático: arquivos de transparências (CD), 1999. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/interacao/inter08b.html>. Acesso em: 21 de agosto de 2009.
- VILAR, O.M.; PRANDI, E.C. Erosão dos solos. **In: Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica. Solos do interior de São Paulo**. São Carlos: ABMS/USP. p.177-206. 2003.
- WARD, A.D.; TRIMBLE, S.W. **Environmental Hydrology**. 2.ed. Boca Raton: CRC/Lewis. 475p. 2004.
- WISCHMEIER, W.H. Use and misuse of the universal soil loss equation. **In: Soil erosion: prediction and control. Proceedings of a National Conference on Soil Erosion**. Purdue University, EUA. 1976.
- WISCHMEIER, W.H.; JOHNSON, C.B.; CROSS, B.V. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. **Journal of Soil and Water Conservation**, v.26, p.189-193. 1971.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: guide for selection of practices for soil and water conservation. Washington: USDA. **Agriculture Handbook n.282**. 47p. 1965.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. Predicting soil erosion losses: a guide to conservation planning. Washington: USDA, **Agriculture Handbook n.537**. 58p. 1978.
- YOHO, N.S. Forest management and sediment production in the south; a review. **South. J. of applied forest**, v.4, n.1, p.27-36. 1980.

ANEXOS

Anexo 1. Laudo de Análise de Solo – CIDASC



GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA
SECRETARIA DE ESTADO DA AGRICULTURA E DESENVOLVIMENTO RURAL
COMPANHIA INTEGRADA DE DESENVOLVIMENTO AGRÍCOLA DE SANTA CATARINA
Laboratório Físico Químico e Biológico



LAUDO DE ANÁLISE	
SOLO	
Nº 2038/ 2007	
Interessado.....:	ÂNGELA GRANDO
Município interessado:	RIO NEGRINHO
Remetente.....:	EM MAOS
Localidade.....:	SEDE
Município remetente..:	FLORIANOPOLIS
Endereço remetente ..:	FAZENDA
Material.....:	SOLOS
Recebimento.....:	31/5/2007

Determinação	3159/PD10		3160/PD20		3161/R10		3162/R20		Unidade
	Res	Ref	Res	Ref	Res	Ref	Res	Ref	
Textura	22.00	Classe 3	26.00	Classe 3	24.00	Classe 3	18.00	Classe 4	% Argila
pH	4.30	Muito baixo	3.90	Muito baixo	4.20	Muito baixo	3.70	Muito baixo	
Índice SMP	5.20		4.30		4.50		4.00		
Fósforo	3.40	Muito Baixo	5.30	Baixo	5.30	Baixo	7.70	Baixo	ppm
Potássio	40.00		42.00		61.00		57.00		ppm
Mat.Orgânica	1.40	Baixo	3.60	Médio	6.80	Alto	>10.00	Alto	%(m/v)
Alumínio	2.40		6.20		4.10		4.60		cmol/l
Cálcio	0.30	Baixo	0.20	Baixo	0.70	Baixo	1.70	Baixo	cmol/l
Magnésio	0.10	Baixo	0.10	Baixo	0.30	Baixo	0.40	Baixo	cmol/l
Sódio	25.00		25.00		27.00		28.00		ppm
H + Al	10.93		30.72		24.41		43.35		cmol/l
Soma Bases-S	0.61	Baixa	0.62	Baixa	1.28	Baixa	2.37	Baixa	cmol/l
CTC	11.54	Alta	31.24	Alta	25.69	Alta	45.72	Alta	cmol/l
Saturação Bases-V	5.29	Muito Baixa	1.66	Muito Baixa	4.98	Muito Baixa	5.18	Muito Baixa	%

Obs: Interpretação conforme recomendações de adubação e calagem para os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, SBCS - Núcleo Regional Sul / EMBRAPA-CNPq, 2004.

Para as determinações pH, CaCl₂, S, CTC, V, cf. Boletim Técnico n. 31 - Emater/Paraná.

FLORIANOPOLIS, 25 de junho de 2007

Clovis Goulart de Bem
Responsável pela análise
CRQ-13-15100011