

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

WAGNER DE AGUIAR

**ESTIMATIVA DE TAXAS DE DENUDAÇÃO MECÂNICA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO QUATORZE (PR) PELA ANÁLISE DE SÓLIDOS EM
SUSPENSÃO**

Francisco Beltrão

2012

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

WAGNER DE AGUIAR

**ESTIMATIVA DE TAXAS DE DENUDAÇÃO MECÂNICA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO QUATORZE (PR) PELA ANÁLISE DE SÓLIDOS EM
SUSPENSÃO**

Dissertação apresentada como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geografia do Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Geografia, Área de Concentração “Produção do Espaço e Meio Ambiente” da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus de Francisco Beltrão.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani

Francisco Beltrão

2012

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ESTIMATIVAS DE TAXAS DE DENUDAÇÃO MECÂNICA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO QUATORZE (PR) PELA ANÁLISE DE SÓLIDOS EM
SUSPENSÃO

Autor: Wagner de Aguiar

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani

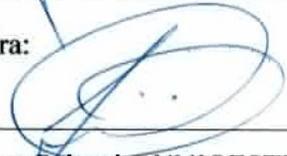
Este exemplar corresponde à redação final da
Dissertação defendida por Wagner de Aguiar e
aprovada pela comissão julgadora.

Data: 27/02/2012

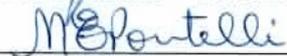
Assinatura:



Comissão Julgadora:



Prof. Dr. Julio Cesar Paisani – UNIOESTE/ F.B



Prof. Dra. Marga Eliz Pontelli - UNIOESTE/ F.B



Prof. Dr. Julio Caetano Tomazoni – UTFPR/ F.B

Catálogo na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas - UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão

Aguiar, Wagner de
A282 Estimativa de taxas de denudação mecânica da bacia hidrográfica do Rio Quatorze (PR) pela análise de sólidos em suspensão. / Wagner de Aguiar. – Francisco Beltrão, 2012.
106 f.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná – Campus de Francisco Beltrão.

1. Bacia hidrográfica. 2. Rio Quatorze - Francisco Beltrão - Sudoeste do Paraná. 3. Solos - Características. 4. Taxa de denudação mecânica. I. Paisani, Julio Cesar. II. Título.

CDD –551.48098162

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Julio Cesar Paisani pela excelente orientação teórica e prática deste trabalho e pela enorme disposição nos levantamentos de campo, conduzidos sempre com grande sabedoria e paciência.

Aos meus pais Rui Artur de Aguiar e Alcídia Justen de Aguiar por seus ensinamentos de humildade, honestidade, dignidade e perseverança.

A minha esposa Marcia Regina Senhorini por sua enorme compreensão, companheirismo e apoio psicológico.

Aos meus amigos pela motivação intelectual pela busca incessante do conhecimento.

Aos Professores componentes desta banca, Dra. Marga Eliz Pontelli e o Dr. Julio Caetano Tomazoni, pela disposição e contribuição para este trabalho.

Aos Professores, Dra. Rosana Cristina Biral Leme e Me. Juliano Andres, pelo apoio com empréstimos de equipamentos do Laboratório de Análise Ambiental e do Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto.

A todos os colegas que de maneira direta ou indireta contribuíram para este trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia pela oportunidade de acesso ao conhecimento.

RESUMO

ESTIMATIVA DE TAXAS DE DENUDAÇÃO MECÂNICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO QUATORZE (PR) PELA ANÁLISE DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO

O objeto de estudo deste trabalho é estimar as taxas de denudação mecânica para a bacia hidrográfica do rio Quatorze, nos setores do Alto Vale e da Foz do rio. A bacia está localizada no município de Francisco Beltrão, no Sudoeste do Paraná, drenando a margem esquerda do médio vale da bacia do rio Marrecas. O monitoramento a campo iniciou-se no mês de agosto de 2011, levantando-se dados diários de pluviosidade, de vazão e de concentração de sólidos em suspensão, nas seções dos canais drenados pelo Alto Vale e pela Foz do rio, para a obtenção das descargas sólidas em suspensão. Realizando-se na sequência levantamentos de solos em dez perfis distribuídos pela bacia, possibilitando a identificação das principais classes de solo (Neossolos regolítico, Cambissolos, Nitossolos e Latossolos) e a quantificação laboratorial dos parâmetros como densidade aparente e real, porosidade total e teor de finos (silte e argila). No período monitorado foi registrada pluviosidade diária, ocorrida no dia 19 de agosto, de 165 mm, provocando grandes picos de vazão e descarga de sólidos em suspensão, contribuindo para que a pluviosidade total do mês de agosto de 2011, 343 mm, atingisse o maior índice mensal, para os meses de agosto, dos últimos 37 anos, de acordo com dados fornecidos pela Estação Meteorológica de Francisco Beltrão. Reconhecendo-se que a maior fração pedológica removida pela força do escoamento superficial é composta pela lama (silte e argila), quantificou-se este parâmetro para os solos da bacia, obtendo-se um valor médio de 91,87%. A partir dos dados de descarga sólida em suspensão total (1.616,54 ton. no Alto Vale e 5.960,38 ton. na Foz) e da densidade aparente média ($1,05 \text{ g.cm}^{-3}$) dos perfis de solo, foram estimadas as taxas de denudação, para o mês de agosto de 2011, em 0,0419 mm no setor da bacia drenado pelo Alto Vale e 0,0527 mm no setor drenado pela Foz do rio. Resultados estes extrapolados para estimativas anuais, tendo como base as pluviosidades do período monitorado e das médias mensais dos anos de 1974 a 2010. Os desvios padrões das pluviosidades médias mensais, dos referidos anos, possibilitaram o estabelecimento de estimativas máximas e mínimas para as taxas de denudação anual. O setor do Alto Vale apresentou estimativa média de $0,2458 \text{ mm.ano}^{-1}$ podendo variar em uma faixa de $0,1069 \text{ mm.ano}^{-1}$ a $0,3848 \text{ mm.ano}^{-1}$, enquanto que o setor da Foz do rio apresentou estimativa média anual, mais elevada, de $0,3092 \text{ mm.ano}^{-1}$, podendo, no entanto, variar em uma faixa de $0,1344 \text{ mm.ano}^{-1}$ a $0,4840 \text{ mm.ano}^{-1}$.

Palavras-chaves: taxa de denudação mecânica, sólidos em suspensão, características físicas do solo, bacia hidrográfica do rio Quatorze.

ABSTRACT

ESTIMATE RATE OF MECHANICAL DENUDATION RIVER BASIN QUATORZE (PR) THE ANALYSIS OF SOLID SUSPENSION

The object of this paper is to estimate the mechanical denudation rates for the river basin Quatorze in the sectors of the upper valley and the mouth of the river. The basin is located in the municipality of Francisco Beltrão, in Paraná, draining the left bank of the middle valley of the river basin Marrecas. Monitoring the field began in August 2011, rising daily data of rainfall, flow and concentration of suspended solids in the sections of the channels drained the upper valley and the mouth of the river, to obtain the discharges suspended solids. Carrying out further surveys in ten soil profiles distributed throughout the basin, allowing the identification of the main soil classes (Regolithic Entisols, Inceptisols, Oxisols and Nitossolos) and the measurement of laboratory parameters such as density and real, total porosity and fines content (silt and clay). In the monitored period was recorded daily rainfall, which occurred on August 19, 165 mm, resulting in large peak flows and discharge of suspended solids, contributing to the total rainfall for the month of August 2011, 343 mm, reached the highest monthly index for the month of August, the last 37 years, according to data provided by the Meteorological Station of Francisco Beltrão. Recognizing that the largest fraction pedological removed by the force of runoff is composed of mud (silt and clay), this parameter was quantified for soils of the basin, yielding an average of 91.87%. From the data of total suspended solid discharge (1,616.54 tons. in the upper valley and 5960.38 tons. at the mouth) and the average density (1.05 g.cm^{-3}) of soil profiles were estimated denudation rates for the month of August 2011, 0.0419 mm in the sector of the basin drained by the upper valley and 0.0527 mm in the area drained by the mouth of the river. These results were extrapolated to annual estimates, based on the monitored period of rainfall and monthly average of the years 1974 to 2010. The standard deviations of the average monthly rainfall, for those years, enabled the establishment of maximum and minimum estimates for the annual rates of denudation. The sector of the upper valley had average estimate of $0.2458 \text{ mm.yr}^{-1}$ can vary over a range of $0.1069 \text{ mm.yr}^{-1}$ to $0.3848 \text{ mm.yr}^{-1}$, while the sector had the mouth of the river estimated annual average higher, $0.3092 \text{ mm.yr}^{-1}$ may, however, vary in a range of $0.1344 \text{ mm.yr}^{-1}$ to $0.4840 \text{ mm.yr}^{-1}$.

Keywords: mechanical denudation rate, suspended solids, soil physical characteristics, river basin Quatorze.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivos	15
1.1.1 Objetivo geral.....	15
1.1.2 Objetivos específicos	15
2 ÁREA DE ESTUDO	17
2.1 Localização da Bacia.....	17
2.2 Características Gerais	17
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1 Evolução do Relevo.....	20
3.1.1 Geoquímica das formações superficiais.....	20
3.1.2 Alteração da rocha e formação do solo.....	21
3.1.3 Ação morfogênética na esculturação do relevo	23
3.2 Hidrologia de Encosta	25
3.2.1 Precipitação.....	25
3.2.2 Bacia de drenagem como um sistema hidrogeomorfológico.....	26
3.2.3 Principais rotas de água nas encostas.....	27
3.2.4 escoamento superficial	27
3.3 Erosão Hídrica pelo escoamento Superficial Direto.....	29
3.4 Transporte de Sedimentos	30
3.4.1 Transporte de sedimentos na encosta.....	30
3.4.2 Transporte de sedimentos no canal do rio.....	31
3.5 Denudação	35
4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	38
4.1 Pontos de Coleta de Dados.....	38
4.2 Levantamentos Hidrológicos.....	39
4.2.1 Pluviosidade.....	39
4.2.2 Vazão	40
4.2.3 Separação do escoamento superficial	47
4.3 Levantamentos sedimentométricos	48
4.3.1 Amostragem.....	48

4.3.2	Quantificação laboratorial das concentrações de sólidos em suspensão	50
4.3.3	Descarga de sólidos em suspensão diária	51
4.3.4	Curva-chave de sedimentos	52
4.4	Levantamento Morfométrico da Bacia.....	52
4.5	Levantamento de Perfis de Solos	53
4.5.1	Cor.....	54
4.5.2	Estrutura.....	54
4.5.3	Densidade Aparente (g.cm^{-3})	54
4.5.4	Densidade Real (g.cm^{-3}).....	54
4.5.5	Porosidade total.....	55
4.5.6	Teor de finos (silte e argila).....	55
4.6	Estimativa da Taxa de Denudação	56
4.6.1	Estimativa da taxa de denudação para o mês de agosto de 2011.....	56
4.6.2	Estimativa das taxas de denudação anual	57
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	59
5.1	Levantamentos Hidrológicos.....	59
5.1.1	Pluviosidade.....	59
5.1.2	Vazão	60
5.2	Levantamentos Sedimentométricos.....	67
5.2.1	Concentração de sólidos em suspensão	67
5.2.2	Descarga de sólidos em suspensão	69
5.3	Levantamento de Perfis de Solos	75
5.3.1	Descrição morfológica dos perfis de solo.....	75
5.3.2	Densidade aparente	79
5.3.3	Densidade real.....	80
5.3.4	Porosidade.....	81
5.3.5	Teor de finos (silte e argila).....	81
5.4	Estimativa das Taxas de Denudação	82
5.4.1	Estimativa das taxas de denudação para o mês de agosto de 2011.....	83
5.4.2	Estimativa das taxas de denudação anual	83
5.5	Estimativa da Taxa de Denudação versus Uso do Solo da Bacia	86
6	CONCLUSÕES	87
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89
	APÊNDICE A	94

APÊNDICE B.....95
APÊNDICE C..... 103

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – (A) localização da bacia do rio Marrecas no estado do Paraná; (B) localização da bacia do rio Quatorze na bacia do rio Marrecas; (C) Bacia do rio Quatorze com a distribuição da rede hidrográfica.	17
Figura 2 – Uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do rio Quatorze.	19
Figura 3 – Caminhos da água na encosta.	27
Figura 4 – Diagrama de Hjulstrom.	32
Figura 5 – Distribuição da velocidade de fluxo, concentração de sedimentos e descarga sólida, na seção transversal do curso d’água.	33
Figura 6 - Relação entre os fatores que contribuem para estabelecer um equilíbrio estável num canal de rio.	34
Figura 7 – Localização dos pontos de coleta na bacia do rio Quatorze.	38
Figura 8 – Estação meteorológica instalada na bacia do rio Quatorze.	39
Figura 9 – Molinete fluviométrico universal de Newton utilizado nas medidas de velocidade de fluxo.	41
Figura 10 – Exemplo da influência das áreas das verticais de coleta.	42
Figura 11 – Medida de velocidade fluxo com molinete fluviométrico com haste a vau.	44
Figura 12 – Seção transversal do canal no ponto de coleta no Alto Vale do rio Quatorze.	44
Figura 13 – Guincho utilizado para auxiliar as medidas de velocidade de fluxo com molinete fluviométrico de cima da ponte.	45
Figura 14 – Seção transversal do canal de coleta na Foz do rio Quatorze.	46
Figura 15 – Método de separação gráfica.	47
Figura 16 – Amostragens de sólidos em suspensão. (a) Coletor de garrafa plástica manual. (b) Coletor de garrafa plástica adaptado a um guincho.	49
Figura 17 - Exemplo de amostragem pelo método de igual incremento de largura.	49
Figura 18 – Composição das amostragens de água das verticais de coleta no canal.	50
Figura 19 – Localização dos perfis de solo levantados na bacia do rio Quatorze.	53
Figura 20 – Esquema de determinação do teor de finos.	55
Figura 21 – Distribuição temporal das pluviosidades diárias e acumulada total do mês de agosto de 2011 na bacia do rio Quatorze.	59
Figura 22 – Totais pluviométricos mensais para os meses de agosto de 1974 a 2010.	60
Figura 23 – Resposta das vazões à pluviosidade na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.	61

Figura 24 – Curva-chave de vazão na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.	62
Figura 25 – Resposta das vazões à pluviosidade na seção do canal na Foz do rio Quatorze...	63
Figura 26 – Curva-chave de vazão na seção do canal na Foz do rio Quatorze.	63
Figura 27 – Identificação dos volumes escoados superficialmente. (a) Hidrograma da seção do canal no Alto Vale. (b) Hidrograma da seção no canal na Foz do rio Quatorze.	66
Figura 28 – Relação entre a concentração de sólidos em suspensão e a vazão na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.	68
Figura 29 – Relação entre carga de sólidos em suspensão e a vazão na seção do canal na Foz do rio Quatorze.	69
Figura 30 – Relação entre as descargas de sedimentos em suspensão e as vazões na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.	70
Figura 31 – Curva-chave de sedimentos em suspensão na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.....	70
Figura 32 – Relação entre as descargas de sedimentos em suspensão e as vazões na seção do canal na Foz do rio Quatorze.	71
Figura 33 – Curva-chave de sedimentos na seção do canal na Foz do rio Quatorze.....	72
Figura 34 – Locação dos pontos, levantados em campo na Bacia Hidrográfica do Rio Quatorze, no mapa de solos IAPAR/EMBRAPA (2006).....	76
Figura 35 – Descrição morfológica do perfil RQ1 – Neossolo Regolítico.	77
Figura 36 – Descrição morfológica do perfil RQ3 – Cambissolo.	77
Figura 37 – Descrição morfológica do perfil RQ4 – Latossolo.	78
Figura 38 – Descrição morfológica do perfil RQ9 – Nitossolo.....	78
Figura 39 – Pluviosidades médias mensais de 1974 até 2010.....	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Volumes das amostras coletadas de acordo com a concentração esperada.	50
Tabela 2 – Quantificação dos escoamentos superficiais na bacia do rio Quatorze.	65
Tabela 3 – Vazões e concentrações de sólidos em suspensão no rio Quatorze.	73
Tabela 4 – Descargas de sólidos em suspensão promovidas pelo regime perene do canal e pelo escoamento superficial na bacia do rio Quatorze.	74
Tabela 5 – Classes de solos identificadas nos perfis levantados na bacia do rio Quatorze.	75
Tabela 6 – Densidades aparentes dos solos nos perfis distribuídos na bacia do rio Quatorze.	79
Tabela 7 – Densidades reais dos solos nos perfis distribuídos na bacia do rio Quatorze.	80
Tabela 8 – Porosidades médias dos perfis de solo distribuídos na bacia do rio Quatorze.	81
Tabela 9 – Teor médio de finos (silte + argila) de cada perfil de solo levantado na bacia do rio Quatorze.	82
Tabela 10 – Volume de solo perdido na bacia do rio Quatorze no período monitorado.	83
Tabela 11 – Estimativa da denudação na bacia do rio Quatorze no período monitorado.	83
Tabela 12 – Estimativas das taxas de denudação mensais e anual.	84
Tabela 13 – Descargas sedimentares em bacias de diferentes dimensões no Espinhaço Meridional/MG.	85

1 INTRODUÇÃO

É reconhecido que a esculturação do relevo é dependente de dois processos básicos. De um lado a pedogênese, ou formação dos solos, e dos materiais alterados da rocha matriz, que funcionam como área fonte de sedimentos. De outro lado o processo de erosão, transporte e deposição de sedimentos, mais conhecido como morfogênese. A intensidade dos processos de pedogênese e morfogênese, juntamente com as condicionantes climáticas, definem as características de uma determinada região morfoclimática. O conhecimento, entretanto, dos agentes atuantes na evolução do relevo, conduzidos pelos processos erosivos e intempéricos, tem grande importância no entendimento da dinâmica de construção da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A pluviosidade tem grande importância sobre os processos geomorfológicos, atuando principalmente através da força erosiva do escoamento superficial, quando a capacidade de infiltração da água no solo é superada pela intensidade da chuva. O escoamento superficial é o principal responsável pela retirada e transporte de sedimentos da encosta até o canal de drenagem das bacias hidrográficas (GUERRA e CUNHA, 2005).

Os sedimentos erodidos das encostas são geralmente transportados em suspensão pelo fluxo turbulento da água, necessitando-se de grande energia para manutenção de partículas grossas em suspensão, e de energias menores para manutenção de partículas finas (silte e argila). Os sedimentos transportados em suspensão são carregados na mesma velocidade em que a água se desloca, enquanto a turbulência for suficiente para mantê-los em suspensão (TUCCI, 2009).

O conjunto formado pelos processos de intemperismo, erosão e transporte de sedimentos, que agem no rebaixamento das elevações da superfície terrestre, é conhecido como denudação. A denudação ocorre principalmente através da erosão mecânica das frações finas do solo, formadas por silte e argila, tendo em vista a maior facilidade de transporte destes sedimentos em suspensão, pelo escoamento superficial nas encostas e dentro dos canais de drenagem (CARVALHO, 2008).

O presente trabalho, portanto, tem como objeto de estudo a estimativa de taxas de denudação anuais, promovidas mecanicamente pelo movimento da água encosta abaixo, através do escoamento superficial. As estimativas têm como base a quantificação das descargas sólidas em suspensão ocorridas nos setores drenados pelo Alto Vale e pela Foz do rio Quatorze, no período do mês de agosto de 2011, e das características físicas dos perfis de solo levantados a campo na bacia, estimando taxas de denudação para este período. As

estimativas anuais das taxas de denudação, entretanto, levam em consideração a extrapolação dos dados obtidos para o período monitorado, com base no tratamento estatístico dos dados de pluviosidades médias mensais dos anos de 1974 a 2010, apresentados pela Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, fornecidos pelo Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR).

No capítulo dois, é apresentada a área objeto deste estudo, a bacia hidrográfica do rio Quatorze, localizada no município de Francisco Beltrão/PR, a distribuição espacial da sua rede de drenagem e a localização dos pontos de coleta no Alto Vale e na Foz do rio.

No capítulo três, foi realizada uma revisão bibliográfica, que buscou embasamento teórico e científico para entendimento dos processos envolvidos na denudação das superfícies terrestres e justificativas deste trabalho.

No capítulo quatro, estão apresentados todos os procedimentos metodológicos adotados para a estimativa de taxas de denudação mecânica na bacia hidrográfica do rio Quatorze.

No capítulo cinco, encontram-se apresentados e discutidos os resultados obtidos no processo de investigação a que se objetiva este trabalho.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo geral

Estimar as taxas de denudação anuais para os setores do Alto Vale e da Foz da bacia hidrográfica do rio Quatorze.

1.1.2 Objetivos específicos

- ✓ Compreender a dinâmica entre pluviosidade, hidrologia de encosta e as taxas de denudação.
- ✓ Trabalhar estatisticamente dados de pluviosidade obtidos pela Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, de 1974 a 2010.
- ✓ Identificar as vazões geradas pelo escoamento superficial e subterrâneo.
- ✓ Compreender a dinâmica de transporte de sedimentos pelo canal do curso d'água.
- ✓ Quantificar as descargas de sólidos em suspensão, através dos dados levantados de concentração de sólidos em suspensão e de vazões.

- ✓ Levantar em campo as características morfológicas dos solos da bacia hidrográfica do rio Quatorze.
- ✓ Quantificar as estimativas de taxas de denudação média, máxima e mínima nos setores drenados pelo Alto Vale e pela Foz do rio Quatorze.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização da Bacia

O presente trabalho foi desenvolvido na bacia hidrográfica do rio Quatorze, município de Francisco Beltrão, região Sudoeste do Paraná (Figura 1).

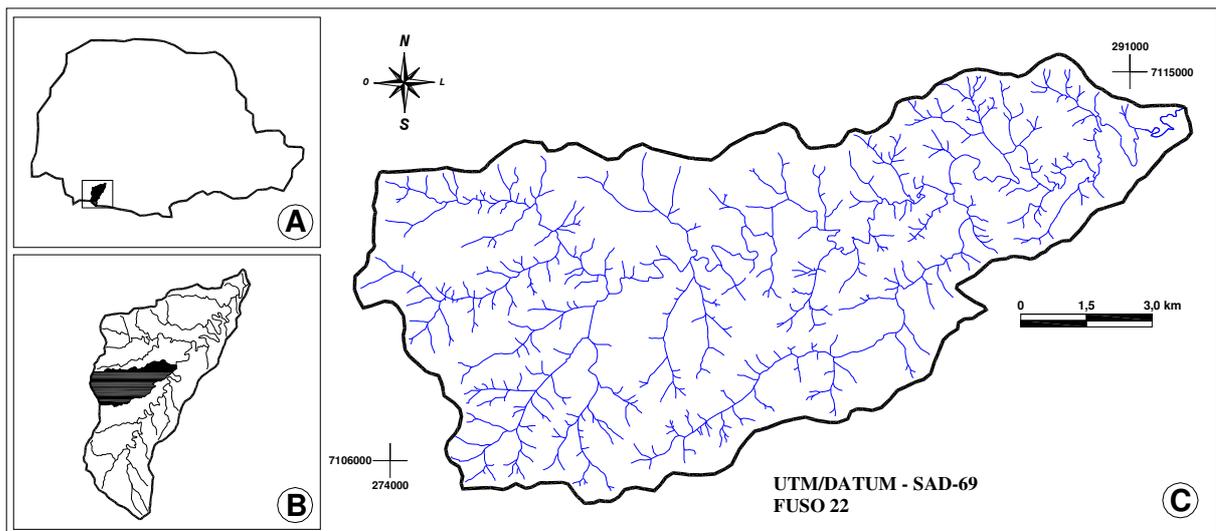


Figura 1 – (A) localização da bacia do rio Marrecas no estado do Paraná; (B) localização da bacia do rio Quatorze na bacia do rio Marrecas; (C) Bacia do rio Quatorze com a distribuição da rede hidrográfica.

A bacia do rio Quatorze drena a margem esquerda do rio Marrecas, em seu médio curso, e possui área de 10.775,92 ha (MARQUES, 2010). A altitude máxima é de 930 m, no divisor oeste da bacia, enquanto a altitude mínima aproxima-se de 570 m, junto à confluência do rio Quatorze com o rio Marrecas (PONTELLI e PAISANI, 2008). A localização geográfica da bacia do rio Quatorze está inserida no fuso UTM 22, meridiano central 51° de longitude oeste, entre as coordenadas planas X 273.000 e 293.000, e Y 7.105.000 e 7.116.000.

2.2 Características Gerais

A região Sudoeste do Paraná é formada por derrames vulcânicos que deram origem a rochas básicas e ácidas, constituindo a Formação Serra Geral (SCHNEIDER, 1974). Segundo Nardy *et al.* (2002) o ápice teria ocorrido a 132 milhões de anos, inundando a Bacia do Paraná, recobrando 75% de toda a sua superfície, no qual se estabeleceu o Terceiro Planalto

Paranaense. Esta unidade geomorfológica tem seus relevos, como resultados das rochas formadoras, derivadas dos derrames, e das condições de intemperismo locais.

A influência do relevo na formação dos diferentes tipos de solo não depende simplesmente da declividade, mas de uma relação da rocha matriz com a drenagem, entre outros fatores (SILVA *et al*, 2011). No Sudoeste do Paraná, o substrato rochoso, tem pouca variação em uma única vertente. Latossolos ocupam as áreas do relevo estáveis; o Neossolo associado ao afloramento da rocha em áreas declivosas; Nitossolos e Chernossolos estão em porções intermediárias das encostas; Cambissolos em áreas mais acidentadas; os neossolos em área de topografia extremamente movimentada; e os hidromórficos geralmente ocupam as partes depressionais da paisagem (IAPAR / EMBRAPA, 2006; TOMAZONI e GUIMARÃES, 2008).

A bacia do rio Quatorze e o Sudoeste do Paraná estão inseridos na região fitogeográfica denominada Floresta Ombrofila Mista, característica de regiões úmidas (LEITE e KLEIN, 1990). Também conhecida como Floresta de Araucária, devido à dispersão natural da espécie *Araucária angustifolia*. Esta espécie é conhecida como Pinheiro do Paraná e encontra-se ameaçada de extinção, devido à exploração antrópica de sua madeira, de grande interesse econômico.

A bacia hidrográfica do rio Quatorze apresenta área total de 10.775,92 ha, dividida entre áreas de lavoura de culturas sazonais com 1.698,40 ha (15,76%), ocupando áreas de baixa declividade; pastagens naturais e cultivadas ou campos com 6.089,84 ha (56,51%), ocupando áreas do relevo com baixa, média e alta declividade; florestas de espécies nativas e de exóticas comerciais com 1.963,64 ha (18,22%), ocupando todos os tipos de relevo da bacia; solos expostos com 991,00 ha (9,20%), somando as áreas de lavoura preparadas para o plantio; e lâminas d'água formando reservatórios (açudes ou lagos) com 33,04 ha (0,31%), ocupando principalmente os fundos de vale, distribuídos sobre toda bacia (Figura 2).

O clima predominante na região Sudoeste do Paraná, área onde se encontra a bacia hidrográfica do rio Quatorze, de acordo com a classificação climática de Köppen é do tipo Cfa, cujas letras indicam: “C” clima mesotérmico temperado, “f” chuvas bem distribuídas durante todo o ano e “a” verões quentes (MAACK, 1981). A pluviosidade para a região de Francisco Beltrão apresenta variação entre 1800 mm e 2500 mm, e a temperatura varia de 18°C a 20°C (IAPAR, 2011).

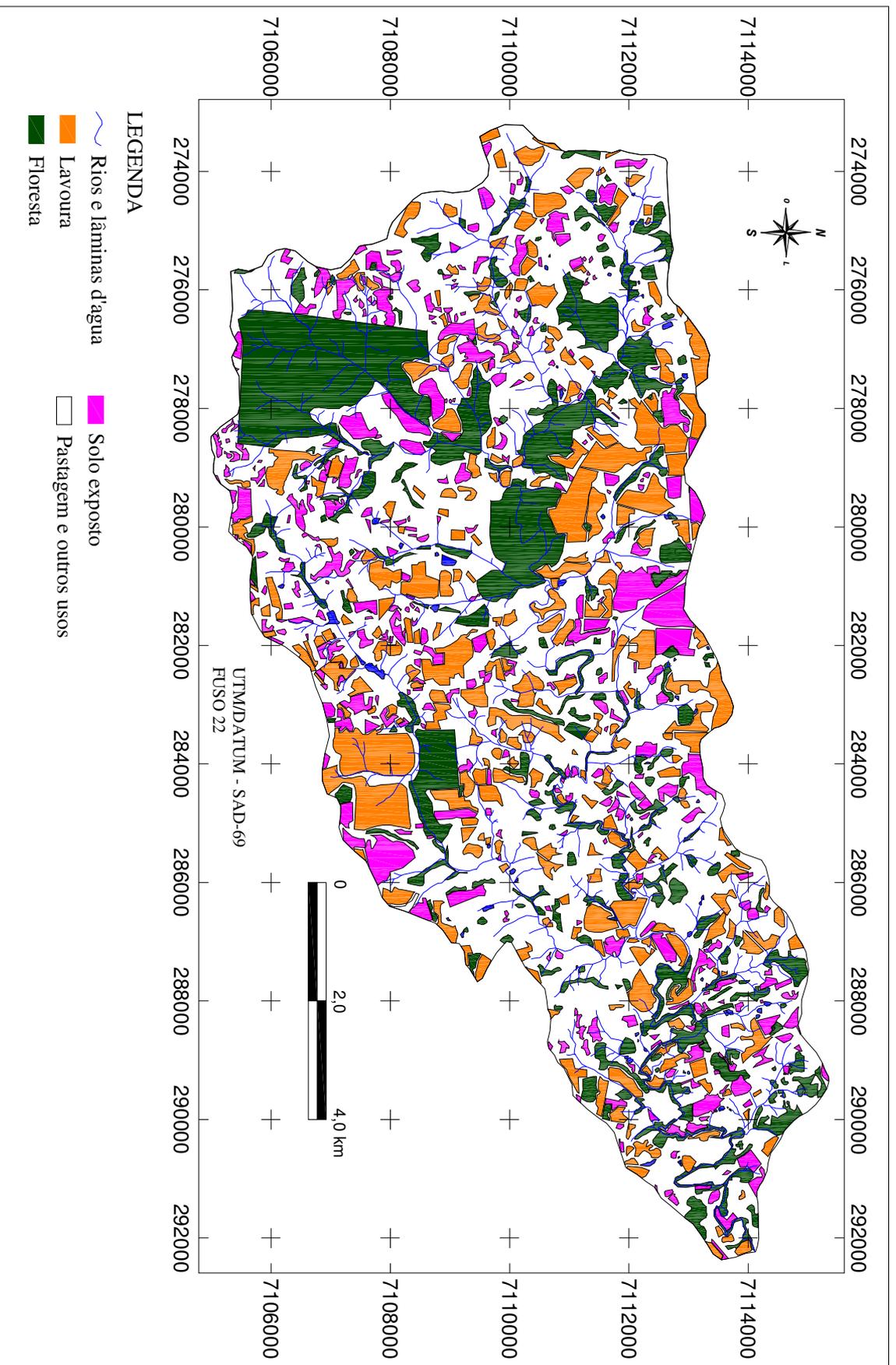


Figura 2 – Uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do rio Quatorze (adaptado de MARQUES, 2010).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Evolução do Relevo

A esculturação das formas de relevo depende basicamente de dois processos, a pedogênese, que consiste no processo geoquímico de formação dos materiais alterados da rocha e dos solos, e a morfogênese, que é o processo de modelamento do relevo através de fatores climáticos como a chuva e a temperatura. As intensidades de atuação destes processos determinam a dinâmica das variadas formas de paisagens existentes em nosso planeta (CHRISTOFOLETTI, 1980).

3.1.1 Geoquímica das formações superficiais

A geoquímica é a ciência que estuda as características físico-químicas dos materiais que compõem as formações superficiais desde a rocha matriz até o solo, bem como toda a dinâmica de interações químicas entre os diferentes compostos na formação e alteração destes materiais constituintes da crosta terrestre, como os processos de oxidação e hidrólise através do intemperismo químico ou mecânico, desagregando as rochas em partículas menores, como os minerais (ROSA, MESSIAS e AMBROZINI, 2003).

Os minerais constituintes das rochas, dos materiais alterados e dos solos, entretanto, são formados por diferentes elementos e compostos químicos, como metais, não metais, sulfetos, sais, óxidos, hidróxidos, carbonatos, silicatos, entre outros. Interagindo através de ligações químicas intramoleculares e intermoleculares. Estes materiais apresentam composição variada de minerais dependendo da disponibilidade, resistência mecânica, estabilidade química e o tempo de desenvolvimento. Em geral as rochas ígneas apresentam grande variedade de minerais, e as rochas sedimentares, materiais alterados e solos de baixa variedade, por já terem passado pelo processo de intemperismo com perdas de compostos químicos (SUGUIO, 2003).

Todo processo de alteração e composição das formações superficiais, inicia-se com o resfriamento do magma do interior da terra na superfície e a formação das rochas, que apresentam características físico-químicas específicas. Estas, interagindo com as condicionantes climáticas locais irão determinar a intensidade do intemperismo e consequentes propriedades destas formações, em determinados domínios morfoclimáticos (PAISANI, PONTELLI e ANDRES, 2008).

A composição química das rochas e dos materiais alterados determina fatores de grande importância na natureza, como a ocupação biótica, que é determinada pela composição física e química do substrato, determinando características biogeográficas de ocupação natural (TAVARES, 2005).

Segundo Castro e Nobrega (1974), as formações superficiais têm estreita relação entre o tipo de rocha matriz e os fatores climáticos que atuam na alteração desta rocha na formação de materiais alterados. O intemperismo químico, ou também conhecido como meteorização, é o principal agente atuante na alteração das rochas, tendo como principal reagente a água e os solúveis carregados por ela. Destacando-se como solúvel neste processo o ácido carbônico (H_2CO_3) derivado da dissolução do gás carbônico (CO_2) em água (H_2O).

Considerando que os processos de desagregação química ou as taxas de intemperismo das rochas sejam intensificados pelo maior contato com a água e pelo aumento da temperatura das reações, em regiões mais quentes e com maiores índices de pluviosidade, apresentam também maiores intensidades de atuação do intemperismo, e conseqüentemente maiores quantidades de materiais da rocha alterados (THOMAS, 1994).

Os fatores climáticos intensificam ou retardam os processos químicos de formação superficial, influenciando também outros tipos de intemperismo como o físico, no atrito causado pelos ventos, na desagregação das partículas por expansão e retração térmica. O intemperismo biológico, na produção de ácidos orgânicos, pela ação de microorganismos ou pela atuação de raízes das árvores. Processos estes relacionados à formação das superfícies através do intemperismo e da pedogênese, e da esculturação do relevo ou morfogênese (PAISANI e PONTELLI, 2010).

3.1.2 Alteração da rocha e formação do solo

Sabendo-se que o principal agente atuante na alteração das rochas é o intemperismo, este se divide em três processos basicamente. Os mecânicos ou físicos, desagregando pedaços da rocha maiores em menores. Os químicos através de reações que alteram a composição das rochas e dos minerais e formam novos compostos. E os biológicos que tem como agente ativo na degradação da rocha os organismos vivos, ora atuando através de compostos químicos formados em suas funções vitais, ora através de processos físicos ou mecânicos na fragmentação das rochas (CARNEIRO, GONÇALVES e LOPES, 2009).

O intemperismo mecânico ou físico ocorre quando forças rompem os materiais da rocha em frações menores, mas conservando a composição do material parental. Os processos

mecânicos são divididos basicamente em: ação do congelamento, onde a água repetidamente congela e descongela, dilatando-se e contraindo-se, em rachaduras e poros nas rochas, promovendo sua fragmentação; liberação da pressão, quando rochas formadas sob alta pressão são expostas a pressões menores, a pressão interna fragmenta a estrutura; expansão e contração termal, quando as rochas são aquecidas e resfriadas provocam fraturas em sua estrutura; e por organismos e intemperismo mecânico, quando organismos vivos como animais, vermes, plantas, e outros promovem a fragmentação das rochas (WICANDER e MONROE, 2009).

O intemperismo biológico sobre as rochas ocorre principalmente através de processos químicos, onde os ácidos orgânicos produzidos pelos organismos vivos reagem quimicamente com os compostos da rocha. É reconhecido que a principal contribuição deste processo seja de pequenos organismos como bactérias, minhocas, cupins, formigas e pequenos roedores. Entretanto, sabe-se a importância da atuação de organismos vivos através de processos físicos, como a ação de cunha das raízes de árvores, ou a escavação por animais, facilitando a ação dos processos de intemperismo químico e físico (SUGUIO, 2003).

O intemperismo químico também conhecido como meteorização ou decomposição do material parental, pode formar materiais neoformados com características diferentes daqueles que os formaram ou apenas causarem as perdas de elementos e compostos químicos. O intemperismo químico se divide basicamente nos seguintes processos: solução (dissolução), onde os íons componentes da rocha se dissolvem em água pura ou em composição ácida desestruturando o material; oxidação, quando os componentes da rocha, principalmente metais, são oxidados e combinados com o oxigênio formando os óxidos, ou hidróxidos na presença de água; a hidrólise, onde os íons hidrogênio (H^+) e hidroxila (OH^-) da água reagem com os compostos da rocha, substituindo os cátions e ânions, mudando quimicamente suas composições; e a acidólise onde o baixo pH da solução, solubiliza componentes da rocha de baixa mobilidade em pH mais elevados (WICANDER e MONROE, 2009).

A lixiviação ou dissolução, como um dos processos mais importantes do intemperismo químico, dos materiais da rocha, dependem, no entanto, da mobilidade de seus componentes. Compostos químicos de maior mobilidade serão os primeiros a serem removidos, dentre estes estão os cloretos (Cl^-), sulfatos (SO_4^{2-}) e alguns metais alcalinos (Na^+ e K^+) e alcalinos terrosos (Ca^{+2} e Mg^{+2}). Já os de menor mobilidade são os últimos a serem removidos, como os óxidos de silício (SiO_2), de ferro (Fe_2O_3) e de alumínio (Al_2O_3), permanecendo no material alterado, fornecendo indícios de sua evolução (CASTRO e NOBREGA, 1974).

Dentre as reações químicas na alteração das rochas, destacam-se as de hidrólise e acidólise, tendo em vista que o pH das soluções aquosas na natureza que entram em contato com a rocha, favorecem estes processos.

Na hidrólise o potencial hidrogeniônico (pH de 4 a 6) da solução possibilita a precipitação do alumínio na forma de hidróxido $[Al(OH)_3]$ e a eliminação do óxido de silício e das bases. A hidrólise pode ser total, quando todo o óxido de silício é eliminado, resultando no processo de alitização ou laterização bauxitizante, restando unicamente a gibsita. Ou parcial quando nem todo óxido de silício é eliminado, sendo parte combinado com o óxido de alumínio, resultando no processo de sialitização, formando os argilo-minerais 1:1 (monossialitização) e 2:1 (bissialitização) (PEDRO, 1969; CASTRO e NOBREGA, 1974).

Na acidólise o pH (<4) da solução solubiliza maior quantidade de alumínio do que de bases e destas do que óxido de silício, ocorrendo acúmulo de SiO_2 . A acidólise pode ser total, quando a solução é suficientemente ácida para que todo o alumínio seja eliminado, processo correspondente a podzolização. Ou parcial, quando a solução não é suficientemente ácida para eliminação de todo alumínio, processo correspondente a aluminossialitização (PEDRO, 1969; CASTRO e NOBREGA, 1974).

Outro processo geoquímico muito importante é o de laterização, resultando em produtos de intenso intemperismo. Classificados pelas quantidades de óxidos de silício, ferro e alumínio, compostos pouco extraídos pelo processo de intemperismo químico, devido suas baixas mobilidades, como citado acima. A laterização é resultado de um processo bastante longo de intemperismo que pode dar respostas quanto às evoluções paleoclimáticas, ajudando no entendimento da dinâmica de pedogênese e morfogênese das formações superficiais e do relevo (SCHELLMANN, 1981).

3.1.3 Ação morfogenética na esculturação do relevo

Os processos morfogenéticos são os responsáveis pela esculturação das formas de relevo, representando a ação da dinâmica ambiental externa sobre as vertentes ou encostas. Ocorrendo de maneira e intensidades diferentes dependendo da região, demonstram a importância que o fator climático assume no condicionante da esculturação do relevo, caracterizando os vários sistemas e regiões morfogenéticas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A água constitui um dos elementos físicos mais importantes na composição da paisagem terrestre, interligando os fenômenos da atmosfera aos da litosfera, através das chuvas, bem como um dos elementos químicos, atuando no intemperismo das rochas. A água

tem papel de grande importância como agente modelador do relevo da superfície terrestre, atuando principalmente através do escoamento superficial na erosão, controlando tanto a formação como o comportamento mecânico dos mantos de materiais alterados (GUERRA e CUNHA, 2005).

A erosão como agente degradante dos solos e de materiais alterados da rocha, bem como o intemperismo, e atuando analogamente com este, tem como agentes ativos três processos principais, os físicos, químicos e biológicos, na remoção de sedimentos e modelagem da paisagem. Apesar de o processo biológico ser interpretado como físico ou químico, e até mesmo todos os processos serem resumidos como físicos ou mecânicos, tendo em vista a predominância deste processo na remoção de sedimentos (SUGUIO, 2003).

Os processos físicos ou mecânicos de erosão são divididos principalmente em erosão pluvial, fluvial, eólica, marinha e glacial. Destacando-se a erosão pluvial ou hídrica superficial, gerada pela chuva, iniciada com o impacto da gota, desintegrando parcialmente os agregados do solo, que serão posteriormente transportados pelo escoamento superficial, quando excedida a capacidade de infiltração da água no solo (CARVALHO, 2008).

A medida que o solo é saturado, poças começam a se formar e é iniciado o escoamento superficial. Segundo Horton (1945 *apud* GUERRA, SILVA e BOTELHO, 1999), a remoção inicial de partículas pelo fluxo superficial é atribuída à força de cisalhamento exercida pelo *runoff*, a medida que este fluxo aumenta sua profundidade, encosta abaixo.

A erosão pluvial pode ocorrer em lençol ou laminar, desgastando uniformemente a camada superficial. Por escoamento difuso ou em sulcos, ravinas ou dedos, formando pequenos canais de escoamento. Por escoamento difuso intenso, ocorrendo o aprofundamento dos canais anteriores, carregando maior quantidade de sedimentos. Ou por escoamento concentrado, permitindo que os sulcos formados pouco a pouco sofram deslizamentos e desabamentos, terminando por formar as voçorocas (CARVALHO, 2008).

Apesar de aparentemente os processos mecânicos, como a erosão pluvial, comandarem o desenvolvimento das formas de relevo como na formação das cabeceiras de drenagem, é reconhecida a importância e contribuição dos fraturamentos dos substratos rochosos na condução de formação de unidades do relevo (AVELAR e COELHO NETTO, 1992 *apud* PAISANI, 1998).

A erosão ou *gliptogênese* (dos termos gregos *glyptós* = gravado + *gênesis* = geração) como o próprio nome indica grava sua marca sobre a paisagem da superfície terrestre, através da geração das diversas formas de relevo. Intensificados em regiões quentes e úmidas pela ação da água e da temperatura (SUGUIO, 2003).

Diante deste contexto, como tentativa de entender a evolução das formas de paisagens atuais, diversos autores a luz do conhecimento já acumulado, desenvolveram modelos teóricos para explicar a dinâmica dos processos envolvidos na evolução do relevo.

Bigarella e Ab' Saber foram os primeiros a reconhecer as influências das mudanças climáticas profundas na explicação da dinâmica da paisagem oriental do país. Para eles os pedimentos são feições morfológicas desenvolvidas durante períodos em que as condições climáticas favoreceram a operação de processos hidrodinâmicos e de meteorização específicas em períodos úmidos, interrompidos por processos de grande erosão mecânica em períodos semi-áridos (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965).

Buscando maior interação entre os processos de alterações pedogeoquímicas das rochas, com os processos de erosão superficiais ou morfogenéticos na modelagem do relevo, surge o conceito de *etchplanação*, desenvolvido por Willis (1936) e revolucionada a partir dos trabalhos de Büdel (1957, 1963, 1982), com o conceito de dupla superfície de aplainamento. Para ele ocorre uma “interação dialética” entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial. Onde os *fronts* de intemperismo atuando sobre diferentes materiais podem formar regiões com maiores profundidades de material alterado. A pedogênese promove a lixiviação dos componentes do solo, preparando-o para a erosão e para a morfogênese do relevo (VITTE, 2001).

Outro fator modelador do relevo é o fitogeográfico. Erhart (1966) em estudos nos solos lateríticos da floresta virgem da Ilha de Madagascar, observou cortes de alteração pedogenética de 30 metros de profundidade, composta por quartzo, caulinita e hidróxidos de ferro e alumínio. Observou também, que na floresta densa as águas dos rios eram límpidas e carregavam pouco ou nenhum sólido, e nas áreas desmatadas as águas eram barrentas, indicando que a floresta densa se comportava como um filtro que separava em duas fases, os produtos da pedogênese laterítica, a fase migradora e a residual, deixando claro o papel da cobertura do solo na minimização dos processos erosivos.

3.2 Hidrologia de Encosta

3.2.1 Precipitação

A precipitação é uma das componentes do ciclo hidrológico, sua formação está condicionada aos fatores climáticos, como circulação atmosférica dos ventos, umidade do ar, temperatura e transporte de energia na atmosfera, além de fatores geográficos como

topografia e localização. Formadas pelo processo de coalescência de agrupamento de minúsculas gotas de água que vencem a resistência do ar e precipitam na forma de granizo, orvalho, neblina, neve, geada, e principalmente de chuva (VILELLA e MATTOS, 1975).

A precipitação é um importante fator de controle do ciclo hidrológico e, portanto, de regulação das condições ecológicas e geográficas de uma determinada região. Os volumes de precipitações, seus regimes sazonais ou diários (distribuição temporal), sua abrangência territorial (distribuição espacial) e as intensidades de chuvas individuais (volume e duração) são algumas das características que afetam os trabalhos geomorfológicos e de formação do relevo nas bacias de drenagem (GUERRA e CUNHA, 2005).

3.2.2 Bacia de drenagem como um sistema hidrogeomorfológico

A bacia de drenagem é uma área da superfície terrestre que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída em comum, num determinado ponto de um canal fluvial. Os limites desta bacia de drenagem são conhecidos como divisores de águas. A bacia de drenagem, enquanto uma unidade hidrogeomorfológica, constitui um sistema que recebe impulsos energéticos das forças climáticas, e perde energia por meio da água e dos sedimentos exportados em seu ponto de saída. A organização interna do sistema, influencia as relações de entrada e saída destas energias (CHORLEY 1962 *apud* GUERRA e CUNHA, 2005).

As características físicas da bacia de drenagem são de grande importância em seu comportamento hidrológico, determinando o tempo de concentração definido como o tempo, a partir do início da precipitação, necessário para que toda bacia contribua na seção. O fator de forma que é a relação entre a largura média e o comprimento axial da bacia, que indica sua maior ou menor tendência para enchentes. Dentre outras características como área de drenagem, sistemas de drenagem, características do relevo (VILELLA e MATTOS, 1975).

A forma mais alongada da bacia hidrográfica indica que a precipitação pluviométrica sobre ela se concentra em diferentes pontos mais rapidamente, concorrendo para amenizar a influência da intensidade das chuvas sobre as variações das vazões nos cursos d'água, reduzindo as possibilidades de cheias (CARDOSO, 2006).

3.2.3 Principais rotas de água nas encostas

De acordo com Dunne (1978), a água percorre preferencialmente quatro caminhos nas encostas até chegar ao canal de drenagem (Figura 3). O primeiro corresponde ao escoamento superficial, decorrente de situações em que a intensidade das chuvas supera a capacidade de infiltração no solo, gerando o que se designou de fluxo superficial hortoniano. O segundo é o fluxo de base, onde o aumento da capacidade de infiltração permite a recarga do lençol freático, que produz este fluxo. O terceiro é conhecido como fluxo subsuperficial, onde a água percola lateralmente a uma pequena profundidade. O quarto corresponde ao fluxo superficial saturado, onde a água emerge do solo saturado e passa a escoar superficialmente.

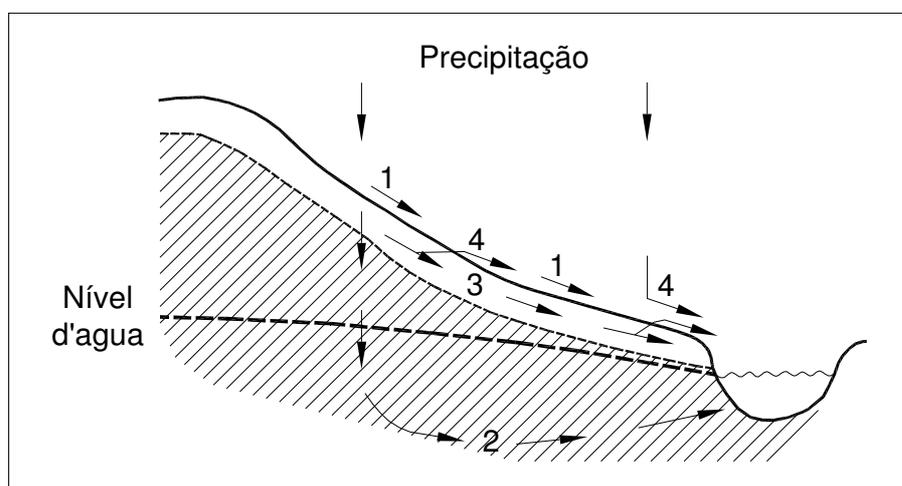


Figura 3 – Caminhos da água na encosta, baseado em Dunne (1978).

3.2.4 Escoamento superficial

De acordo com Canholi (2005), o escoamento superficial em uma encosta é o processo gerado pela parcela da chuva que supera a capacidade de infiltração do solo, também chamada de chuva excedente. Segundo Wanielista e Yousef (1993 *apud* CANHOLI, 2005), existem quatro conceitos básicos para estudar a parcela da água da precipitação que infiltra: a) razão de infiltração variável e específica do local; b) razão constante de infiltração; c) balanço de massa através do método racional; d) número de curva (CN) do Service Conservation Soil (SCS). Podendo assim, fornecer dados reais das parcelas da precipitação que escoam superficialmente, a partir de uma determinada chuva com intensidade específica.

Entretanto, de acordo com Paisani (1998), é entendido que o processo de escoamento superficial pode ser gerado por dois mecanismos diferentes, o escoamento por exceder a

capacidade de infiltração da água no solo (escoamento superficial hortoniano) e o escoamento gerado pela saturação de água no solo (escoamento superficial saturado).

A infiltração da água no solo é o fator condicionante do escoamento superficial e ela depende basicamente da porosidade, grau de saturação e declividade do terreno, este último facilitando o escoamento superficial pelo aumento da velocidade da água encosta abaixo, reduzindo seu contato com o solo e dificultando a infiltração (VILLELA e MATTOS, 1975).

O escoamento superficial, gerado a partir de uma determinada chuva, tem influência direta no hidrograma de vazão da seção de saída ou exutório, que drena determinada área delimitada por uma bacia ou uma cabeceira de drenagem. Promovendo alterações no volume de água drenado por determinada unidade de tempo, ocorrendo um aumento brusco da vazão no hidrograma, quando iniciada a contribuição do escoamento superficial, e o decréscimo na vazão do hidrograma, quando termina a contribuição do escoamento superficial. A partir deste princípio é possível a separação do escoamento superficial do escoamento subterrâneo (que ocorre em regime perene) através do método gráfico. Observando-se o hidrograma e identificando o início da contribuição do escoamento superficial, pela brusca subida da vazão no hidrograma, e o término ou recessão, pelo decréscimo da vazão no hidrograma e pela observação do tempo de concentração da última chuva (TUCCI, 2009).

De acordo com Vilella e Mattos (1975), o escoamento superficial sofre a influência de diversos fatores que podem intensificar ou não sua ocorrência. Estes fatores podem ser de natureza climática, relacionados à precipitação, ou de natureza fisiográfica, ligados às características físicas da bacia.

Dentre os fatores climáticos de influência sobre o escoamento superficial, destaca-se a intensidade e a duração das chuvas. Entendendo-se que quanto maior a intensidade da chuva mais rapidamente é superada a capacidade de infiltração, que terá seu volume excedente escoando superficialmente. Quanto à duração, maior serão as oportunidades de geração do escoamento superficial, quanto maiores forem as durações das chuvas, tendo em vista a saturação do solo. Outro fator climático importante de ser considerado são as precipitações antecedentes, que facilitam o escoamento superficial se o solo já estiver úmido, ocorrendo à saturação dos espaços vazios pela água mais rapidamente (VILELLA e MATTOS, 1975).

Dentre os fatores fisiográficos que influenciam o escoamento superficial, estão o uso e tipo do solo, relacionados à capacidade de infiltração da água, que podem intensificar ou retardar o escoamento superficial. A forma da bacia, onde nas mais alongadas geralmente possuem vertentes com maior declividade intensificando o escoamento superficial, ou as mais arredondadas, com menores declividades e escoamento superficial. A topografia é outro fator

e está relacionada com a declividade das encostas e conseqüentemente com a capacidade de geração de escoamento superficial (PORTO, ZAHED FILHO e SILVA, 1999).

3.3 Erosão Hídrica pelo Escoamento Superficial Direto

De acordo com Goudie (1995 *apud* GUERRA e MARÇAL, 2006), o volume total de erosão que ocorre em uma encosta é o resultado de processos geomorfológicos derivados da ação das gotas de chuva e do escoamento superficial difuso e concentrado, que, por sua vez, dependem de uma série de fatores. Esses englobam a erosividade da chuva e erodibilidade dos solos, as características das encostas, a cobertura vegetal e o uso e manejo do solo.

De acordo com Guerra e Cunha (2005), a erosividade da chuva está ligada principalmente ao total de chuva, a intensidade, o momento e a energia cinética total das gotas. Dentre estes a intensidade da chuva é o parâmetro mais importante, interferindo diretamente na energia da chuva e influencia o escoamento superficial, quando a capacidade de infiltração é excedida. Entretanto, devemos reconhecer a importância do total de chuva, tendo em vista que mesmo que esta ocorra com baixa intensidade durante longos períodos de tempo, favorece o escoamento superficial e a perda de coesão do solo, promovendo maior erosão.

As propriedades do solo são de grande importância nas considerações sobre erosão, juntamente com outros fatores, determinam a maior ou menor suscetibilidade à erosão. Entre estas propriedades pode-se destacar: textura, densidade aparente, porosidade, teor de matéria orgânica, teor e estabilidade dos agregados e o pH do solo. Além do conhecimento das propriedades é necessário levar em consideração que elas não são estáticas e evoluem no tempo, alterando suas características (GUERRA e CUNHA, 2005).

Apesar de aparentemente os processos de erosão mecânica promovidas pelo escoamento superficial comandarem o desenvolvimento do relevo, a teoria da *etchplanação* procura integrar os processos de alteração geoquímica da rocha com os de erosão da superfície do solo. Assim, a formação do relevo superficial comandado pelos processos erosivos morfogenéticos estariam integrados aos processos de alterações pedogenéticas das rochas. A intensificação dos processos de alteração promovidos pelo intemperismo químico ocorrido especialmente a partir das fraturas em rochas, promove o abaixamento do relevo pelos processos erosivos, paralelamente ao abaixamento na superfície de intemperismo junto à rocha (VITTE, 2001).

O processo de erosão está diretamente ligado ao de transporte e de deposição das partículas sólidas. Processos ativos através do tempo geológico que tem auxiliado no modelado do relevo do nosso mundo atual. No entanto, estes processos atualmente têm causado diversos problemas de engenharia, bem como ambientais, levando-se em consideração a grande intervenção humana no uso e ocupação do solo que aumenta a taxa de erosão em até 100 vezes quando comparada com os processos naturais (CARVALHO, 2000).

3.4 Transporte de Sedimentos

As partículas sólidas derivadas do processo de pedogênese das rochas passam pelos processos de erosão, deslocamento, transporte, deposição e compactação, através das forças hidrodinâmicas do escoamento superficial nas encostas e dos fluxos nos cursos d'água. Foi verificado que 70% a 90% de todo o sedimento transportado pelos cursos d'água ocorre no período de chuvas (CARVALHO, 2008).

3.4.1 Transporte de sedimentos na encosta

O escoamento superficial, derivado das chuvas excedentes, é o principal fator de transporte de sedimentos removidos pela energia das gotas de chuva, bem como por sua força de atrito com a superfície do solo no processo de movimento encosta abaixo. Facilitado pela perda de coesão do solo, quando excedido os limites de plasticidade ou de liquidez causados pela umidade excessiva. O escoamento superficial pode ocorrer pelos processos erosivos laminar, em sulco e voçoroca, e cuja força de arrasto e de transporte é variável segundo os diferentes fatores físicos (CARVALHO, 2008).

Estudos do transporte de partículas do solo em fluxos não canalizados têm indicado que apenas uma parte dos sedimentos é transportada em suspensão, sendo os sólidos mais grosseiros transportados por rolamento no fundo. A proporção de material transportado no fundo depende da velocidade e da turbulência do fluxo (MORGAN, 1986 *apud* GUERRA e CUNHA, 2005).

Dependendo da intensidade do escoamento superficial, dois terços ou mais da bacia de drenagem podem ser recobertos durante um evento chuvoso (HORTON, 1945 *apud* GUERRA e CUNHA, 2005). Para Horton, o topo da encosta é uma zona considerada sem fluxo, que define uma área sem erosão. A uma distância crítica do topo, há acúmulo suficiente

de água, onde o fluxo inicia. Mais abaixo, na encosta, a profundidade do fluxo aumenta, e ele se torna canalizado.

3.4.2 Transporte de sedimentos no canal do rio

O transporte de sedimentos pelo rio pode ocorrer de três maneiras diferentes: carga dissolvida, do leito e em suspensão. A carga dissolvida corresponde à fração da rocha transportada em solução. Enquanto a carga do leito é composta por partículas de granulometria maior, transportadas por saltação, deslizamento ou rolamento na superfície do leito. Já a carga em suspensão é composta por partículas menores, e transportada em suspensão pelo fluxo turbulento do canal (CHRISTOFOLETTI, 1981).

O total de sedimentos transportados pelo canal do rio é derivado de dois processos principais, do escoamento superficial e do escoamento subterrâneo. Estudos desenvolvidos por Roose (1970 *apud* GUERRA e CUNHA, 2005), no Senegal, mostraram que o escoamento subterrâneo contribui com apenas 1% (um por cento) do total do material erodido de uma encosta, indicando que a maior parte (99%) dos sedimentos transportados pelo canal do rio, são de origem do escoamento superficial sobre a encosta.

Os sedimentos transportados pelo escoamento superficial, que chegam ao canal do rio têm diversas granulometrias e sofrerão um processo de transporte variado de acordo com as condições locais e do escoamento. As forças que atuarão sobre as partículas podem mantê-las em suspensão ou no fundo do canal, saltando do leito para o escoamento, deslizando ou rolando na superfície do leito. Estas condições são função do tamanho, do peso e da forma da partícula, e também do tipo de escoamento, laminar ou turbulento, da velocidade da corrente e dos obstáculos no canal (VANONI, 1977 *apud* CARVALHO, 2008).

Experimentos realizados por Einstein (1950 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1981), demonstraram que partículas menores que 0,06 mm (silte e argila) se comportam sempre como carga em suspensão, enquanto os grãos maiores que 0,1 mm podem flutuar ou não, dependendo das condições do fluxo. Já a classe granulométrica entre 0,06 e 0,1 mm representa a transição entre a carga do leito e a carga em suspensão. A manutenção dos sedimentos de diferentes diâmetros em suspensão independe de grandes forças, no entanto, quando a turbulência ou velocidade de fluxo atingir um limite crítico, estas partículas se precipitam no fundo do leito. Pode-se observar que a dinâmica de transporte, deposição ou erosão do leito depende basicamente do tamanho das partículas transportadas e da velocidade e turbulência do fluxo da água, como apresentado pelo Diagrama Hjulstrom (Figura 4).

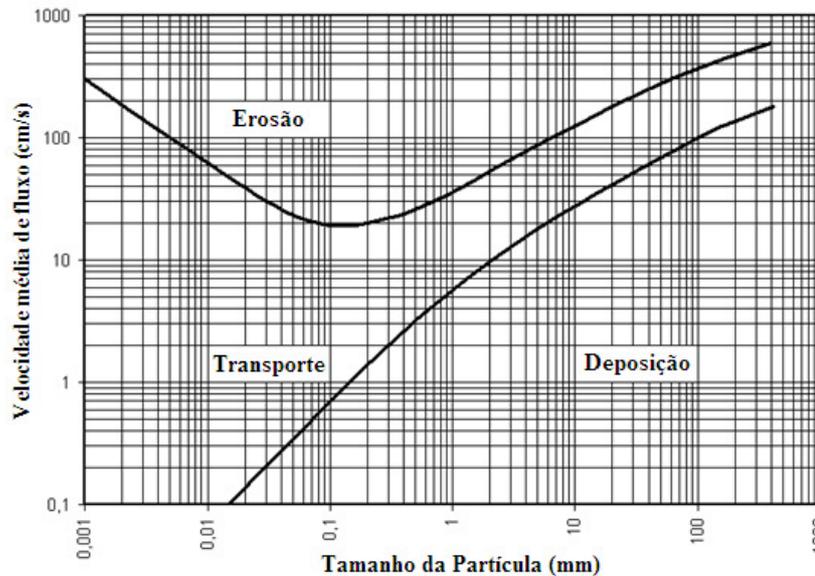


Figura 4 – Diagrama de Hjulstrom, adaptado de Christofolletti (1981).

As partículas de granulometria reduzida (silte e argila) conseguem se manter em suspensão pelo fluxo turbulento, constituindo a carga de sedimentos em suspensão. Esses sedimentos são carregados na mesma velocidade em que a água se desloca, enquanto a turbulência for suficiente para mantê-los em suspensão (Figura 4). Quando a turbulência atingir o limite crítico, com força abaixo da necessária para manter as partículas em suspensão estas são sedimentadas no fundo do leito (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os sedimentos grossos, como areia, cascalho e seixos, tendem a serem transportados de modo intermitente, não acompanham a velocidade de transporte dos sedimentos em suspensão, podendo levar anos entre um movimento e outro (MENDES *et al*, 2010).

De acordo com Carvalho (2008) os sólidos transportados pelo canal em suspensão, representam a maior parte da descarga sólida total, de 90% a 95% no alto curso, e de 65% a 90% à medida que a declividade do curso d'água diminui, verificado na maioria de seus estudos.

As concentrações de sedimentos em suspensão sofrem mudanças conforme a profundidade do canal. Cada classe de granulometria apresenta índice de precipitação específico, demonstrando que as maiores concentrações estão próximas da superfície do leito, relacionadas à grande turbulência nesta região, e vão diminuindo à medida que se aproxima da superfície da água (Figura 5) (CHRISTOFOLETTI, 1981).

As partículas de granulometria maior, como as areias e cascalhos, são roladas, deslizadas ou saltam ao longo do leito dos rios, formando a carga do leito do rio. Estes

sedimentos se movem a uma velocidade muito mais lenta que o fluxo da água, porque os grãos se deslocam de modo intermitente. Calcula-se, em geral, que a carga do leito seja aproximadamente de 10% da carga em suspensão. Este valor pode exceder a 50% da carga total em rios anastomosados (CHRISTOFOLETTI, 1980).

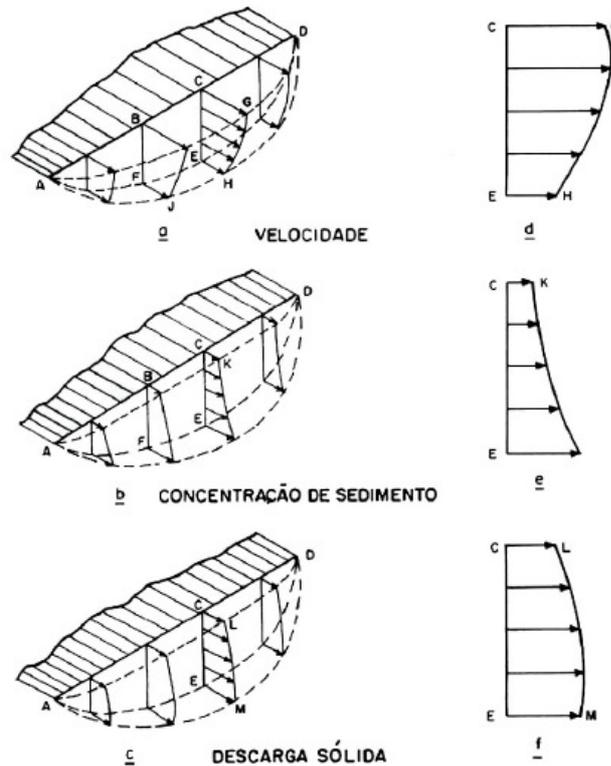


Figura 5 – Distribuição da velocidade de fluxo, concentração de sedimentos e descarga sólida, na seção transversal do curso d'água (GUY *et al*, 1970 *apud* CARVALHO, 2000).

Praticamente, todos os sedimentos são transportados das encostas até o canal pelo escoamento superficial. No canal, grande parte é transportada pelo aumento da vazão promovida pelo escoamento superficial, possível de ser quantificado de acordo com Tucci (2009). Sendo assim, é possível de se quantificar também a carga de sedimentos transportados no canal, pela vazão derivada do escoamento superficial.

É reconhecido, também, que parte dos sedimentos em suspensão é transportada pelo regime perene do canal, alimentado pelo escoamento subterrâneo, tendo em vista que passado o tempo de concentração da última chuva, tem fim a contribuição do escoamento superficial na vazão. No entanto, a contribuição na erosão da encosta pelo escoamento subterrâneo, é de aproximadamente 1%. Tendo em vista que a quantidade de sedimentos transportados em suspensão pelo regime perene do canal é bem maior que 1%, trata-se então da dinâmica de

equilíbrio do canal em colocar os sedimentos assoreados anteriormente, trazidos pelo escoamento superficial, novamente em suspensão (Figura 6).

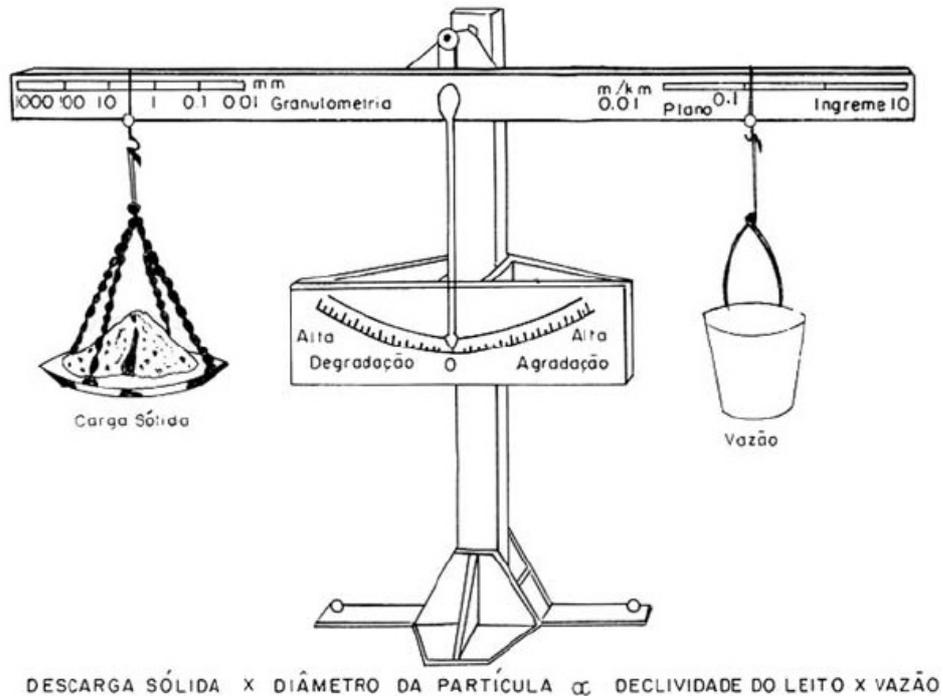


Figura 6 - Relação entre os fatores que contribuem para estabelecer um equilíbrio estável num canal de rio, segundo Lane (1954, *apud* CARVALHO, 2008).

A dinâmica do transporte de sólidos em suspensão no canal representado pela figura 6, segundo Lane (1954 *apud* CARVALHO, 2008), depende de um equilíbrio que pode ser interpretado da seguinte maneira: na ocorrência da chuva e do escoamento superficial, ocorre aumento significativo da carga de sólidos em relação ao aumento da vazão, promovendo a agradação ou assoreamento dos sedimentos no leito do canal, quando excedida a capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo turbulento. À medida que o tempo passa, a carga diminui em proporção maior que a redução da vazão, até o final da contribuição do escoamento superficial na vazão do canal. Neste ponto, tem início a contribuição sobre a vazão somente do escoamento subterrâneo que alimenta o regime perene do canal, ocorrendo o aumento relativo da vazão comparado a carga sólida, iniciando a degradação ou erosão dos sólidos anteriormente depositados no leito do canal, que passam a ser transportados em suspensão.

3.5 Denudação

A denudação consiste num conjunto de processos que agem no rebaixamento das elevações da superfície terrestre, pela interação de processos de intemperismo e erosão, na remoção de sedimentos do solo. Responsável pelo rebaixamento das formas de relevo da superfície terrestre, que tem como principal agente atuante a água, agindo principalmente no intemperismo químico das rochas e na erosão mecânica através do escoamento superficial (CREPANI, MEDEIROS e PALMEIRA, 2004).

A denudação química corresponde ao volume de material proveniente da alteração das rochas retirado de uma determinada área em um dado período de tempo. As taxas de denudação química são intensamente controladas pelo substrato geológico. Resultado do conjunto de processos formados pelo intemperismo e a remoção do material, promovendo o rebaixamento da rocha (RESENDE, 2010).

Os fatores climáticos influenciam de maneira considerável a denudação química da rocha. As influências destes fatores são de difícil quantificação, no entanto, o controle da temperatura sobre as taxas de intemperismo são mais conhecidas. Resultados de pesquisas indicam que em regiões tropicais, a taxa de reação é duplicada por um aumento de 10° C na temperatura (THOMAS, 1994).

A denudação química atua paralelamente com a denudação mecânica, segundo a teoria da *Etchplanação*. Segundo esta teoria, a evolução do relevo ocorre em dois *fronts* de degradação sobre a crosta terrestre. Um através da denudação mecânica, promovido pelos processos erosivos superficiais. E o outro através da denudação química da rocha, promovida pelo processo de intemperismo (BÜDEL, 1957 *apud* SALGADO, 2007).

A rocha sofre a ação do intemperismo, liberando seus produtos que podem ser removidos fisicamente (ou mecanicamente) e em solução, processo conhecido como erosão, já o conjunto de processos que leva ao rebaixamento da superfície é conhecida como denudação. Não é fácil estabelecer os limites precisos entre intemperismo, erosão e transporte, pois são processos simultâneos e intimamente relacionados (SUGUIO, 2003).

A intensidade do processo de denudação está diretamente ligada ao estado de desenvolvimento dos cursos d'água. Lembrando o modelo do Ciclo Geográfico de Davis, podendo-se entender essa relação. No estado de juventude, os fundos de vale encontram-se sobre forte influência dos processos erosivos, pela concentração do fluxo de água que possui alta energia em função do elevado gradiente, devido à grande diferença de cota do fundo de vale com o nível de base. Uma vez que os fundos de vale já se encontrem rebaixados, inicia-

se o período caracterizado pela crescente diminuição da diferença de cotas entre eles e os interflúvios. Isso acontece porque os principais cursos fluviais já adquiriram equilíbrio com seu nível de base, e, sendo assim, a denudação passa a se concentrar nos vales de seus tributários, que tendem a buscar também esse equilíbrio (SALGADO, 2007).

Estudos realizados por Mendes *et al* (2010), na região do Planalto de Diamantina, Minas Gerais, demonstraram a contribuição da taxa de denudação mecânica em bacias de diferentes dimensões. Os autores observaram que pequenas bacias tendem a potencializar as taxas de denudação em valores aproximados a 40 (quarenta) vezes às observadas em bacias maiores. Isso indica que em bacias menores, com vales formados posteriormente aos vales das grandes bacias, a busca do equilíbrio de seus cursos d'água promove a elevação das taxas de denudação.

A carga de material detrítico das encostas, transportado em suspensão pelos cursos d'água constitui a maior parcela na denudação continental, existindo diversas medidas sobre esse assunto realizadas em pequenas bacias hidrográficas e cálculos para grandes conjuntos hidrográficos (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Segundo Leopold, Wolman e Miller (1964), a taxa média mundial de erosão ou denudação é de 2,7 cm para cada 1000 anos. No entanto, esses autores admitem que este valor varie de acordo com as diversas características específicas de cada região e dos estágios de desenvolvimento dos cursos d'água. Os estudos das taxas de denudação encontram sentido na reconstrução dos ambientes das áreas fonte de sedimentos, que constitui uma tentativa de reconstruir o relevo e os processos que produzem os sedimentos, na busca pelo entendimento da dinâmica de construção da paisagem.

Nas áreas de climas úmidos, a cobertura vegetal protege o solo contra a erosão, o que não acontece nas regiões áridas com escassa vegetação. Mesmo em condições climáticas semelhantes, as áreas com maior declividade tendem a serem mais rapidamente erodidas (SUGUIO, 2003).

No fenômeno de denudação, o trabalho principal é executado pelas águas no escoamento superficial, seguida pelo vento e gelo. A topografia do terreno, a vegetação e o clima são fatores de grande importância, que podem aumentar ou reduzir a denudação, (CARVALHO, 2008).

A água em seu curso para o mar sobre a superfície terrestre é o agente dominante de alteração da paisagem. São os rios que realizam a grande maioria do trabalho de transporte dos detritos, dos continentes para os oceanos. Os ventos, as geleiras, as ondas e todos os

outros agentes de erosão realizam pequeno trabalho em comparação com os rios (CREPANI, MEDEIROS e PALMEIRA, 2004).

A denudação do solo pode ser quantificada para uma bacia hidrográfica ou parte da bacia quando se conhece a descarga sólida total média, num certo ponto do curso d'água, e as características físicas como peso específico aparente, conhecido também como densidade aparente deste material perdido. Isso possibilita a quantificação do volume de solo perdido. Com o conhecimento da área da bacia, permite estabelecer a altura de solo perdido ou a devida taxa de denudação no período de tempo em que ocorreu a descarga sólida total (CARVALHO, 2008).

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos envolveram levantamentos hidrológicos, sedimentológicos, morfométricos e pedológicos, para obtenção dos valores de taxas de denudação anuais na bacia hidrográfica do rio Quatorze.

4.1 Pontos de Coleta de Dados

A bacia hidrográfica do rio Quatorze foi dividida, para este trabalho, em dois setores com pontos de coleta e amostragem de dados, no Alto Vale e na Foz do rio (Figura 7).

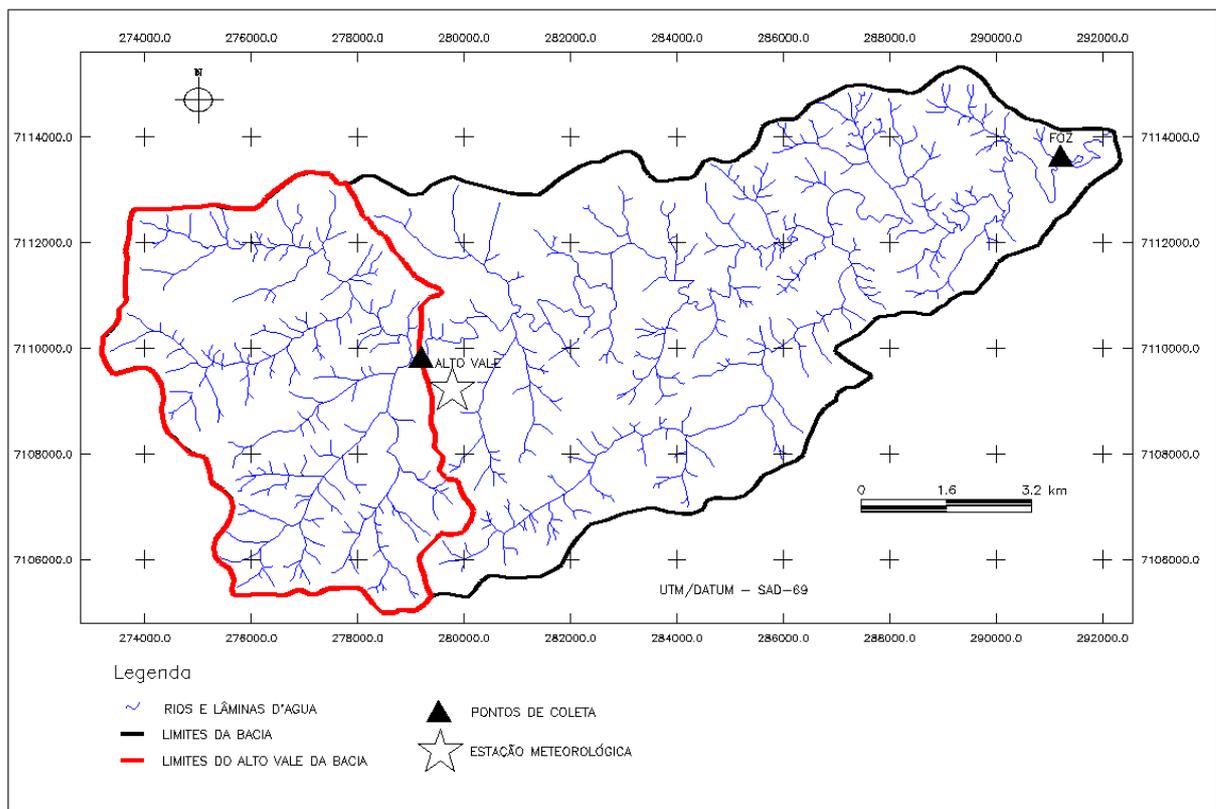


Figura 7 – Localização dos pontos de coleta na bacia do rio Quatorze.

A área drenada pela bacia corresponde a um total de 10.775,92 ha. O Alto Vale do rio Quatorze drena a área demarcada em vermelho (Figura 7). Essa área corresponde a 3.671,10 ha, perfazendo 34,07% da área total da bacia.

4.2 Levantamentos Hidrológicos

4.2.1 Pluviosidade

O monitoramento da pluviosidade foi realizado no mês de agosto de 2011, tendo em vista, ser um mês de baixa pluviosidade média. Na tentativa de maior representatividade, seria monitorado o mês de menor pluviosidade média durante o ano (agosto) e o de maior pluviosidade média (outubro). No entanto, foi observado para o mês de agosto de 2011 uma pluviosidade total muito acima da média para os meses de agosto, e até mesmo de outros meses mais chuvosos, razão pela qual se adotou somente o mês de agosto de 2011 para o monitoramento.

Os dados pluviométricos foram obtidos através de uma estação meteorológica sem cabo, modelo WMR928N, marca Oregon Scientific, fornecida pelo Laboratório de Análise Ambiental da UNIOESTE, campus de Francisco Beltrão. A estação foi instalada em uma propriedade rural localizada próximo ao ponto de coleta no Alto Vale do rio Quatorze (Figura 8). O ponto de instalação foi definido pela sua localização representativa dentro da bacia (Figura 7) e pela facilidade para obtenção dos dados diários.



Figura 8 – Estação meteorológica instalada na bacia do rio Quatorze.

Os dados de pluviosidade para o mês de agosto de 2011 foram armazenados em receptor da unidade principal da estação meteorológica, instalado próximo a estação (Figura 8). No receptor da estação foram realizadas leituras diárias de pluviosidade e acumulada total, momentos antes das coletas de vazão e amostras de água do canal do Alto Vale do rio Quatorze, com exceção dos dias 07, 14, 21 e 28 de agosto, devido a problemas técnicos e para

manutenção dos equipamentos utilizados. Para esses dias os dados foram interpolados através do método de regressão linear, apresentado por Tucci (2009).

Os dados coletados no mês de agosto de 2011 por esta estação foram confrontados com os dados dos meses de agosto de 1974 a 2010, da Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, fornecidos pelo Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR). Esta se localiza na estação de tratamento de águas da SANEPAR, a aproximadamente 1600 m da Foz da bacia do rio Quatorze. Os dados foram utilizados na análise do comportamento das pluviosidades médias mensais dos anos de 1974 a 2010, com o estabelecimento dos desvios padrões e confrontação com os dados obtidos para o mês de agosto de 2011.

4.2.2 Vazão

As medidas de vazão foram obtidas através do somatório das vazões, nas verticais de coleta no Alto Vale e na Foz do rio Quatorze, através da multiplicação da área da seção transversal de influência na vertical do curso d'água, pela velocidade média do fluxo (PORTO, ZAHED FILHO e SILVA, 2001).

$$Q = V \cdot A \quad (4.2.1)$$

Onde:

Q = vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

V = velocidade do fluxo d'água ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

A = área da seção transversal do rio (m^2)

As medidas de velocidade de fluxo foram realizadas com auxílio de um Molinete Fluviométrico Universal de Newton, da marca Hidromec (Figura 9), do Laboratório de Análise Ambiental da UNIOESTE. As velocidades de fluxo em cada vertical foram obtidas, em campo, através da média aritmética das rotações da hélice do equipamento, por segundo (RPS), a 20% e 80% de profundidade a partir da superfície (PORTO, ZAHED FILHO e SILVA, 2001). As medidas de campo foram colocadas na equação da hélice do equipamento, apresentada pelas equações (4.2.3) e (4.2.4), de acordo com o Certificado de Calibração nº 343-550-1-2007. Os cálculos foram realizados com auxílio do programa Excel. As equações do equipamento, de acordo com a calibragem do mesmo:

$$V = a \cdot n + b \quad (4.2.2)$$

Equação válida para $n < 0,6822$:

$$V = 0,25948617 \cdot n + 0,00638269 \quad (4.2.3)$$

Equação válida para $n > 0,6822$:

$$V = 0,28762568 \cdot n - 0,01281336 \quad (4.2.4)$$

Onde:

a e b = características do aparelho

n = frequência da hélice (rotações. s^{-1})

V = velocidade do fluxo de água ($m \cdot s^{-1}$)



Figura 9 – Molinete fluviométrico universal de Newton utilizado nas medidas de velocidade de fluxo.

As medidas das áreas das seções transversais foram realizadas através de levantamentos altimétricos com nível ótico disponibilizado pelo Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto da UNIOESTE, campus de Francisco Beltrão. Os intervalos horizontais de distancia estabelecidos foram de 0,5 m, marcadas em uma corda instalada na seção transversal dos canais, e referenciadas com réguas instaladas para medidas de cota do nível de água.

Posteriormente as seções foram divididas em verticais de coleta de dados, distando 1 m uma da outra. A área molhada da seção transversal do canal foi obtida pela soma das áreas molhadas das seções transversais de influência das verticais (0,5 m a esquerda e 0,5 m a direita da linha da vertical) no nível de água nas cotas das réguas instaladas nos canais (Figura 10). Os cálculos foram realizados com auxílio dos programas Autocad 2006 e Excel, de acordo com as equações (4.2.5), (4.2.6), (4.2.7) e (4.2.8).

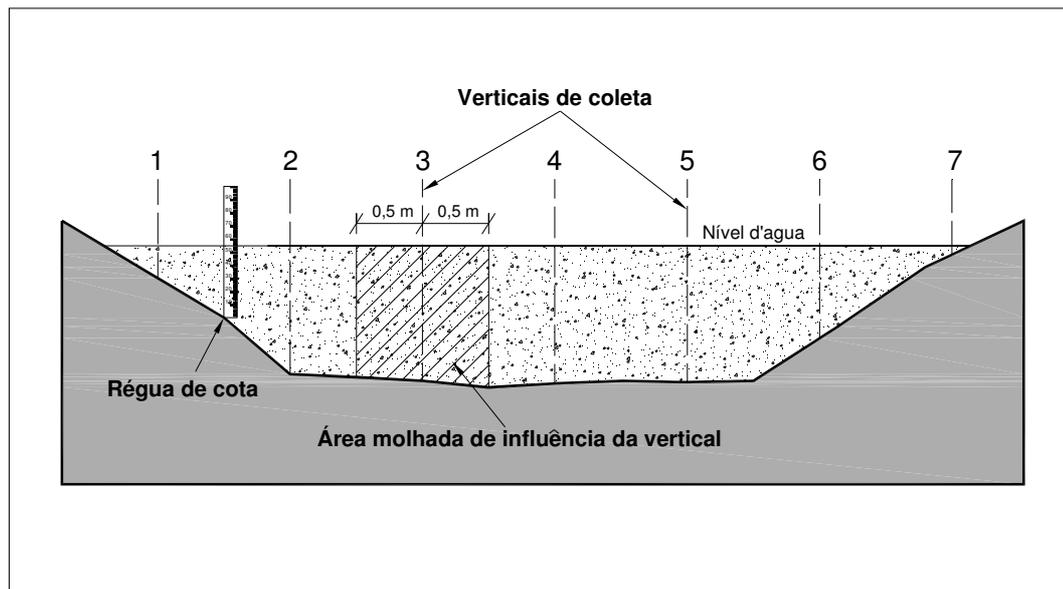


Figura 10 – Exemplo da influência das áreas das verticais de coleta.

$$A = A' + A'' + \left(\sum A_i \right) \quad (4.2.5)$$

Onde:

A = área da seção transversal do rio (m^2)

A' = área de influência da primeira vertical (m^2)

A'' = área de influência da última vertical (m^2)

$\sum A_i$ = somatório das áreas de influências das verticais intermediárias entre a primeira e a última (m^2)

Para o cálculo das verticais intermediárias entre a primeira e a última é adotada a seguinte equação:

$$A_i = \frac{\left(\frac{P_{i-1} + P_i}{2} + P_i \right)}{2} \cdot \frac{(d_i - d_{i-1})}{2} + \frac{\left(P_i + \frac{P_{i+1} + P_i}{2} \right)}{2} \cdot \frac{(d_{i+1} - d_i)}{2} \quad (4.2.6)$$

Onde:

A_i = área de influência da vertical analisada (m²)

P_i = profundidade da vertical analisada (m)

P_{i-1} = profundidade da vertical anterior a vertical analisada (m)

P_{i+1} = profundidade da vertical posterior a vertical analisada (m)

d_i = distância da margem inicial a vertical analisada (m)

d_{i-1} = distância da margem inicial a vertical anterior a vertical analisada (m)

d_{i+1} = distância da margem inicial a vertical posterior a vertical analisada (m)

Para o cálculo das áreas de influências da primeira e da última verticais é adotado as equações (4.2.7) e (4.2.8):

$$A' = \frac{\left(\frac{P_{n-(n-1)} + P_{n-(n-2)}}{2} + P_{n-(n-1)} \right)}{2} \cdot \frac{(d_{n-(n-2)} - d_{n-(n-1)})}{2} \quad (4.2.7)$$

Onde:

A' = área de influência da primeira vertical (m²)

n = número de verticais

P = profundidade de vertical (m)

d = distancia da vertical até a margem inicial (m)

$$A'' = \frac{\left(\frac{P_{n-1} + P_n}{2} + P_n \right)}{2} \cdot \frac{(d_n - d_{n-1})}{2} \quad (4.2.8)$$

Onde:

A'' = área de influência da última vertical (m²)

n = número de verticais

P = profundidade da vertical (m)

d = distância da vertical até a margem inicial (m)

4.2.2.1 Vazão no Alto Vale

As medidas de vazão no Alto Vale do rio Quatorze foram realizadas em todos os dias do mês de agosto de 2011, com exceção dos dias 07, 14, 21 e 28 de agosto, os quais tiveram seus dados de vazão interpolados através de regressão linear. As medidas de vazão foram obtidas pelos somatórios das vazões nas verticais, como descrito no item 4.2.2, através da multiplicação da velocidade média de fluxo obtida com o molinete fluviométrico, com haste a vau (Figura 11), pela área da seção molhada na vertical (Figura 12).



Figura 11 – Medida de velocidade fluxo com molinete fluviométrico com haste a vau.

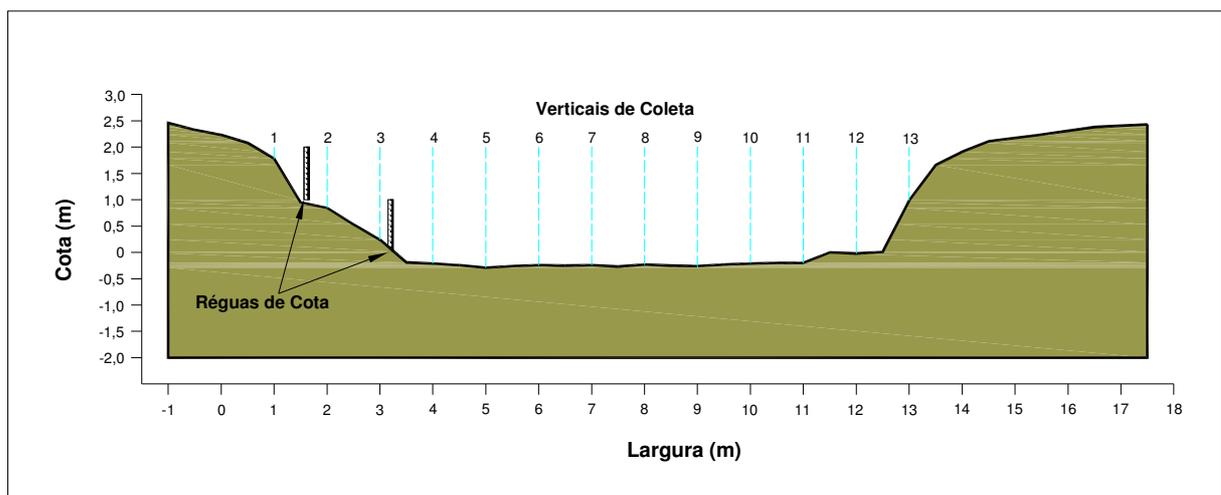


Figura 12 – Seção transversal do canal no ponto de coleta no Alto Vale do rio Quatorze.

4.2.2.2 Vazão na Foz

As medidas de vazão na Foz do rio Quatorze foram realizadas em todos os dias do mês de agosto de 2011, na sequência às coletas no Alto Vale, com exceção dos dias 07, 14, 21 e 28 de agosto, os quais tiveram seus dados de vazões interpolados através de regressões lineares. As medidas de vazões foram obtidas pelo mesmo método realizado no Alto Vale, com medidas de velocidade de fluxo com o molinete fluviométrico utilizado com haste a vau (Figura 11). Neste ponto da Foz do rio, entretanto, as condições do canal não permitiram a entrada na água em dias de maior vazão, exigindo adaptação para as medidas de vazões com guincho, feitas de cima da ponte (Figura 13).



Figura 13 – Guincho utilizado para auxiliar as medidas de velocidade de fluxo com molinete fluviométrico de cima da ponte.

Na realização das medidas de velocidade de fluxo com haste a vau, uma corda com as medidas das verticais era instalada na seção, próxima a lâmina de água, para auxiliar as coletas nas verticais (Figura 14). Esta corda era removida nas ocasiões em que as medidas eram realizadas com auxílio do guincho, por dificultar a descida do molinete fluviométrico de cima da ponte.

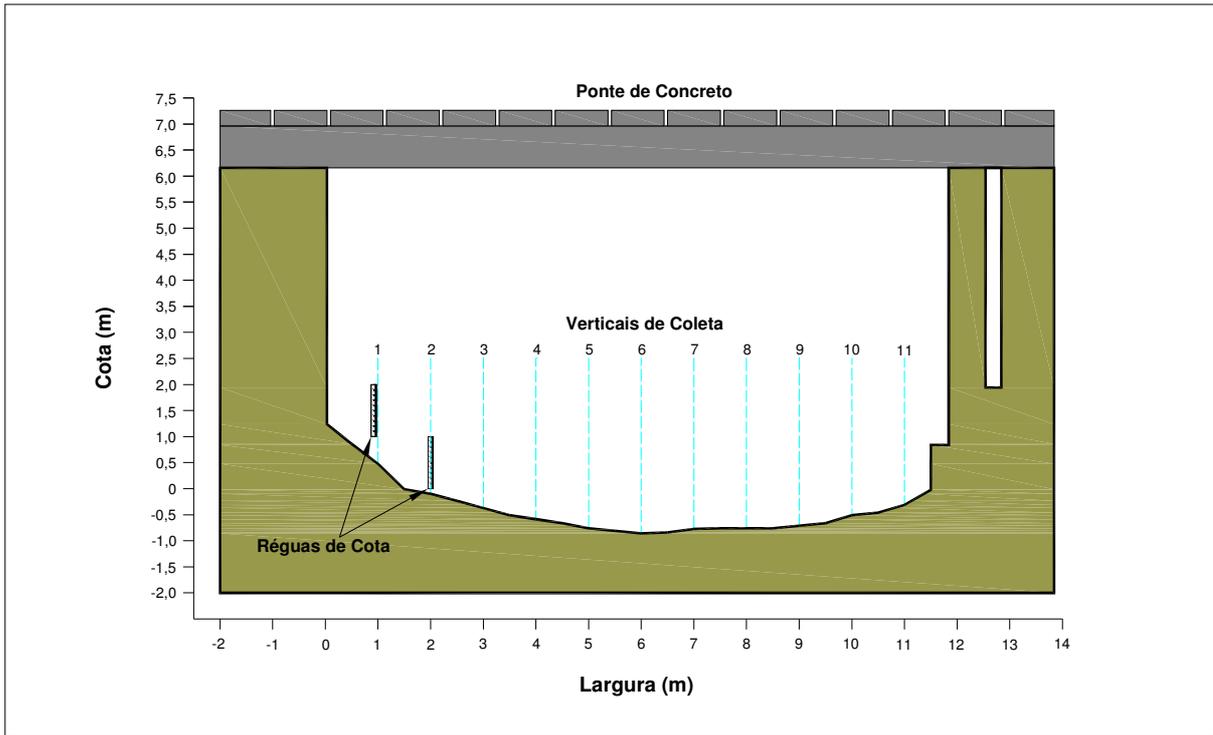


Figura 14 – Seção transversal do canal de coleta na Foz do rio Quatorze.

4.2.2.3 Curva-chave de vazão

As curvas-chaves de vazões foram obtidas através de registros diários de cota nas réguas, instaladas no Alto Vale e na Foz do rio Quatorze (Figuras 12 e 14), realizados no momento das coletas de vazão. O processamento dos dados foi realizado com auxílio do programa Excel, através do estabelecimento de gráficos relacionando as vazões em função das cotas, nos momentos das coletas, e a introdução de linhas de tendências que melhor expressaram a correlação com os pontos dos dados obtidos em campo. Foram obtidas também as equações das linhas de tendência, no Alto Vale (4.2.9) e na Foz (4.2.10) do rio Quatorze, como segue:

$$Q = 0,472.C^2 + 67,54.C + 913,9 \quad (4.2.9)$$

e

$$Q = 0,082.C^{1,066} \quad (4.2.10)$$

Onde:

Q = vazão ($L.s^{-1}$)

C = cota na régua do nível d'agua (cm)

4.2.3 Separação do escoamento superficial

A separação entre escoamento superficial e subterrâneo foi realizada conforme apresentado por Tucci (2009). Através da análise, no hidrograma, do início do escoamento superficial (ponto A) pelo aumento brusco da vazão que ele promove na seção do canal, tendo em vista que o aumento da vazão promovida pelo escoamento subterrâneo, que alimenta o regime perene do canal, ocorre lentamente e é dependente da infiltração da água no solo. O ponto de recessão (ponto C), fim do escoamento superficial foi identificado pela diminuição do escoamento superficial no hidrograma e pela avaliação dos dados de chuva armazenados na estação meteorológica (Figura 15).

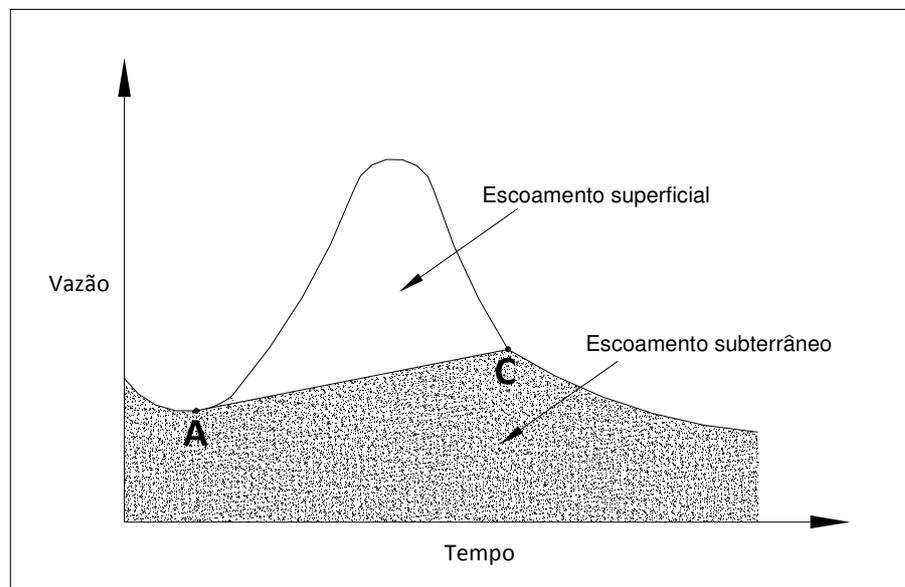


Figura 15 – Método de separação gráfica, adaptado de Tucci (2009).

Tendo em vista que as coletas foram realizadas diariamente, para a determinação do ponto C, considerou-se que passado o tempo entre uma coleta e outra (aproximadamente 1440 minutos ou 24 horas), se não houve registro de precipitação neste período, não seria possível que houvesse contribuição do escoamento superficial, nas medidas de vazões nos pontos do Alto Vale e da Foz, sabendo-se que os tempos de concentração destes são de 86 e 449 minutos, respectivamente, e inferiores ao período entre uma coleta e outra. Passado o tempo de concentração após o final da precipitação, a última gota de chuva do local mais distante da seção de interesse a terá atingido, finalizando o processo de escoamento superficial. O tempo de concentração para uma dada bacia hidrográfica é definido como o tempo de percurso da

água desde o ponto mais afastado da bacia até a seção de interesse, a partir do instante de início da precipitação (CANHOLI, 2005).

Existe um grande número de equações desenvolvidas para estimar o tempo de concentração de bacias hidrográficas, as quais geralmente apresentam resultados divergentes. Dentre as equações mais utilizadas, por apresentar resultados satisfatórios para um grande número de bacias, destaca-se a equação da “Califórnia Culverts Practice” (1942). Segue uma adaptação da equação de Kirpich (1940 *apud* PAIVA e PAIVA, 2003), que foi utilizada no presente trabalho (4.2.11).

$$T_c = \frac{57 \cdot L^{1,155}}{H^{0,385}} \quad (4.2.11)$$

Onde:

L = comprimento do talvegue (Km)

H = desnível entre as duas seções (m)

4.3 Levantamentos sedimentométricos

Considerando a idéia de que o escoamento superficial é o principal processo de denudação mecânica na bacia do rio Marrecas (PAISANI & GEREMIA, 2010), na qual se insere a bacia do rio Quatorze, optou-se por quantificar apenas os sólidos em suspensão, os quais correspondem às partículas inferiores a 0,06 mm (silte e argila).

4.3.1 Amostragem

As amostragens do Alto Vale e da Foz do rio Quatorze foram realizadas em todos os dias do mês de agosto de 2011, logo na sequência das coletas de vazão, com exceção dos dias 07, 14, 21 e 28 de agosto.

As amostragens de sedimentos em suspensão foram realizadas com dois coletores confeccionados com garrafas plásticas, com bico padrão garantindo a entrada uniforme de água na vertical, desenvolvidos pelo professor do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Juiz de Fora, Luiz Evaristo Dias de Paiva (Figura 16). As amostragens foram realizadas por integração na vertical através do método de igual incremento de largura (IIL), onde a seção transversal é dividida numa série de segmentos de

igual largura, e o amostrador desce desde a superfície até 9 a 15 cm do fundo e retorna até a superfície a uma velocidade constante de trânsito, em cada vertical (Figura 17; CARVALHO, 2008).



Figura 16 – Amostragens de sólidos em suspensão. (a) Coletor de garrafa plástica manual. (b) Coletor de garrafa plástica adaptado a um guincho.

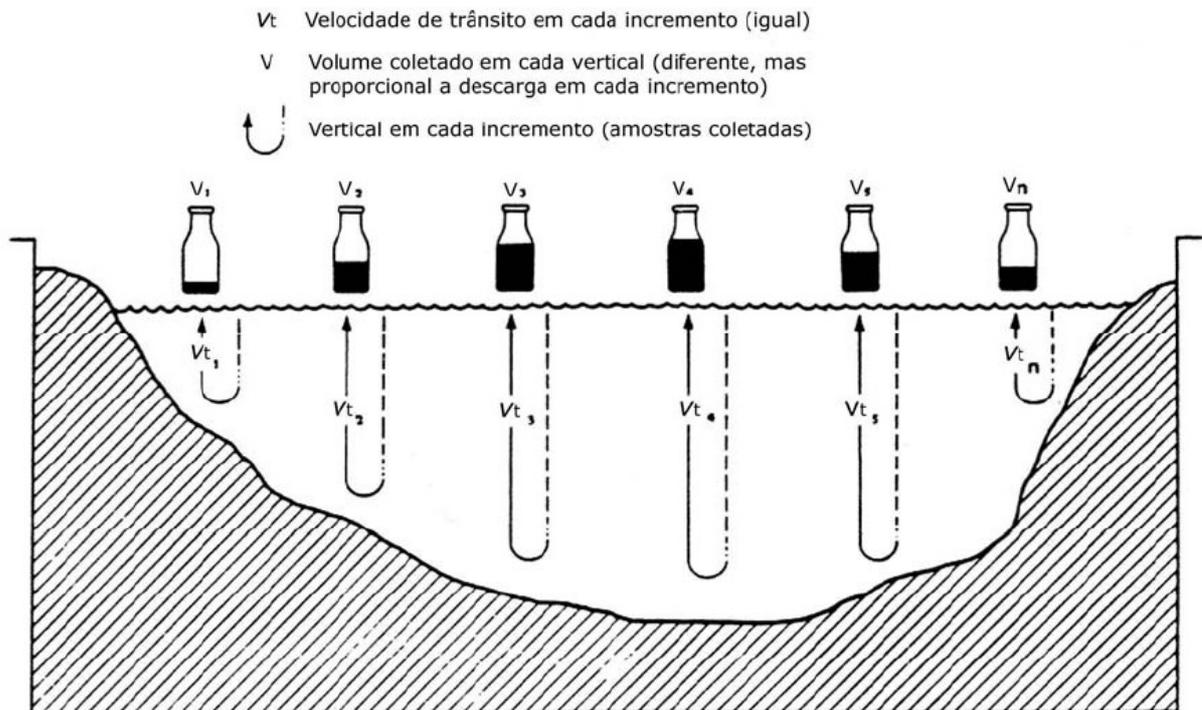


Figura 17 - Exemplo de amostragem pelo método de igual incremento de largura (Edwards/Glysson, 1988 *apud* CARVALHO, 2000).

As seções transversais dos pontos de coleta no Alto Vale e na Foz do rio Quatorze foram divididas em verticais com 1 m de distância (Figuras 12 e 14), nas quais foram

realizadas as coletas das amostras de água dos canais. Os volumes das amostras consideraram as concentrações esperadas de sedimentos em suspensão, de acordo com a tabela 1.

Tabela 1 – Volumes das amostras coletadas de acordo com a concentração esperada.

Concentração esperada de sedimentos em suspensão (g.L^{-1})	Volume da amostra (L)
> 0,1	1
0,05 a 0,1	2
0,02 a 0,03	5
< 0,02	10

Fonte: adaptado de Carvalho (2008).

Nenhuma amostra esperou concentração menor que $0,02 \text{ g.L}^{-1}$, sendo assim todas as coletas realizadas com os coletores plásticos nas verticais do canal foram reunidas em recipientes com volume de 6 litros para posterior quantificação laboratorial (Figura 18).



Figura 18 – Composição das amostragens de água das verticais de coleta no canal.

4.3.2 Quantificação laboratorial das concentrações de sólidos em suspensão

A quantificação das concentrações de sólidos em suspensão (C_{ss}) foi realizada no Laboratório de Análise de Formações Superficiais da UNIOESTE, e expressa em gramas por litro (g.L^{-1}), realizada através do método de evaporação (CARVALHO, 2008). As amostras foram devidamente homogeneizadas, e delas retiradas uma sub-amostra com volume de 100 mL, direcionadas para béqueres de 200 mL previamente secos em estufa, por 1 hora a 105°C ,

resfriados em dessecador a vácuo por mais 1 hora, e pesados em balança analítica com quatro casas decimais em gramas.

As amostras foram levadas para a estufa aquecida a 105 °C, por tempo de aproximadamente 24 horas, após total evaporação da água, seguindo posteriormente para dessecador a vácuo para resfriamento, por mais 1 hora e pesados em balança analítica. Com auxílio da equação (4.3.1) obteve-se a quantificação da concentração de sólidos em suspensão.

$$C_{ss} = (F_{c/a} - F_{s/a}) \cdot 10 \quad (4.3.1)$$

Onde:

C_{ss} = concentração de sólidos em suspensão (g/L⁻¹)

$F_{c/a}$ = peso do frasco de 200 mL com amostra de sólidos (g)

$F_{s/a}$ = peso do frasco de 200 mL sem amostra de sólidos (g)

4.3.3 Descarga de sólidos em suspensão diária

As descargas sólidas em suspensão, com amostragens pelo método de igual incremento de largura, tem uma única análise a partir de amostra composta. A concentração corresponde ao valor médio na seção, sendo a descarga sólida calculada pela equação (4.3.2) adaptada segundo Carvalho, (2008):

$$Q_{ss} = 86,4 \cdot Q \cdot C_{ss} \quad (4.3.2)$$

Onde:

Q_{ss} = descarga diária de sólidos em suspensão (toneladas.dia⁻¹)

Q = vazão (m³.s⁻¹)

C_{ss} = Concentração de sólidos em suspensão (g.L⁻¹)

A equação (4.3.2) simplificou a adequação das unidades de volume: litros (L) e metros cúbicos (m³); de massa: gramas (g) e toneladas (ton); e as de tempo: segundos (s) e dias (dia); resultando na equação citada acima.

4.3.4 Curva-chave de sedimentos

As curvas-chaves de sedimentos foram obtidas através de registros diários de vazão e da descarga de sólidos em suspensão. O processamento dos dados foi realizado com auxílio do programa Excel, através do estabelecimento de gráficos relacionando as descargas de sólidos em suspensão em função das vazões, nos momentos das coletas, e a introdução de linhas de tendências que melhor expressaram a correlação entre as curvas-chaves de sedimentos com os dados obtidos em campo. Foram obtidas as equações das curvas chaves no Alto Vale (4.3.3) e na Foz (4.3.4) do rio Quatorze, como segue:

$$Q_{ss} = 1,525.Q^2 + 127,8.Q - 85,23 \quad (4.3.3)$$

e

$$Q_{ss} = 2,306.Q^2 + 12,93.Q + 274,2 \quad (4.3.4)$$

Onde:

Q_{ss} = descarga de sólidos em suspensão (g.s^{-1})

Q = vazão (L.s^{-1})

4.4 Levantamento Morfométrico da Bacia

Foi realizado o levantamento do gradiente topográfico do canal principal da bacia, através da diferença de altitude entre a Foz ao ponto da nascente do rio dividido pelo comprimento do segmento do curso d'água até a Foz da bacia, de acordo com equação adaptada segundo Christofolletti (1980):

$$Gr_C = \frac{\Delta h}{L_C} \quad (4.4.1)$$

Onde:

Gr_C = gradiente do canal (m.Km^{-1})

Δh = diferença entre a altitude máxima e mínima do canal (m)

L_C = Comprimento do segmento do curso d'água (Km)

4.5 Levantamento de Perfis de Solos

Diante do fato da literatura não trazer mapa de solos em escala adequada para o presente estudo, procedeu-se a descrição de perfis de solo a campo na bacia do rio Quatorze. Os perfis de solos foram estabelecidos em cortes de estradas rurais levando-se em conta as superfícies geomórficas de topo, bem como o estabelecimento de uma malha de pontos de descrição de perfis que propiciassem abranger a totalidade da área.

Com auxílio do GPS foram individualizados os perfis de solo na bacia (Figura 19). Nos perfis escolhidos e com auxílio de critérios descritivos (morfológicos), foram levantados em campo parâmetros de cor e estrutura que serviram de base para a individualização dos horizontes e identificação das classes. A estruturação dos horizontes foi o principal aspecto morfológico na distinção de perfis latossólicos de nitossólicos. Foram feitas 35 amostragens indeformadas dos principais horizontes dos perfis, utilizando-se anel volumétrico disponível no Laboratório de Análise de Formações Superficiais. Naqueles perfis com horizontes mais espessos foram coletadas amostras da base, centro e topo do volume.

As amostras coletadas em campo foram levadas para o Laboratório de Análise de Formações Superficiais, para quantificação dos parâmetros de densidade aparente, densidade real, porosidade total e do teor de finos (silte e argila).

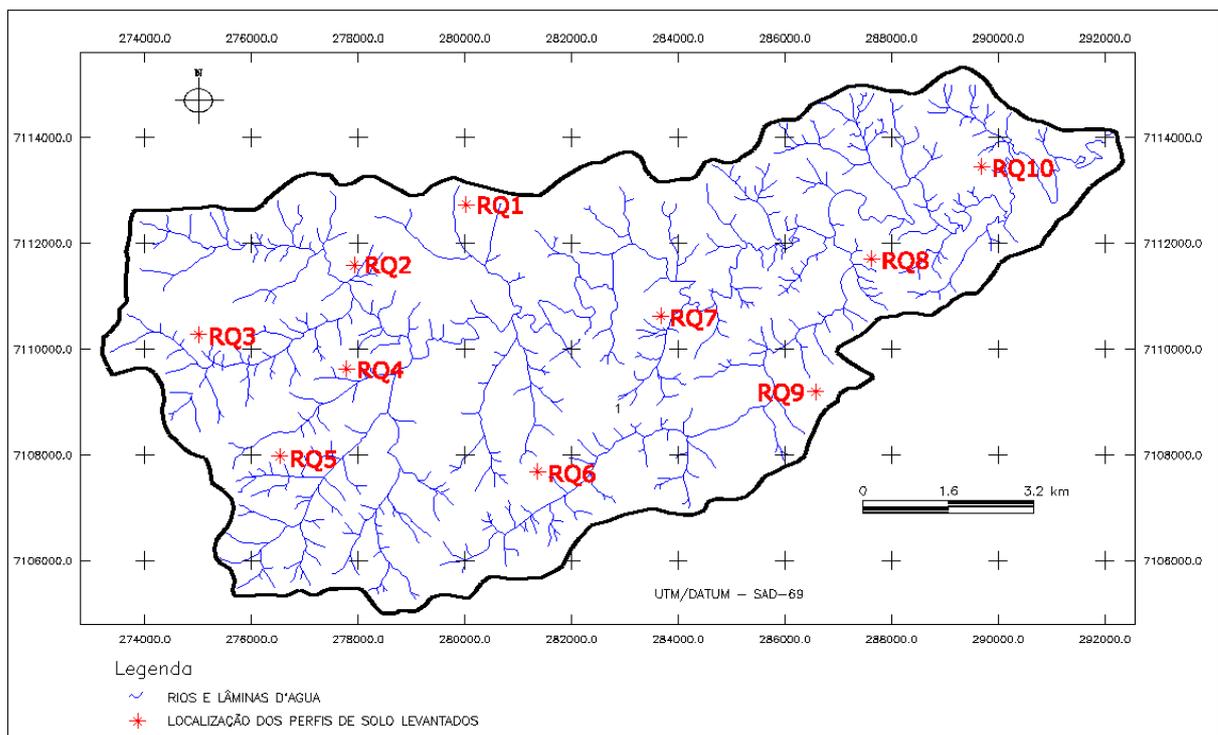


Figura 19 – Localização dos perfis de solo levantados na bacia do rio Quatorze.

4.5.1 Cor

A cor foi identificada em campo, com auxílio da Carta de Munsell, através da comparação das cores do solo com os padrões estabelecidos pelas tabelas de cores.

4.5.2 Estrutura

A estrutura foi descrita em campo através da análise tátil e visual das amostras, procurando identificar o arranjo das partículas primárias do solo (areia, silte e argila) em unidades estruturais compostas, chamadas de agregados. Realizaram-se testes manuais de resistência, quanto à força dos agregados, e a medidas das estruturas com auxílio de régua.

4.5.3 Densidade Aparente (g.cm^{-3})

A densidade aparente foi realizada para todos os horizontes dos perfis levantados. A densidade aparente (D_{ap}) é a relação entre a massa de uma amostra de solo seco a 105°C por unidade de volume, incluindo os espaços porosos, realizando-se a coleta de amostra indeformada com auxílio de um anel volumétrico de metal (EMBRAPA, 1979), utilizando a seguinte equação:

$$D_{ap} = \frac{\text{Massa da amostra seca a } 105^{\circ}\text{C (g)}}{\text{volume do anel (cm}^3\text{)}} \quad (4.5.1)$$

4.5.4 Densidade Real (g.cm^{-3})

A densidade real foi realizada para todos os horizontes dos perfis levantados. A densidade Real (D_r) corresponde somente ao espaço ocupado pela matéria sólida do solo, considerando o volume do solo ocupado efetivamente pelas partículas, sem levar em conta o espaço poroso. A determinação da densidade real utilizou o método de balão volumétrico (EMBRAPA, 1979), calculado com auxílio da seguinte equação:

$$D_r = \frac{\text{Massa da amostra seca a } 105^{\circ}\text{C (g)}}{(50 - \text{volume de álcool gasto}) (\text{cm}^3)} \quad (4.5.2)$$

4.5.5 Porosidade total

A porosidade total foi realizada para todos os horizontes dos perfis levantados. A porosidade total é a quantidade de espaços aéreos na amostra, obtida através dos dados de densidade aparente e densidade real, determinadas nas equações (4.5.1) e (4.5.2) (EMBRAPA, 1979). O cálculo de porosidade total foi obtido com auxílio da seguinte equação:

$$\text{Porosidade total (\%)} = \frac{100 \cdot (\text{Densidade real} - \text{Densidade aparente})}{\text{Densidade real}} \quad (4.5.3)$$

4.5.6 Teor de finos (silte e argila)

O teor de finos, compostos por silte e argila, foi determinado para as 35 amostras coletadas, seguindo-se uma das etapas da análise granulométrica, a separação das frações grossa (\geq areia fina + raízes) das frações finas (silte e argila) (Figura 20).

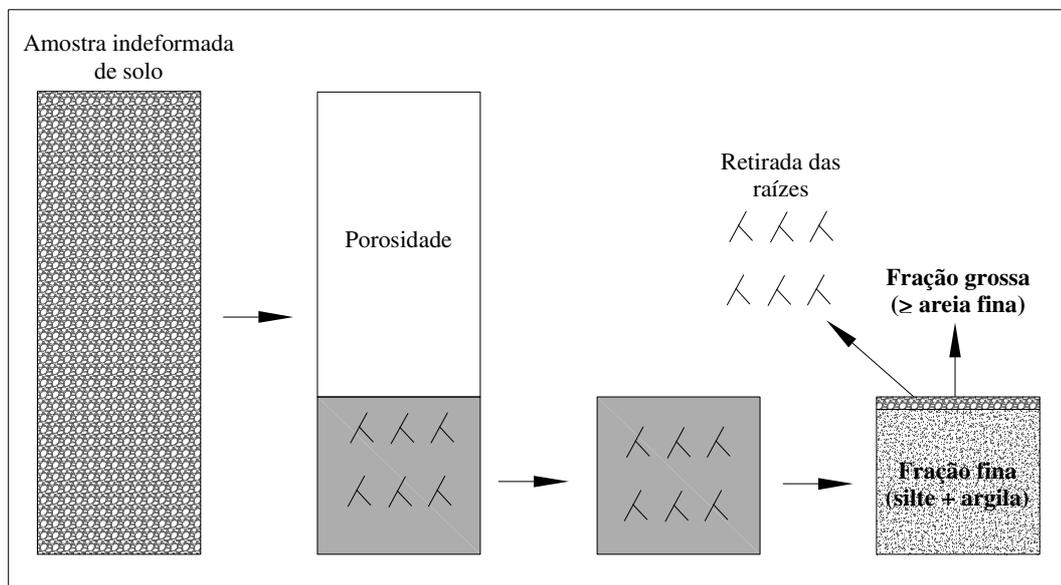


Figura 20 – Esquema de determinação do teor de finos.

A separação das frações finas (lama) das grossas foi realizada no Laboratório da Análise de Formações Superficiais, através de parte do método de análise granulométrica proposta pela EMBRAPA (1979), até a separação via úmida: a) quarteamento de 30 a 40 g de amostra, separando um quarto, menor do que 10 g; b) queima da matéria orgânica (coloidal), que

contribuiu para a floculação do material, através da adição de 10 mL de Peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 30 volumes, diluído em 40 mL de água destilada; c) separação via úmida das frações grossa e fina através de peneira com malha de 0,063 mm, com auxílio de uma solução defloculante contendo 35,7 g de Hexametáfosfato de sódio (CALGON) tamponado com 7,94 g de Carbonato de sódio anidro, diluídos em 1000 mL de água destilada, utilizando-se de 50 mL de solução para cada 10 g de amostra.

Após separação das frações grossa e fina, a fração grossa é recolhida em um béquer de 50 mL, previamente seco e pesado, com água destilada, e posteriormente levado a estufa a 105 °C, até completa evaporação da água. A amostra seca é resfriada em dessecador por 1 hora e pesada. Na sequência foram retiradas as raízes as quais tiveram suas massas descontadas do peso da amostra inicial. A pesagem posterior fornece a fração grossa, formada apenas por minerais, que descontada do peso total da amostra seca (–massa das raízes), fornece o valor da fração fina formada por silte e argila, também chamada de lama.

4.6 Estimativa da Taxa de Denudação

A taxa de denudação foi obtida através da razão do volume de solo perdido pela área da bacia. O volume de solo perdido, entretanto, foi obtido através da razão da descarga de sólidos em suspensão pela densidade aparente do solo.

4.6.1 Estimativa da taxa de denudação para o mês de agosto de 2011

A quantificação da taxa de denudação ou rebaixamento, para o período monitorado de agosto de 2011, foi calculada através da razão do volume perdido de sedimentos pela área da bacia de drenagem de contribuição no Alto Vale e na Foz do rio Quatorze, de acordo com as equações adaptadas segundo Carvalho (2008):

$$Tx_{den.} (ago./11) = \left(\frac{V_{perdido}}{A_{BD}} \right) \cdot 1000 \quad (4.6.1)$$

Onde:

$Tx_{den.} (ago./11)$ = taxa de denudação do mês de agosto de 2011 (mm)

$V_{perdido}$ = volume de solo perdido em agosto de 2011 (m^3)

A_{BD} = área de influência da bacia de drenagem (m^2)

O volume de solo perdido no período monitorado foi calculado com base na razão da descarga total de sólidos em suspensão pela densidade aparente média dos solos da bacia, de acordo com a equação abaixo:

$$V_{perdido} = \frac{Qt_{ss}}{Dap_m} \quad (4.6.2)$$

Onde:

$V_{perdido}$ = volume de solo perdido em agosto de 2011 (m^3)

Qt_{ss} = descarga total de sólidos em suspensão em agosto de 2011 (toneladas)

Dap_m = densidade aparente média dos solos da bacia ($g.cm^{-3} \leftrightarrow ton.m^{-3}$)

A descarga total de sólidos em suspensão durante o período monitorado (equação 4.6.3) é calculada pelo somatório das descargas ocorridas diariamente durante o mês de agosto de 2011 de acordo com a equação (4.3.2).

$$Qt_{ss} = \sum Q_{ss} \quad (4.6.3)$$

Onde:

Qt_{ss} = descarga total de sólidos em suspensão no mês de agosto de 2011 (toneladas)

$\sum Q_{ss}$ = somatório das descargas sólidas em suspensão diárias (toneladas)

4.6.2 Estimativa das taxas de denudação anual

A estimativa anual da taxa de denudação foi calculada tendo como base a pluviosidade observada no mês de agosto de 2011 de 343 mm, possibilitando obter um valor de rebaixamento do solo por milímetro de pluviosidade. A estimativa do mês de agosto de 2011 foi extrapolada para as médias mensais de pluviosidades dos anos de 1974 a 2010, da Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, fornecidas pelo Instituto Agrônomo do Paraná. Isso possibilitou obter as estimativas das taxas de denudação mensais médias, dos meses de janeiro a dezembro, que somadas forneceram o valor da estimativa de denudação anual.

$$Tx_{den. anual} = \sum Tx_{den. mensal} \quad (4.6.4)$$

Onde:

$Tx_{den. anual}$ = estimativa anual da taxa de denudação (mm.ano⁻¹)

$\sum Tx_{den. mensal}$ = soma das estimativas das taxas de denudação mensais de janeiro a dezembro (mm)

$$Tx_{den. mensal} = \frac{Tx_{den. (ago./11)}}{343} \cdot Pluviosidade\ média\ mensal \quad (4.6.5)$$

Onde:

$Tx_{den. mensal}$ = estimativa mensal da taxa de denudação (mm)

$Pluviosidade\ média\ mensal$ = pluviosidades médias dos meses de janeiro a dezembro dos anos de 1974 a 2010 (mm)

Tendo em vista que as estimativas das taxas de denudação foram obtidas através de médias mensais de pluviosidades dos anos de 1974 até 2010, foram estabelecidos, tendo como base os desvios padrões das pluviosidades, desvios padrões para as estimativas das taxas de denudação mensais, fornecendo estimativas das variações máximas e mínimas das taxas de denudação.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Levantamentos Hidrológicos

5.1.1 Pluviosidade

Foram levantados dados diários de pluviosidade e acumulado total para o mês de agosto de 2011, objetivando a compreensão da resposta destas pluviosidades no canal através das vazões. Os dados de pluviosidades coletados neste período, bem como a indicação dos horários das coletas encontram-se no apêndice A.

O mês de agosto de 2011 apresentou pluviosidade acumulada total de 343 mm na bacia do rio Quatorze (Figura 21). Quantidade muito acima da média para os meses de agosto (107,7 mm), comparado aos dados fornecidos pela Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, localizada próximo da Foz da bacia do rio Quatorze, para os anos de 1974 a 2010 (Figura 22).

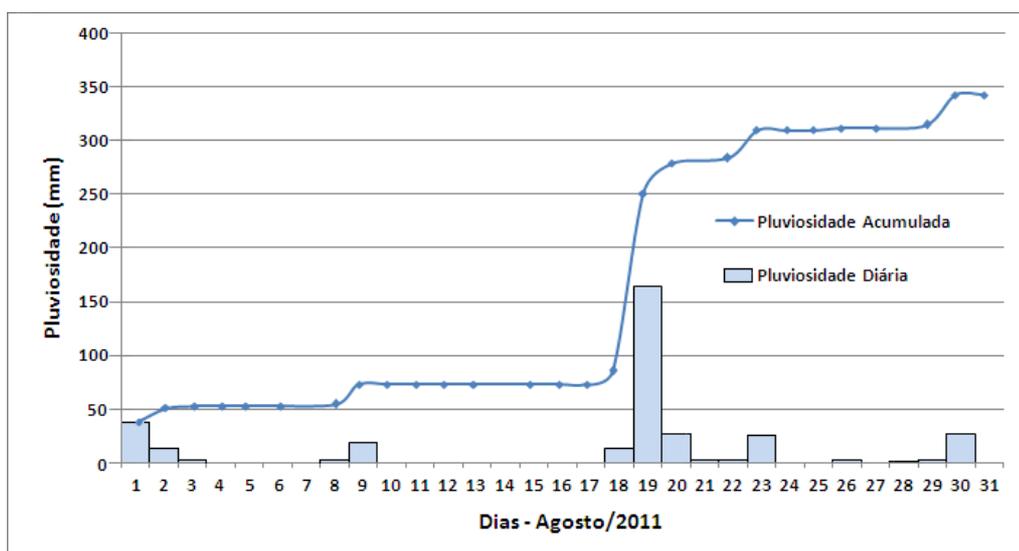


Figura 21 – Distribuição temporal das pluviosidades diárias e acumulada total do mês de agosto de 2011 na bacia do rio Quatorze.

A pluviosidade de 343 mm, registrada no mês de agosto de 2011, superou a máxima pluviosidade registrada pela Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, para os meses de agosto de 1974 a 2010, que foi de 293,7 mm, ocorrida no ano de 1998 (Figura 22).

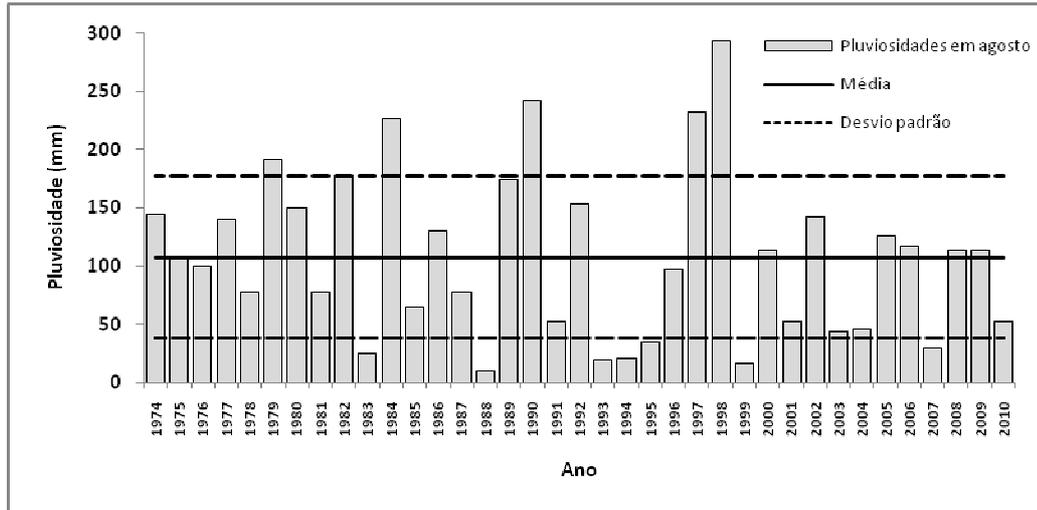


Figura 22 – Totais pluviométricos mensais para os meses de agosto de 1974 a 2010.

O caráter atípico para o mês de agosto de 2011 pode ser atribuído a precipitação ocorrida no dia 19, que registrou pluviosidade diária de 165 mm, ou seja, 48% do total registrado durante todo o mês. Na observação da distribuição temporal das pluviosidades diárias e acumulada total, verifica-se a ascensão brusca da linha de pluviosidade acumulada total (Figura 21).

Observando o comportamento das pluviosidades dos meses de agosto de 1974 a 2010, verifica-se a variação do desvio padrão em 70 mm, tendo como referência a média de 107,7 mm. O desvio padrão máximo estabelecido foi de 177,7 mm e o mínimo de 37,7 mm, observando-se que neste período somente 5 anos registraram, valores acima do desvio padrão máximo (Figura 22).

A pluviosidade no mês de agosto de 2011, observada na bacia hidrográfica do rio Quatorze, superou a máxima do desvio padrão, estabelecido para 37 anos de monitoramento da Estação Meteorológica de Francisco Beltrão, em 165,3 mm, quase o dobro do limite máximo de desvio padrão. Pluviosidade acima do desvio padrão devido à chuva de 165 mm ocorrida no dia 19, indicando que a ocorrência de um evento extremo em apenas um dia foi o responsável pela maior pluviosidade observada nos meses de agosto dos últimos 38 anos.

5.1.2 Vazão

Os resultados das medidas de vazão foram obtidos diariamente em dois pontos do canal do rio Quatorze, localizados no Alto Vale e na Foz do rio.

5.1.2.1 Alto Vale

A vazão média obtida no Alto Vale do rio Quatorze no período monitorado foi de $4,27 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mínimo de $0,84 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no dia 17 de agosto, e máximo de $50,26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no dia 19. Esta significativa variação de vazão foi devido à precipitação de 165 mm, registrada no dia 19, provocando aumento na vazão de aproximadamente 60 vezes em relação à vazão mínima, em um intervalo de 48 horas (Figura 23).

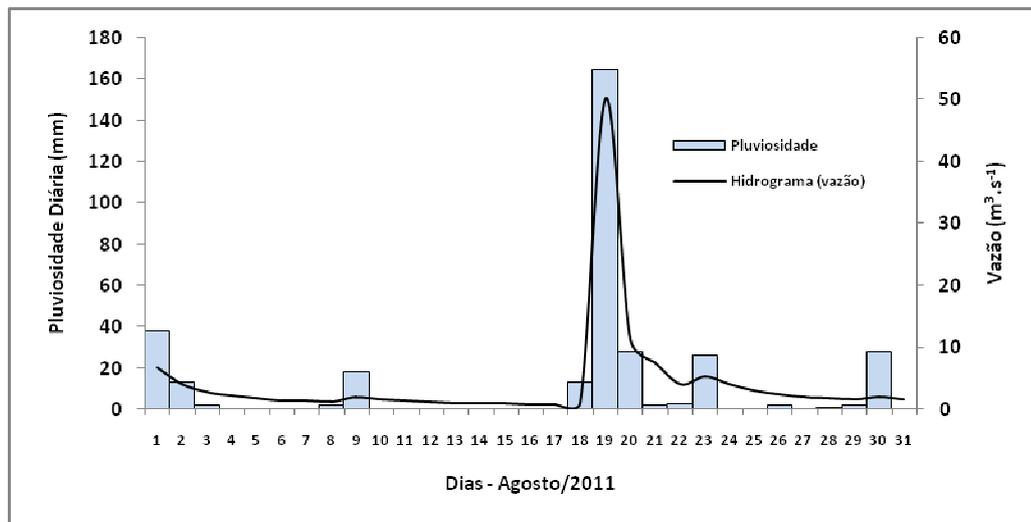


Figura 23 – Resposta das vazões à pluviosidade na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.

Analisando-se a figura 23 pode ser verificada a relação direta entre pluviosidade e o delineamento do hidrograma de vazão, definido pelas precipitações e as características da bacia de drenagem. Os valores de pluviosidades e vazões diárias registradas no período monitorado encontram-se no apêndice A.

Com as leituras das cotas da régua, instalada na margem esquerda do canal (Figura 12), e os dados de vazão medidos simultaneamente, foi possível estabelecer uma relação entre cota (C) e vazão (Q) através da curva-chave de vazão. O estabelecimento desta relação possibilitou a obtenção dos dados de vazão em função dos valores de cota, medidos na régua do nível da água do canal, a partir da equação estabelecida pela linha de tendência da curva-chave (Figura 24).

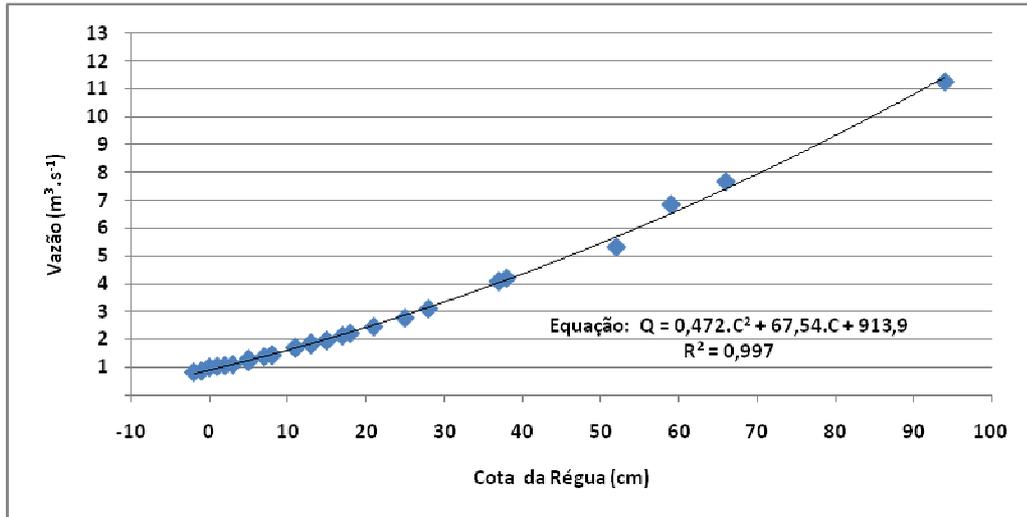


Figura 24 – Curva-chave de vazão na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.

A curva-chave de vazão para o ponto de coleta no Alto Vale apresentou alta correlação (R) com os dados obtidos em campo, chegando a uma precisão de 99,8%, considerando uma cota máxima de 94 cm, valor máximo medido na régua no dia 20 de agosto, visto não ser possível a obtenção da cota no dia 19 de agosto, devido ao extravasamento do canal inundando o caminho de passagem até a seção de amostragem. A obtenção da vazão para este dia, no entanto, ocorreu através da medida das vazões, no canal do rio Quatorze a montante e em um afluente, de cima de duas pontes próximas ao local de coleta, tendo em vista que estes pontos convergem para o ponto no Alto Vale, obtendo um valor de vazão de $50,26 m^3 \cdot s^{-1}$.

A finalidade da curva-chave de vazão é permitir a identificação da evolução regular dos dados de vazão quando comparados simultaneamente com os dados de cota do nível d'água verificado nas réguas, possibilitando a obtenção de dados confiáveis de vazão para futuros estudos que venham a ser realizados nesta seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.

5.1.2.2 Foz

A vazão média obtida no ponto de coleta na Foz do rio Quatorze no período monitorado foi de $13,52 m^3 \cdot s^{-1}$, mínima de $2,19 m^3 \cdot s^{-1}$, no dia 17 de agosto, e máxima de $134,73 m^3 \cdot s^{-1}$, no dia 19, esta grande variação é atribuída à precipitação de 165 mm, registrada no dia 19, provocando aumento na vazão na Foz da bacia de aproximadamente 61,5 vezes, com relação à mínima, em um intervalo de 48 horas (Figura 25).

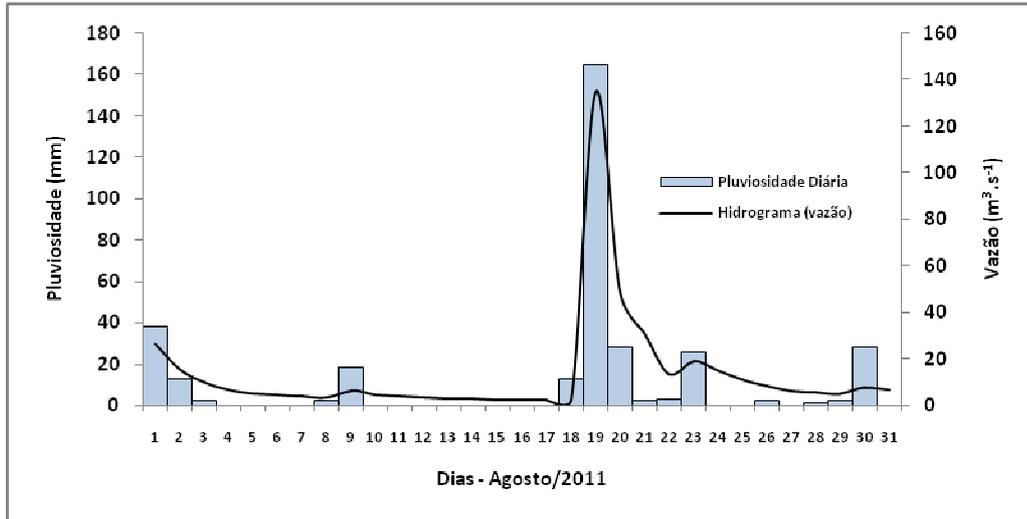


Figura 25 – Resposta das vazões à pluviosidade na seção do canal na Foz do rio Quatorze.

Analisando-se a figura 25 pode ser verificada a relação direta entre pluviosidade e o delineamento do hidrograma de vazão. Os dados de cota do nível d'água e vazão possibilitaram o estabelecimento de uma relação cota (C) e vazão (Q), através de uma curva-chave de vazão para esta seção do canal (Figura 26).

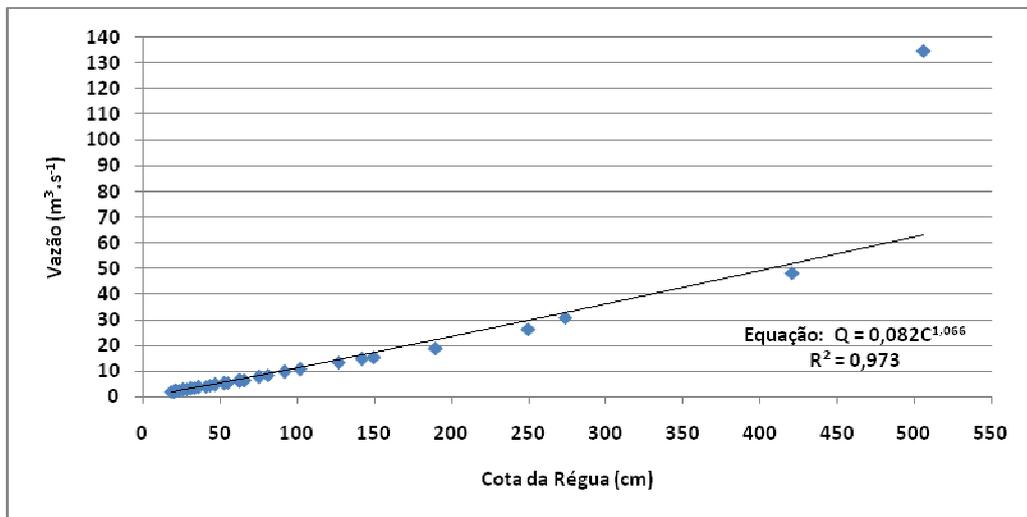


Figura 26 – Curva-chave de vazão na seção do canal na Foz do rio Quatorze.

A curva-chave da Foz da bacia apresentou alta correlação (R) com os dados obtidos em campo, chegando a uma precisão de 98,6%, considerando uma cota máxima de 506 cm medida no dia 19 de agosto.

5.1.2.3 Vazões geradas pelo escoamento superficial

O escoamento superficial depende de algumas características específicas do solo da área drenada pela bacia, tendo em vista sua maior ou menor capacidade de infiltração. A separação entre o escoamento superficial e o subterrâneo é feito através de métodos empíricos de identificação no hidrograma. O ponto de início do escoamento superficial é facilmente identificado através do crescimento brusco de vazão em função do tempo, já o término não é tão fácil de ser visualizado, visto que o trecho final do escoamento superficial possui uma curvatura suave (PORTO, ZAHED FILHO e MARCELLINI, 1999).

O escoamento superficial é o principal fator de transporte de sedimentos removidos pela energia das gotas de chuva, bem como, por sua força de atrito com a superfície do solo no processo de movimento encosta abaixo. Facilitado pela perda de coesão do solo, quando excedida os limites de plasticidade ou de liquidez causados pela umidade excessiva. O escoamento superficial pode ocorrer em enxurradas de forma difusa, laminar ou concentrada, e cuja força de arrasto e de transporte é variável segundo os diferentes fatores físicos (CARVALHO, 2008).

A observação dos dados de vazão e pluviosidades diárias possibilitaram a identificação da ocorrência de escoamento superficial, gerados a partir de 7 eventos chuvosos no mês de agosto de 2011, identificados através do aumento brusco do hidrograma de vazão. O aumento das vazões promovidas pelo escoamento superficial tem importância fundamental no transporte de sedimento no curso d'água.

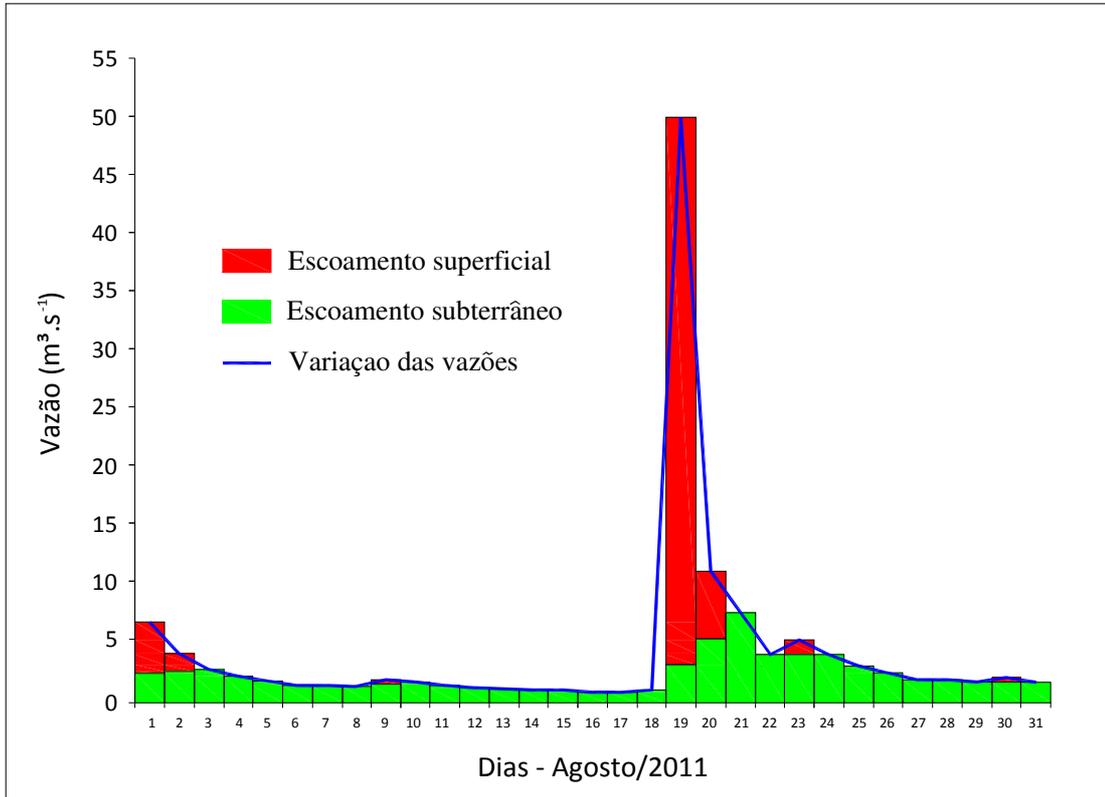
De acordo com a tabela 2, o escoamento superficial foi separado do subterrâneo, pelo método empírico de análise no hidrograma, apresentado por Tucci (2009), pelo aumento brusco da vazão promovido pelo escoamento superficial, tendo em vista, que a contribuição do escoamento subterrâneo que alimenta o regime perene do canal, ocorre lentamente e abastece o curso d'água a uma velocidade pouco variável dependendo da infiltração e da percolação da água no solo.

Tabela 2 – Quantificação dos escoamentos superficiais na bacia do rio Quatorze.

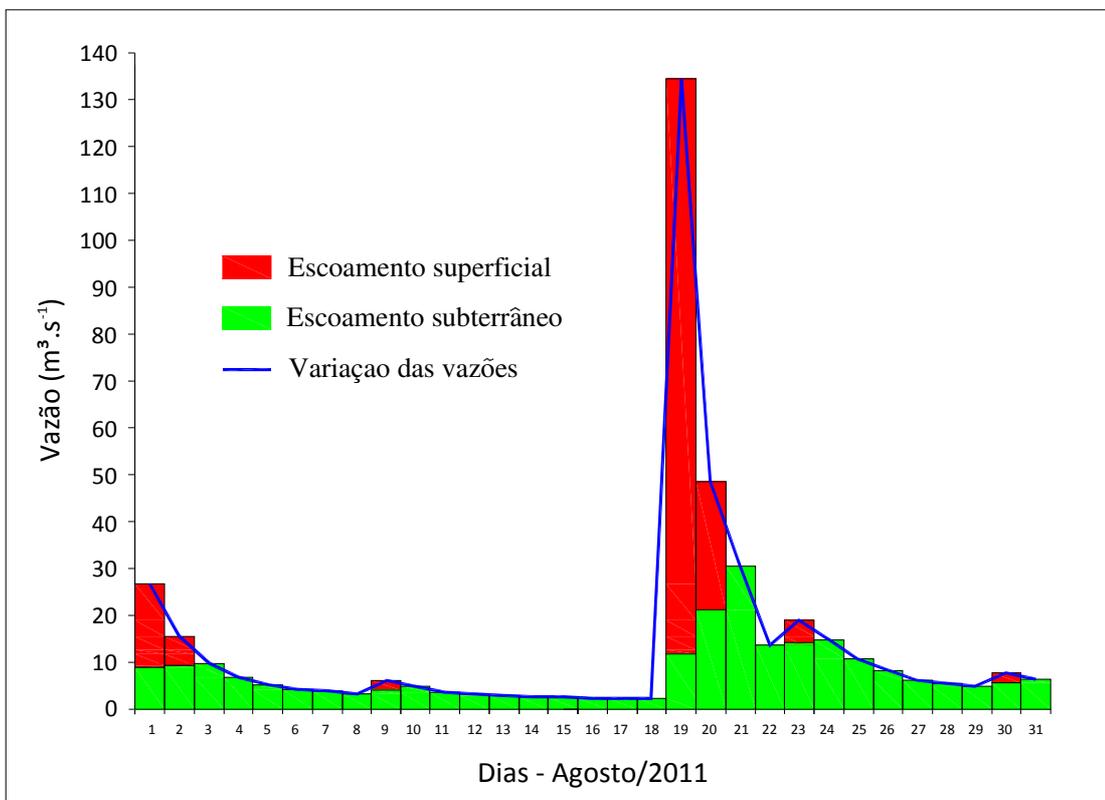
Tempo (dias)	Precipitação (mm)	Alto Vale		Foz	
		Vazão total ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Vazão do E.S. ¹ ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Vazão total ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Vazão do E.S. ¹ ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
1	38	6,87	4,36	26,60	17,74
2	13	4,22	1,53	15,52	6,21
3	2	2,79	0,00	9,77	0,00
4	0	2,24	0,00	6,68	0,00
5	0	1,83	0,00	5,25	0,00
6	0	1,48	0,00	4,22	0,00
7	0	1,39	0,00	3,79	0,00
8	2	1,31	0,00	3,36	0,00
9	18	1,97	0,46	6,29	2,26
10	0	1,72	0,00	4,69	0,00
11	0	1,43	0,00	3,67	0,00
12	0	1,22	0,00	3,15	0,00
13	0	1,11	0,00	2,80	0,00
14	0	1,08	0,00	2,65	0,00
15	0	1,01	0,00	2,50	0,00
16	0	0,88	0,00	2,25	0,00
17	0	0,84	0,00	2,19	0,00
18	13	1,05	0,00	2,37	0,00
19	165	50,26	47,00	134,73	122,85
20	28	11,28	5,80	48,31	26,92
21	2	7,70	0,00	30,89	0,00
22	3	4,11	0,00	13,48	0,00
23	26	5,34	1,23	18,94	4,79
24	0	4,11	0,00	14,82	0,00
25	0	3,12	0,00	10,76	0,00
26	2	2,47	0,00	8,52	0,00
27	0	1,97	0,00	6,29	0,00
28	1	1,89	0,00	5,61	0,00
29	2	1,72	0,00	4,94	0,00
30	28	2,15	0,43	7,73	1,99
31	0	1,72	0,00	6,55	0,00

¹Escoamento superficial

Os hidrogramas de vazões nas seções do canal no Alto Vale (Figura 27-a) e na Foz (Figura 27-b) do rio Quatorze apresentam graficamente as parcelas de contribuições dos escoamentos superficiais nas descargas totais dos canais, identificando-se volume considerável da contribuição das vazões geradas pelo escoamento superficial perante o volume de descarga total (superficial + subterrâneo). É possível ainda, a verificação das similaridades nos comportamentos das vazões e dos volumes escoados superficialmente nos setores drenados pelo Alto Vale e pela Foz do rio Quatorze.



(a)



(b)

Figura 27 – Identificação dos volumes escoados superficialmente. (a) Hidrograma da seção do canal no Alto Vale. (b) Hidrograma da seção no canal na Foz do rio Quatorze.

5.2 Levantamentos Sedimentométricos

Os levantamentos sedimentométricos apresentaram resultados para os parâmetros de concentração e descarga de sólidos em suspensão para as seções dos canais no Alto Vale e na Foz do rio Quatorze, no período de agosto de 2011.

5.2.1 Concentração de sólidos em suspensão

5.2.1.1 Alto Vale

A seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze apresentou resultados de concentrações de sólidos em suspensão dispersos aos dados de vazões. O valor mínimo obtido foi de 0,010 g.L⁻¹ no dia 10 de agosto, e máximo de 0,287 g.L⁻¹, no dia 02. Ocorrendo variação de aproximadamente 29 vezes na carga de sólidos em suspensão referente ao valor mínimo.

O aumento brusco nos valores de concentração de sólidos em suspensão é resultado da remoção das partículas do solo pela energia das gotas de chuva (VILLELA e MATTOS, 1975). Os sedimentos removidos são em seguida transportados pelas forças hidrodinâmicas do escoamento superficial e mantidos em suspensão pela turbulência do canal e pelas características granulométricas das partículas (TUCCI, 2009).

A relação entre concentração de sólidos em suspensão e a vazão não é direta na seção do Alto Vale do rio Quatorze, apesar de haver tendência de aumento da concentração com o aumento de vazão (Figura 28). No início do mês de agosto, dias 01 e 02, foram registradas vazões de 6,87 e 4,22 m³.s⁻¹, derivadas de pluviosidades diárias de 38 mm e 13 mm. Para esses dias obteve-se valores de concentração de sólidos em suspensão de 0,278 e 0,287 g.L⁻¹, respectivamente, concentrações acima da obtida no dia 19, de 0,203 g.L⁻¹, no qual foi registrado a vazão máxima de 50,26 m³.s⁻¹.

Em estudos realizados na bacia hidrográfica do rio Ivaí, Bittencourt (1982) observou grande dispersão entre dados de concentração de sólidos em suspensão e vazão, resultando, segundo o autor, de fatores de difícil equacionamento, como: estágio de desenvolvimento do rio, amostragens não representativas, uso e manejo do solo, chuvas variáveis durante o período e contribuição variável conforme o compartimento geológico da bacia, entre outras diversas possíveis causas.

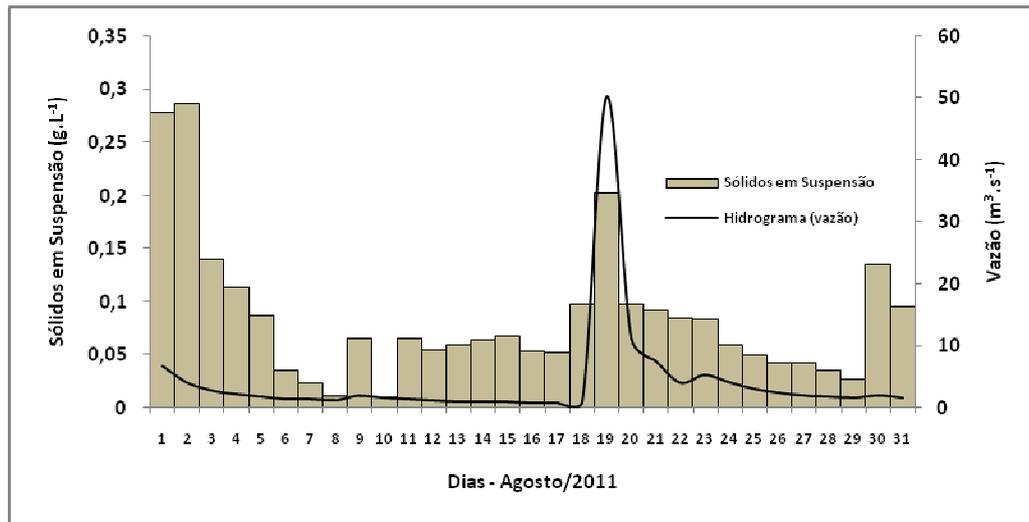


Figura 28 – Relação entre a concentração de sólidos em suspensão e a vazão na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.

A concentração de sólidos em suspensão se deve, principalmente, à intensidade das pluviosidades, parâmetro este, não obtido no presente trabalho devido a limitações de obtenção de dados pelo equipamento. Altas intensidades ocorrem geralmente em pequenos espaços de tempo, e superam rapidamente o potencial de infiltração, promovendo o escoamento superficial e removendo as partículas deslocadas pelo impacto das gotas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

As variações das concentrações de sólidos em suspensão em relação às vazões podem ser resultado, de pluviosidades de altos volumes com baixas intensidades ocorridas em longos períodos de tempo promovendo aumentos consideráveis nas vazões, no entanto, com pequenos potenciais de remoção de sedimentos do solo, pela baixa energia das gotas, e pelo menor escoamento superficial, devido à grande quantidade de água infiltrada. As pluviosidades de altas intensidades, entretanto, têm pequena duração e ocasionam menores volumes e vazões, mas tem maior potencial de remoção de sedimentos do solo, podendo causar grandes estragos erosivos (CARVALHO, 2008).

5.2.1.2 Foz

A concentração de sólidos em suspensão obtida na seção do canal na Foz do rio Quatorze apresentou maior relação dos dados de concentração de sólidos em suspensão com as vazões (Figura 29). A mínima concentração de sólidos em suspensão foi de 0,015 g.L⁻¹ no dia 06 de agosto, a máxima de 0,327 g.L⁻¹, no dia 19, no qual foi registrado uma vazão de 134,73 m³.s⁻¹. Apresentando um aumento de aproximadamente 22 vezes na capacidade de

transporte de sedimentos em suspensão, comparado ao valor mínimo obtido, promovida pelo aumento de energia de que dispõe a água em movimento através da turbulência da alta vazão (TUCCI, 2009).

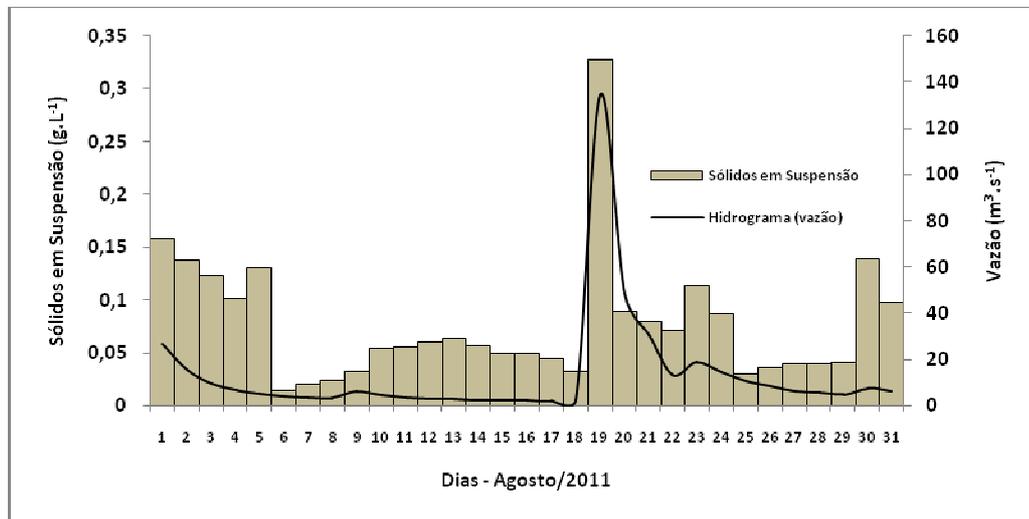


Figura 29 – Relação entre carga de sólidos em suspensão e a vazão na seção do canal na Foz do rio Quatorze.

Na seção do canal na Foz do rio Quatorze obteve maior relação entre a concentração de sólidos em suspensão e vazão, tendo em vista que maiores áreas drenadas tendem a absorver melhor eventos extremos. As chuvas de altas intensidades ocorrem geralmente em setores pequenos da bacia e em curtos espaços de tempo (CANHOLI, 2005).

5.2.2 Descarga de sólidos em suspensão

5.2.2.1 Alto Vale

Foi observado na seção do canal no Alto Vale da bacia do rio Quatorze, durante o período monitorado de agosto de 2011, relação direta entre os dados de vazão e descarga de sólidos em suspensão. A descarga mínima obtida foi de $15,76 \text{ g.s}^{-1}$ no dia 08 de agosto, e máxima de $10.202,62 \text{ g.s}^{-1}$, no dia 19. Esta última descarga em resposta ao grande pico de vazão de $50.26 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ registrado neste dia, aumentando consideravelmente a capacidade de descarga de sólidos em suspensão, promovida pelo aumento da capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo turbulento da água (Figura 30).

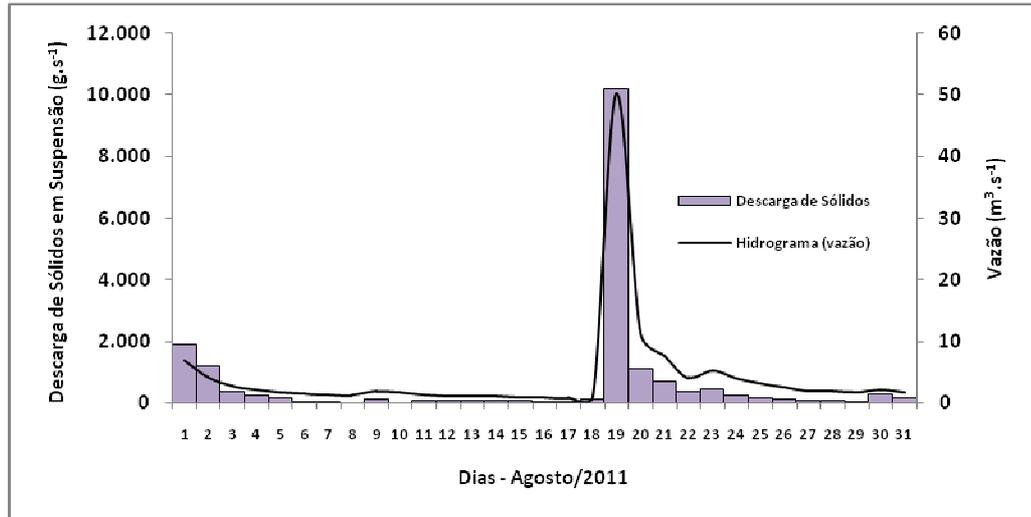


Figura 30 – Relação entre as descargas de sedimentos em suspensão e as vazões na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.

Na figura 30 fica evidente a relação direta entre descarga de sólidos em suspensão e a vazão, podendo ser verificado o acompanhamento da linha do hidrograma de vazão com os valores de descarga na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze. O aumento na descarga de sólidos em suspensão ocorre devido à maior capacidade de transporte de sedimentos pela energia do fluxo turbulento, além de ser verificado que o transporte de sólidos em suspensão ocorre praticamente na mesma velocidade que o fluxo de água no canal (ALLEN, 1994).

A partir dos dados de descarga de sólidos em suspensão e de vazão, de acordo com Carvalho, *et al* (2000), foi possível o estabelecimento de uma curva-chave de sedimentos em suspensão, relacionando dados de descarga de sólidos em suspensão (Q_{ss}) em função da vazão (Q) (Figura 31).

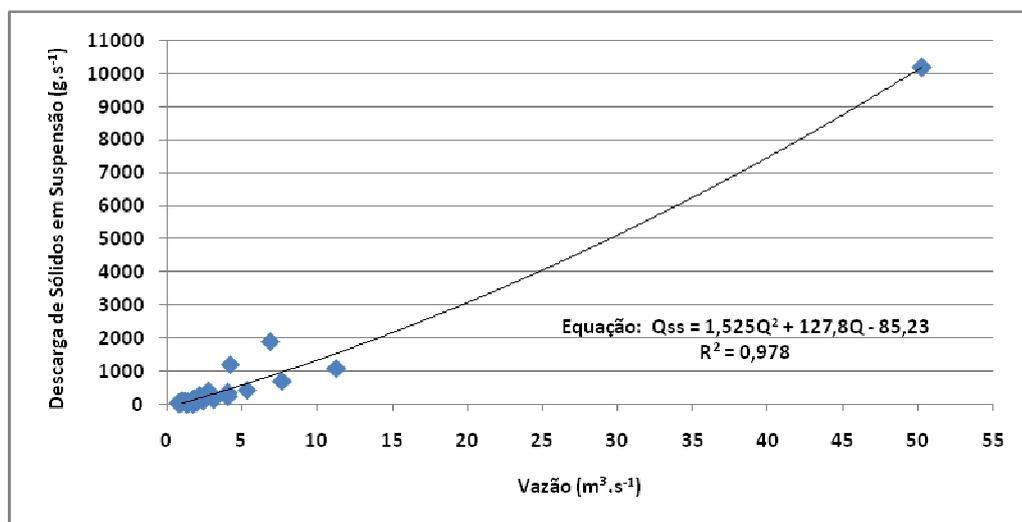


Figura 31 – Curva-chave de sedimentos em suspensão na seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze.

A curva-chave de sedimentos apresentou precisão (R) de 98,9% com os dados coletados a campo, indicando alta confiabilidade na obtenção de dados de descarga de sedimentos em suspensão em função de dados de vazão para a seção do canal no Alto Vale do rio Quatorze. A finalidade da obtenção da curva chave de sedimentos, bem como da curva-chave de vazão, é a de permitir a visualização da evolução da descarga de sedimentos em suspensão em função da vazão, e de fornecer dados confiáveis para futuros estudos nesta seção do canal do rio Quatorze.

5.2.2.2 Foz

A descarga de sólidos em suspensão na seção do canal na Foz do rio Quatorze, devido à maior área drenada, apresentou valores mais elevados. A descarga mínima de sólidos em suspensão obtida foi de $63,31 \text{ g.s}^{-1}$ no dia 06 de agosto, e máxima de $44.057,46 \text{ g.s}^{-1}$, no dia 19, em resposta ao pico de vazão de $134,73 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, registrado neste dia (Figura 32).

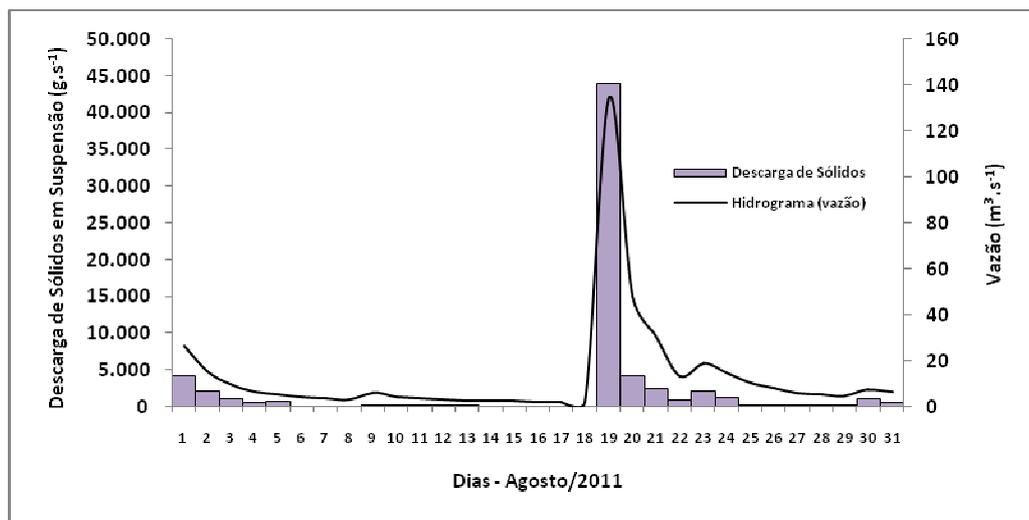


Figura 32 – Relação entre as descargas de sedimentos em suspensão e as vazões na seção do canal na Foz do rio Quatorze.

Na figura 32, fica evidente a relação direta entre descarga de sólidos em suspensão e a vazão na seção da Foz do rio, cujos valores de descargas de sólidos em suspensão foram acompanhados pela linha do hidrograma de vazão, possibilitando a construção da curva-chave de sedimentos em suspensão, a partir dos dados da descarga de sólidos em suspensão (Q_{ss}) em função da vazão (Q), amostrados na Foz do rio Quatorze (Figura 33). A curva-chave de sedimentos na seção do canal na foz da bacia apresentou precisão (R) de 99,6% de correlação da linha de tendência com os dados obtidos no campo.

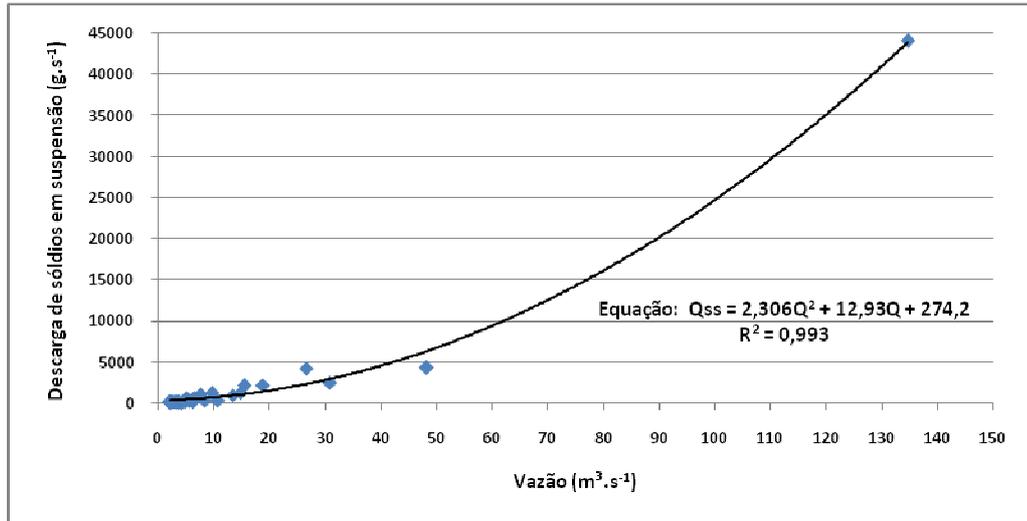


Figura 33 – Curva-chave de sedimentos na seção do canal na Foz do rio Quatorze.

5.2.2.3 Descargas de sólidos em suspensão geradas pelo escoamento superficial e pelo regime perene do canal

A descarga total de sólidos em suspensão no canal é derivada de dois processos de remoção de sedimentos, o escoamento superficial, o qual provoca a erosão dos solos nas encostas, e o escoamento subterrâneo ou subsuperficial (regime perene) que transporta principalmente materiais finos (GUERRA e CUNHA, 2005). No entanto, como já referido no item 3.4.2, estudos de Roose (1970 *apud* GUERRA e CUNHA, 2005), no Senegal, revelaram que o escoamento subterrâneo contribui apenas com 1% (um por cento) do total do material erodido de uma encosta.

Por outro lado, foi observado a campo em dias de coletas, sem possibilidades de contribuição direta do escoamento superficial na descarga de sólidos em suspensão, que as concentrações de sedimentos em suspensão apresentam valores relativamente altos (Tabela 3). Isso se deve, no entanto, a força do regime perene de por em suspensão os sedimentos anteriormente sedimentados no leito do canal, pelo aumento relativo da concentração de sólidos em suspensão em relação à vazão, de acordo com a relação apresentada por Lane (1954, *apud* CARVALHO, 2008), (Figura 6). Considerando que os sedimentos foram transportados até o canal pelo escoamento superficial, visto que é característico destes sólidos serem provenientes das vertentes (deplúvio) (TUCCI, 2009).

Tabela 3 – Vazões e concentrações de sólidos em suspensão no rio Quatorze.

Tempo (dias)	Alto Vale			Foz		
	Vazão do regime perene ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Vazão do E.S. ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Css ² ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)	Vazão do regime perene ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Vazão do E.S. ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Css ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)
1	2,51	4,36	0,278	8,86	17,74	0,158
2	2,69	1,53	0,287	9,31	6,21	0,138
3	2,79	0,00	0,14	9,77	0,00	0,123
4	2,24	0,00	0,114	6,68	0,00	0,101
5	1,83	0,00	0,087	5,25	0,00	0,131
6	1,48	0,00	0,036	4,22	0,00	0,015
7	1,39	0,00	0,024	3,79	0,00	0,02
8	1,31	0,00	0,012	3,36	0,00	0,024
9	1,52	0,46	0,065	4,02	2,26	0,033
10	1,72	0,00	0,01	4,69	0,00	0,054
11	1,43	0,00	0,066	3,67	0,00	0,056
12	1,22	0,00	0,055	3,15	0,00	0,06
13	1,11	0,00	0,06	2,80	0,00	0,064
14	1,08	0,00	0,064	2,65	0,00	0,057
15	1,01	0,00	0,068	2,50	0,00	0,05
16	0,88	0,00	0,054	2,25	0,00	0,05
17	0,84	0,00	0,052	2,19	0,00	0,045
18	1,05	0,00	0,098	2,37	0,00	0,033
19	3,26	47,00	0,203	11,88	122,85	0,327
20	5,48	5,80	0,098	21,39	26,92	0,089
21	7,70	0,00	0,092	30,89	0,00	0,08
22	4,11	0,00	0,085	13,48	0,00	0,071
23	4,11	1,23	0,084	14,15	4,79	0,114
24	4,11	0,00	0,06	14,82	0,00	0,087
25	3,12	0,00	0,05	10,76	0,00	0,03
26	2,47	0,00	0,043	8,52	0,00	0,036
27	1,97	0,00	0,043	6,29	0,00	0,04
28	1,89	0,00	0,035	5,61	0,00	0,04
29	1,72	0,00	0,027	4,94	0,00	0,041
30	1,72	0,43	0,135	5,75	1,99	0,139
31	1,72	0,00	0,096	6,55	0,00	0,098

²Concentração de sólidos em suspensão.

De acordo com Carvalho (2008), o transporte de sedimentos no canal está sujeito a um estado de equilíbrio, ou seja, quando a concentração de sólidos em suspensão exceder o estado de equilíbrio que tem com a vazão, a capacidade de transporte pelo fluxo também é excedida e ocorre a sedimentação destes sólidos. No decorrer do tempo há uma tendência da concentração destes sólidos diminuir, e da vazão exceder a relação com a concentração, ocorrendo o fenômeno inverso, a erosão destes sólidos depositados anteriormente no leito do canal, colocados em suspensão, relação representada nas figuras 4 e 6.

Justificando as observações feitas a campo e partindo do princípio de que as vazões de influência do escoamento superficial e do regime perene foram separadas nos hidrogramas apresentado na figura 27 e quantificadas na tabela 2, podem ser quantificadas também as

descargas de sólidos em suspensão transportadas por estes regimes de abastecimento do canal de drenagem (Tabela 4).

Tabela 4 – Descargas de sólidos em suspensão promovidas pelo regime perene do canal e pelo escoamento superficial na bacia do rio Quatorze.

Tempo (dias)	Alto Vale		Foz	
	Q_{ss}^3 – regime perene do canal (ton.dia ⁻¹)	Q_{ss} – escoamento superficial (ton.dia ⁻¹)	Q_{ss} – regime perene do canal (ton.dia ⁻¹)	Q_{ss} – escoamento superficial (ton.dia ⁻¹)
1	60,29	104,72	120,95	242,17
2	66,70	37,94	111,00	74,04
3	33,73	0,00	103,78	0,00
4	22,06	0,00	58,30	0,00
5	13,76	0,00	59,45	0,00
6	4,59	0,00	5,47	0,00
7	2,89	0,00	6,55	0,00
8	1,36	0,00	6,96	0,00
9	8,51	2,58	11,47	6,45
10	1,48	0,00	21,88	0,00
11	8,16	0,00	17,78	0,00
12	5,81	0,00	16,31	0,00
13	5,77	0,00	15,51	0,00
14	5,97	0,00	13,06	0,00
15	5,96	0,00	10,79	0,00
16	4,10	0,00	9,73	0,00
17	3,77	0,00	8,53	0,00
18	8,87	0,00	6,77	0,00
19	57,24	824,27	335,68	3.470,88
20	46,39	49,12	164,46	207,00
21	61,17	0,00	213,54	0,00
22	30,18	0,00	82,70	0,00
23	29,83	8,96	139,36	47,16
24	21,30	0,00	111,37	0,00
25	13,47	0,00	27,90	0,00
26	9,19	0,00	26,51	0,00
27	7,34	0,00	21,73	0,00
28	5,71	0,00	19,40	0,00
29	4,01	0,00	17,50	0,00
30	20,04	5,05	69,00	23,87
31	14,25	0,00	55,46	0,00
Totais parciais	583,89	1.032,65	1.888,80	4.071,58
Porcentagens	36,12%	63,88%	31,69%	68,31%
TOTAL	1.616,54		5.960,38	

³Descarga de sólidos em suspensão.

Pode ser observado que as contribuições dos escoamentos superficiais, mesmo que ocasionais, são superiores as contribuições dos escoamentos subterrâneos, nas descargas totais de sólidos em suspensão, ocorridas na bacia hidrográfica do rio Quatorze.

5.3 Levantamento de Perfis de Solos

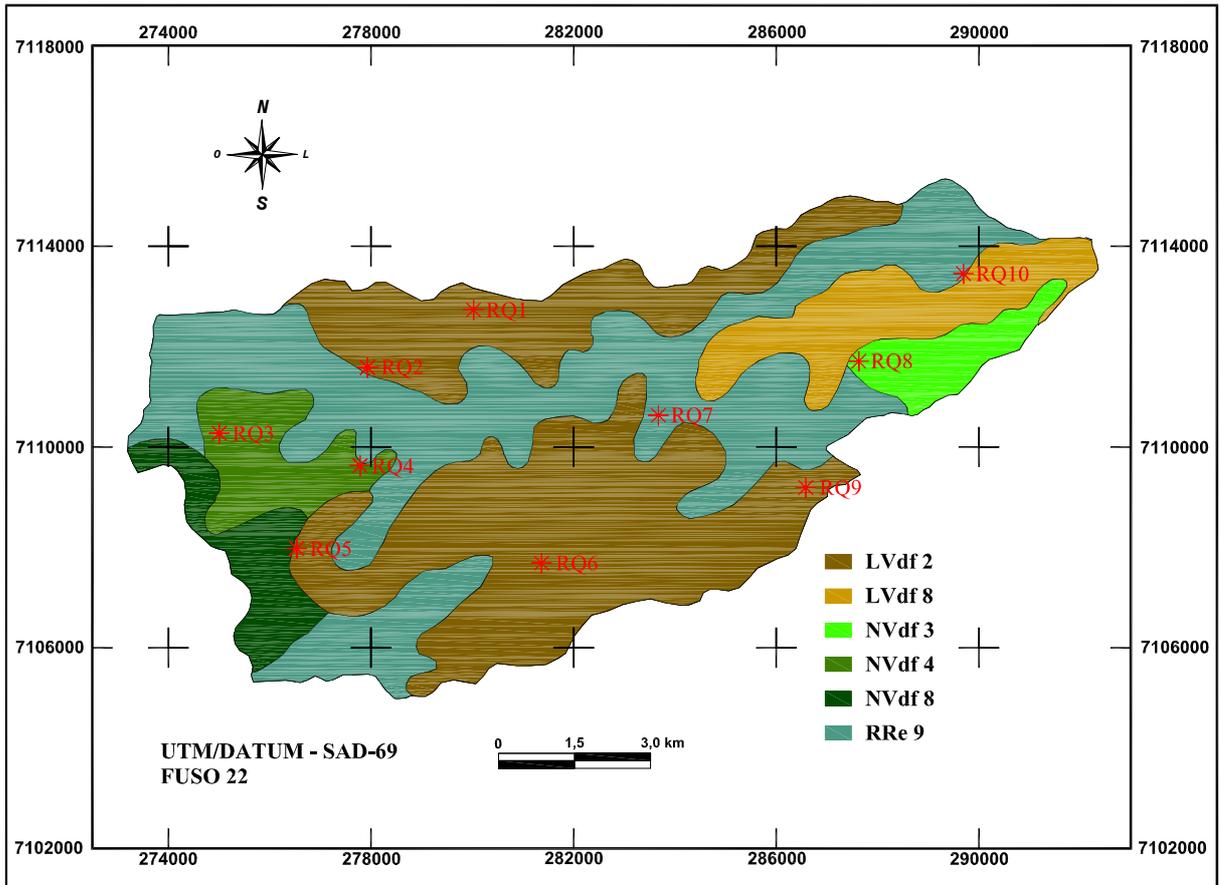
Os levantamentos dos dez perfis de solo expostos em cortes de estrada na bacia do rio Quatorze apresentam os resultados do reconhecimento das classes identificadas, a descrição morfológica dos perfis, para o estabelecimento dos parâmetros de densidade aparente e real, porosidade total e teor de finos.

5.3.1 Descrição morfológica dos perfis de solo

O levantamento dos perfis de solos na bacia do rio Quatorze identificou as seguintes classes de solo: Neossolo regolítico, Cambissolo, Nitossolo e Latossolo (Tabela 5). Estando de acordo com as classes identificadas pelo levantamento constante no mapa de solos IAPAR/EMBRAPA (2006) para a região, com exceção da classe Cambissolo que não aparece no referido mapa. No entanto, a identificação exata dos pontos levantados em campo apresentou divergências com o levantamento do referido mapa de solos IAPAR/EMBRAPA (2006) (Figura 34), não havendo correlação direta das classes identificadas dos pontos levantados em campo com as classes identificadas no mapa. No presente levantamento, teve-se dúvida, no entanto, se alguns perfis de Nitossolo levantados na realidade sejam Latossolos com caráter nítico.

Tabela 5 – Classes de solos identificadas nos perfis levantados na bacia do rio Quatorze.

Perfil	Classe de solo
RQ1	Neossolo regolítico
RQ2	Nitossolo
RQ3	Cambissolo
RQ4	Latossolo
RQ5	Nitossolo
RQ6	Nitossolo ou latossolo com características de B nítico
RQ7	Latossolo
RQ8	Nitossolo ou latossolo com características de B nítico
RQ9	Nitossolo
RQ10	Latossolo



LVdf = Latossolo Vermelho Distroférico; NVdf = Nitossolo Vermelho Distroférico; RRe = Neossolos Regolíticos Eutróficos.

Figura 34 – Localização dos pontos, levantados em campo na Bacia Hidrográfica do Rio Quatorze, no mapa de solos IAPAR/EMBRAPA (2006).

A seguir são apresentadas as descrições morfológicas de um perfil de cada classe identificada na bacia (Figuras 35, 36, 37 e 38), representados pelos perfis RQ1, RQ3, RQ4 e RQ9 (Figura 19), tendo em vista que são os perfis que melhor representam as classes identificadas. No apêndice B encontram-se as descrições dos demais perfis descritos e os desenhos esquemáticos (manuais) levantados em campo dos perfis de solo da bacia hidrográfica do rio Quatorze.

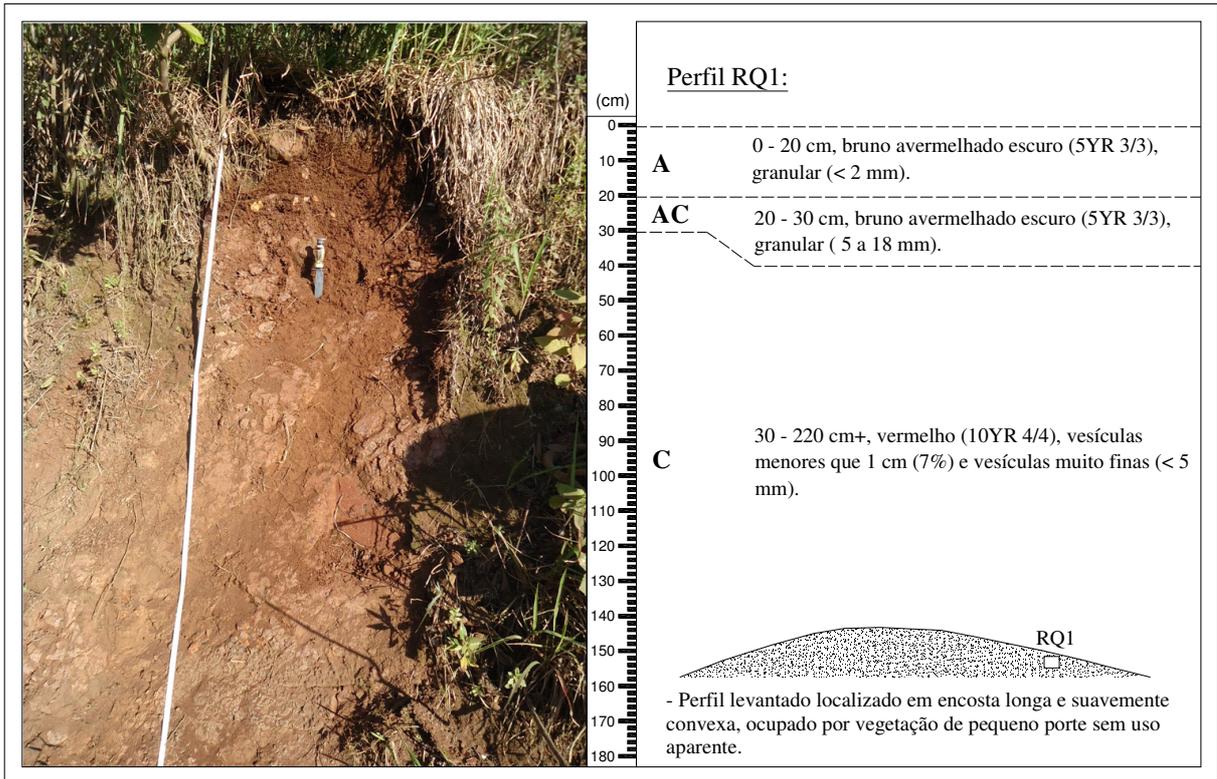


Figura 35 – Descrição morfológica do perfil RQ1 – Neossolo Regolítico.

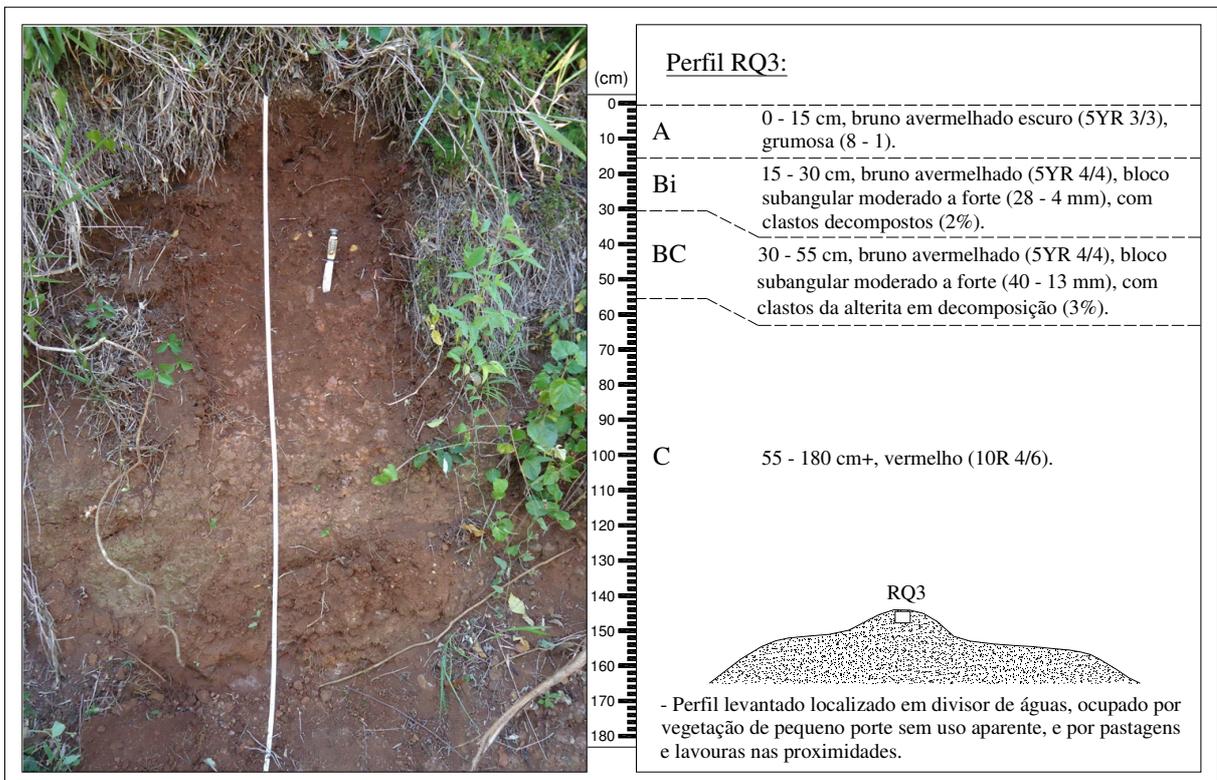


Figura 36 – Descrição morfológica do perfil RQ3 – Cambissolo.

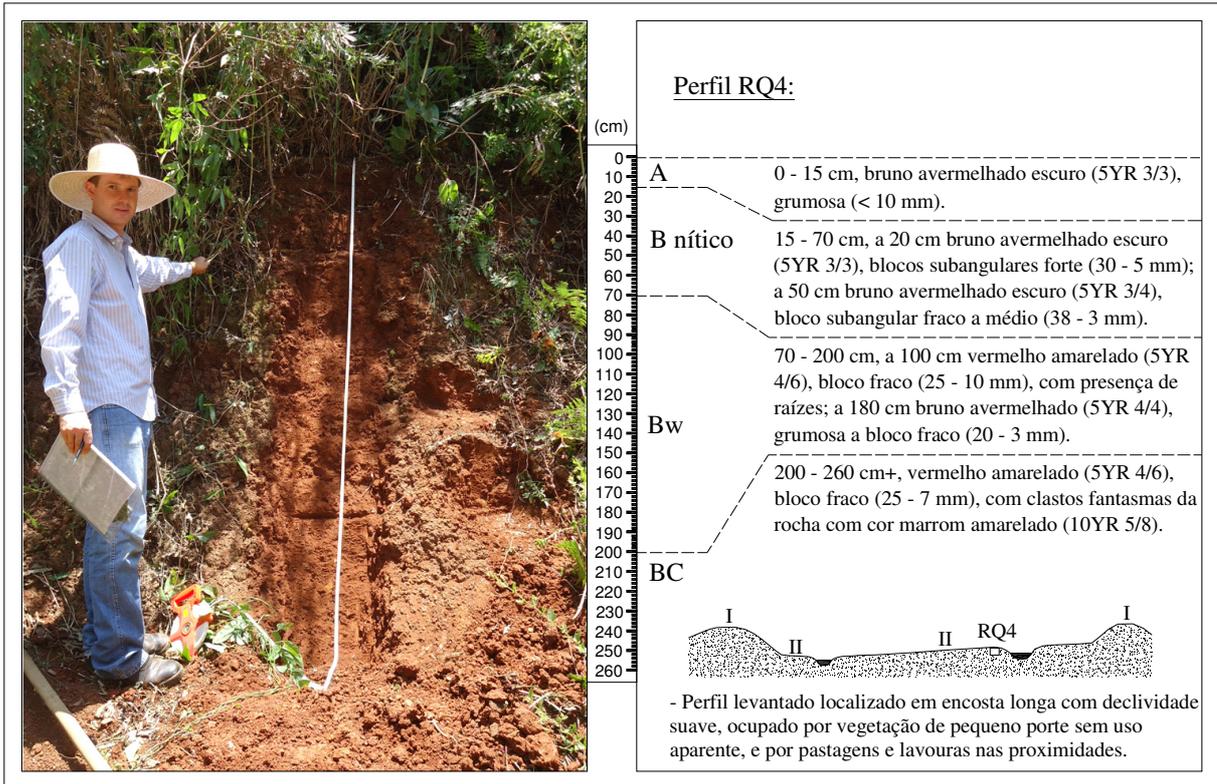


Figura 37 – Descrição morfológica do perfil RQ4 – Latossolo.

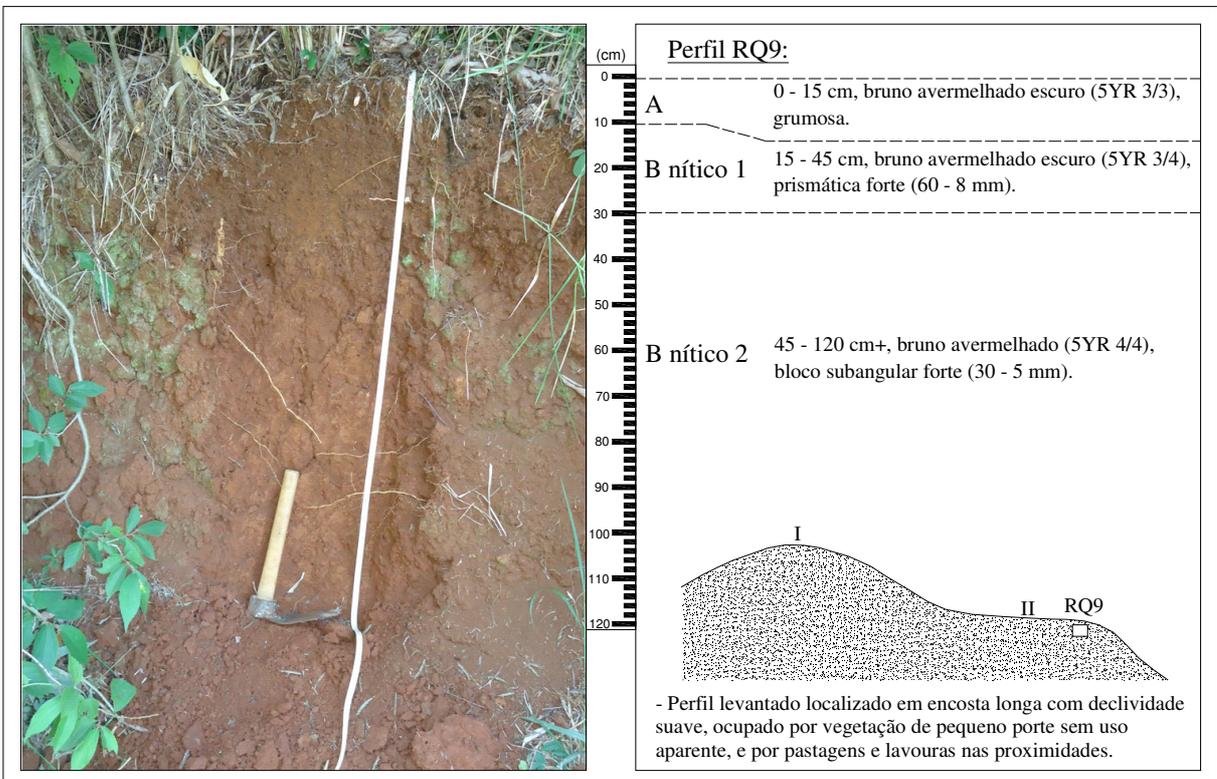


Figura 38 – Descrição morfológica do perfil RQ9 – Nitossolo.

5.3.2 Densidade aparente

A densidade aparente foi calculada individualmente para cada horizonte de todos os perfis de solo, obtendo-se a média para cada perfil levantado. Os perfis de solo apresentaram densidade aparente mínima de $0,95 \text{ g.cm}^{-3}$ (Perfil RQ5), máxima de $1,18 \text{ g.cm}^{-3}$ (Perfil RQ7), e em média $1,05 \text{ g.cm}^{-3}$ (Tabela 6).

Tabela 6 – Densidades aparentes dos solos nos perfis distribuídos na bacia do rio Quatorze.

Perfil	Dap ⁴ média dos perfis (g.cm^{-3})
RQ1	1,01
RQ2	1,06
RQ3	1,16
RQ4	1,07
RQ5	0,95
RQ6	1,05
RQ7	1,18
RQ8	1,06
RQ9	1,01
RQ10	1,06
Média	1,05

⁴Densidade aparente média.

Os resultados detalhados das densidades aparentes dos horizontes de cada perfil de solo encontram-se no apêndice C. No geral, observa-se na tabela 6, que os valores de densidade aparente, nos dez perfis de solo levantados na bacia do rio Quatorze, apresentaram pequena variação em torno na média.

Em estudos realizados por Gasparetto *et al* (2009), em 24 perfis de solo com profundidade de até 50 cm, em duas propriedades rurais nos municípios do Sudoeste do Paraná de Vitorino e Pato Branco, foi verificada densidade aparente média de todos os perfis de solo de $1,03 \text{ g.cm}^{-3}$. Áreas de estudo estas com formações geológicas e pedológicas semelhantes às encontradas na bacia hidrográfica do rio Quatorze. Apresentando pequena diferença da densidade aparente média encontrada no presente estudo.

Segundo Rupolo (2008), em levantamento de 3 perfis de solo até a profundidade de 200 cm, localizados na malha urbana da cidade de Marechal Cândido Rondon, Oeste do Paraná, a densidade aparente média dos solos nos perfis foi de $1,06 \text{ g.cm}^{-3}$. Resultado muito próximo ao encontrado no presente estudo, tendo em vista que segundo o mesmo autor na área de estudo predominam as seguintes classes de solo: Latossolos, Nitossolos, Neossolos e Cambissolos. Características pedológicas similares as da bacia hidrográfica do rio Quatorze, identificadas em levantamento de campo.

5.3.3 Densidade real

A densidade real foi calculada individualmente para cada horizonte de todos os perfis de solo, obtendo-se a média de cada perfil levantado. Os perfis apresentaram densidade real mínima de $2,93 \text{ g.cm}^{-3}$ (Perfil RQ3), máxima de $3,45 \text{ g.cm}^{-3}$ (Perfil RQ9), e média de $3,20 \text{ g.cm}^{-3}$ (Tabela 7).

Tabela 7 – Densidades reais dos solos nos perfis distribuídos na bacia do rio Quatorze.

Perfil	Dre⁵ média dos perfis (g.cm⁻³)
RQ1	3,05
RQ2	3,12
RQ3	2,93
RQ4	3,05
RQ5	3,17
RQ6	3,34
RQ7	3,43
RQ8	3,18
RQ9	3,45
RQ10	3,28
Média	3,20

⁵Densidade real média.

Os resultados detalhados das densidades reais de cada horizonte, de cada perfil de solo, encontram-se no apêndice C. Observa-se na tabela 7, que a densidade real apresenta pouca variação em torno da média.

Em levantamento realizado por Ghidin (2006), em 4 perfis de solo, nos horizontes Bw1 e Bw2, no Parque Ambiental de Cascavel, Oeste do Paraná, obteve a densidade real média do solo nos perfis de $2,96 \text{ g.cm}^{-3}$. Densidade real próxima a encontrada no presente estudo, tendo em vista que a classe de solo da área do levantamento no Parque Ambiental de Cascavel corresponde ao Latossolo vermelho distroférico. Solo encontrado na bacia do rio Quatorze de acordo com o mapa de solos IAPAR/EMBRAPA (2006).

No levantamento realizado por Rupolo (2008), citado no item anterior, em 3 perfis de solo na malha urbana da cidade de Marechal Candido Rondon, obteve como resultado da densidade real média dos perfis $2,96 \text{ g.cm}^{-3}$. Densidade real igual ao levantado por Ghidin (2006) e também próxima a encontrada no presente estudo.

5.3.4 Porosidade

A porosidade foi calculada individualmente para cada horizonte de todos os perfis de solo, obtendo-se a porosidade média de cada perfil. Os perfis apresentaram porosidade mínima de 60,29 % (Perfil RQ3), máxima de 70,56 % (Perfil RQ9), e média de 66,81% (Tabela 8). Os resultados detalhados das porosidades totais de cada horizonte, de cada perfil de solo, encontram-se no apêndice C.

Tabela 8 – Porosidades médias dos perfis de solo distribuídos na bacia do rio Quatorze.

Perfil	Porosidade média dos perfis (%)
RQ1 (Neossolo regolítico)	66,50
RQ2 (Nitossolo)	66,03
RQ3 (Cambissolo)	60,29
RQ4 (Latosolo)	64,43
RQ5 (Nitossolo)	70,05
RQ6 (Nitossolo ou latossolo com características de B nítico)	68,58
RQ7 (Latosolo)	65,40
RQ8 (Nitossolo ou latossolo com características de B nítico)	66,52
RQ9 (Nitossolo)	70,56
RQ10 (Latosolo)	67,73
Média total	66,81

Nos levantamentos realizados por Ghidin (2006), Rupolo (2008) e Gasparetto (2009), já citados anteriormente, foram obtidos valores médios de porosidade total dos perfis de solo de 69,75%, 63,90% e 64,90%, verificando-se pequena variação em torno da porosidade de 66,81% obtida no presente estudo, tendo em vista as similaridades das características dos solos levantados nestes estudos com os observados na bacia do rio Quatorze.

5.3.5 Teor de finos (silte e argila)

O teor de finos refere-se aos percentuais globais das frações silte e argila estabelecidas para todos os horizontes dos perfis de solo levantados. A quantificação do teor médio de finos para cada perfil apresentou teor mínimo de 79,99% (Perfil RQ3), máximo de 96,44% (Perfil RQ5) e médio de 91,87% (Tabela 9). Os resultados detalhados para cada horizonte dos perfis encontram-se no apêndice C.

Tabela 9 – Teor médio de finos (silte + argila) de cada perfil de solo levantado na bacia do rio Quatorze.

Perfil	Média da fração grossa (%)	Média do teor de finos (%)
RQ1	10,82	89,18
RQ2	4,28	95,72
RQ3	20,01	79,99
RQ4	5,01	94,99
RQ5	3,56	96,44
RQ6	4,08	95,92
RQ7	10,77	89,23
RQ8	11,97	88,03
RQ9	9,38	90,62
RQ10	7,56	92,44
Média	8,13	91,87

Os perfis de solo levantados na bacia do rio Quatorze apresentaram teores de finos com grandes variações em torno da média, verificando teor mínimo no perfil RQ3, classificado como cambissolo e máximo no perfil RQ5, classificado como Nitossolo. De acordo com Resende *et al* (2007) os Cambissolos apresentam horizonte B insipiente (Bi) com pequeno grau de desenvolvimento pedogenético, e grande presença de minerais primários. Os Nitossolos apresentam B nítico (Bn) e textura argilosa e muito argilosa (EMBRAPA, 1999).

Levantamentos realizados por Ghidin (2006) e Rupolo (2008), apresentaram percentuais de teores médios de finos (silte e argila) para os perfis de solo analisados de 92,63% e 95,78%, respectivamente. Teores com pequena variação perante o percentual obtido na bacia do rio Quatorze (91,87%), e levando ao entendimento de que os solos distribuídos na região Oeste do Paraná apresentam características físicas similares.

O material mineral disponível a erosão é, sobretudo, a fração fina, que chegará aos canais de drenagem e continuará a ser transportada para fora da bacia no exutório ou seção de saída. O teor médio de finos (91,87%) obtido nos perfis de solo da bacia do rio Quatorze, leva ao entendimento de que, independente das dimensões da bacia hidrográfica em análise, a descarga de sólidos em suspensão segue o que comumente é verificado para bacias de grande porte, que o grande percentual transportado em suspensão pelo fluxo de água é composto pela fração fina do solo (CARVALHO, 2008).

5.4 Estimativa das Taxas de Denudação

Os resultados das taxas de denudação serão apresentados em duas etapas, uma com as estimativas para o período monitorado e outra a extrapolação para uma taxa anual.

5.4.1 Estimativa das taxas de denudação para o mês de agosto de 2011

Como os resultados do teor de finos revelaram que há em média 91,87% de lama (silte + argila) nos solos da área de estudo, é de se esperar que a descarga de sólidos em suspensão mensurada seja a principal fração granulométrica extraída durante o processo de denudação das encostas. A fração grossa (\geq areia), em média 8,13%, geralmente se encontra em trânsito nas encostas ou na calha dos canais de diferentes hierarquias, tendo papel secundário na determinação da taxa de denudação mecânica (MENDES *et al.*, 2010).

De acordo com equação adaptada de Carvalho (2008), a partir da razão da descarga de sólidos em suspensão total, do mês de agosto de 2011, na bacia do rio Quatorze, pela densidade aparente média dos solos, é possível calcular o volume de solo perdido fracionados para o Alto Vale e para a Foz (Tabela 10).

Tabela 10 – Volume de solo perdido na bacia do rio Quatorze no período monitorado.

Setor da bacia	Descarga sólida total (Qt _{ss}) (ton.)	Densidade aparente média (Dap) *(ton.m ⁻³)	Volume de solo perdido (m ³)
Alto Vale	1.616,54	1,05	1.539,56
Foz	5.960,38	1,05	5.676,55

*ton.m⁻³ ↔ g.cm⁻³

De posse dos valores dos volumes de solo perdidos nos setores do Alto Vale e da Foz do rio Quatorze, e as áreas de influência de cada fração da bacia, é possível calcular a espessura de solo perdido no período monitorado, considerando-se que as perdas tenham ocorridas uniformemente em toda a área da bacia (Tabela 11).

Tabela 11 – Estimativa da denudação na bacia do rio Quatorze no período monitorado.

Setor da bacia	Volume de solo perdido (m ³)	Área do setor (m ²)	Denudação em agosto/2011 (mm)
Alto Vale	1.539,56	36.711.000	0,0419
Foz	5.676,55	107.759.200	0,0527

5.4.2 Estimativa das taxas de denudação anual

Os resultados das taxas de denudação anual, obtidos a partir da relação da taxa de denudação e da pluviosidade ocorridas no mês de agosto de 2011, com as pluviosidades

médias mensais dos anos de 1974 até 2010, levou em consideração os desvios padrões destas pluviosidades (Figura 39).

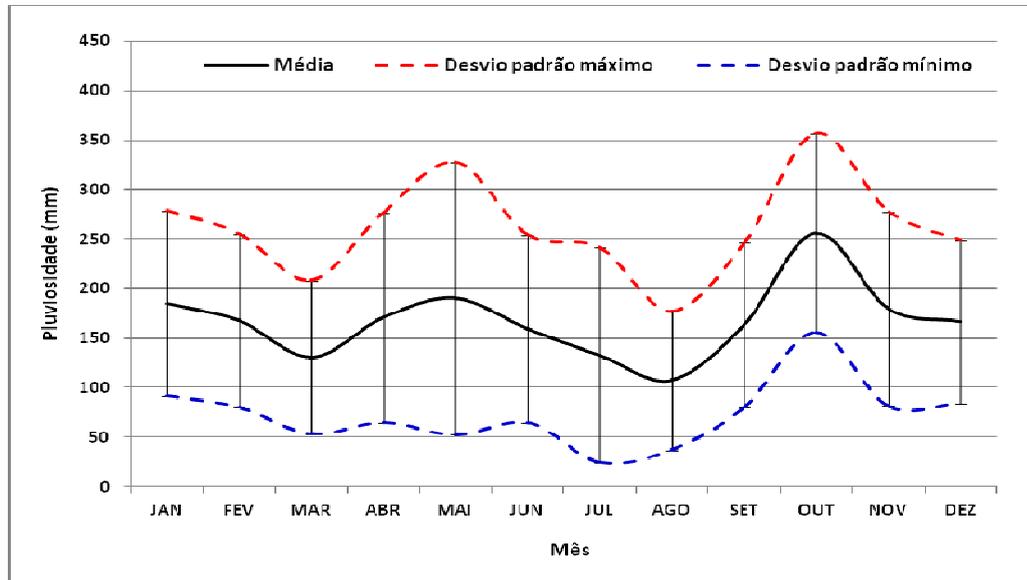


Figura 39 – Pluviosidades médias mensais de 1974 até 2010.

Os desvios das pluviosidades possibilitaram a quantificação de uma faixa de desvios para as estimativas das taxas de denudação anual, tomando-se como base a taxa média. A tabela 12 apresenta as estimativas das máximas e mínimas taxas de denudação mensais e anual, para os setores da bacia drenados pelo Alto Vale e pela Foz do rio Quatorze.

Tabela 12 – Estimativas das taxas de denudação mensais e anual.

Mês	Taxa de denudação no Alto Vale (mm)			Taxa de denudação na Foz (mm)		
	Média	Máxima	Mínima	Média	Máxima	Mínima
Janeiro	0,0227	0,0341	0,0112	0,0285	0,0429	0,0141
Fevereiro	0,0205	0,0312	0,0099	0,0258	0,0392	0,0124
Março	0,0160	0,0255	0,0066	0,0201	0,0320	0,0083
Abril	0,0209	0,0338	0,0079	0,0262	0,0425	0,0100
Maio	0,0233	0,0400	0,0065	0,0293	0,0504	0,0082
Junho	0,0195	0,0311	0,0080	0,0245	0,0391	0,0100
Julho	0,0163	0,0295	0,0030	0,0205	0,0371	0,0038
Agosto	0,0132	0,0217	0,0046	0,0165	0,0273	0,0058
Setembro	0,0200	0,0301	0,0098	0,0251	0,0378	0,0124
Outubro	0,0313	0,0436	0,0190	0,0394	0,0548	0,0239
Novembro	0,0219	0,0339	0,0100	0,0276	0,0426	0,0125
Dezenbro	0,0204	0,0304	0,0103	0,0256	0,0382	0,0130
ANUAL	0,2458	0,3848	0,1069	0,3092	0,4840	0,1344

A estimativa da taxa de denudação anual para o setor do Alto Vale do rio Quatorze apresentou média de $0,2458 \text{ mm.ano}^{-1}$, podendo variar a uma estimativa máxima de $0,3848 \text{ mm.ano}^{-1}$ a uma mínima de $0,1069 \text{ mm.ano}^{-1}$. A estimativa da taxa de denudação anual para o setor da Foz da bacia apresentou média de $0,3092 \text{ mm.ano}^{-1}$, podendo variar a uma estimativa máxima de $0,4840 \text{ mm.ano}^{-1}$ a uma mínima de $0,1344 \text{ mm.ano}^{-1}$. Verificando-se uma variação no setor do Alto Vale de $0,2779 \text{ mm.ano}^{-1}$ e da Foz de $0,3496 \text{ mm.ano}^{-1}$, dentro da faixas em torno das taxas médias.

Comparando os resultados obtidos das taxas de denudação de 24,58 cm (Alto Vale) e 30,92 cm (Foz) cm, adaptados para cada 1000 anos, com estimativas apresentadas na literatura, como a citada por Leopold, Wolman e Miller (1964), de que a taxa média mundial de erosão ou denudação é de aproximadamente 2,7 cm para cada 1000 anos, ou por Suguio (2003) de uma taxa média de 2,5 cm a cada 1000 anos, percebe-se que os resultados obtidos apresentaram valores expressivamente acima.

Por outro lado, esta estimativa pode estar próxima da realidade e representar apenas a situação específica morfológica da bacia, entendendo que bacias de baixa ordem hierárquica, com maiores gradientes, geralmente são responsáveis por elevadas taxas de denudação comparadas com bacias de hierarquia maior e menor gradiente topográfico. (Davis, 1899 *apud* Salgado, 2007).

Estudos realizados por Mendes *et al* (2010) no Espinhaço Meridional/MG na região do Planalto Diamantina, revelaram que a carga sedimentar e a consequente taxa de denudação era significativamente maior em bacia com áreas menores (Tabela 13). Apesar de estrutura geológica ser diferente da observada na bacia do rio Quatorze, a atuação dos processos erosivos tende a serem os mesmos.

Tabela 13 – Descargas sedimentares em bacias de diferentes dimensões no Espinhaço Meridional/MG.

Pontos amostrados	Vazão (L/s)	Carga sedimentar transportada (ton./ano)	Litologia	Área da Bacia (km ²)	Carga sedimentar (ton./ano)/ área (Km ²)
Ponto 1 - Capivara	495,17	2.625,25	quartzito	6,258	419,50
Ponto 2 - Pereira	303,38	1.914,78	granito-gnaisse	8,281	231,23
Ponto 3 - Areias	982,25	4.773,63	granito-gnaisse	94,510	50,51
Ponto 4 - Pardo Grande	5007,06	21.647,48	quartzito	729,900	29,66
Ponto 5 - Paraúna	8729,98	21.764,28	quartzito	489,410	44,47
Ponto 6 - Cristais	700,12	15.152,35	quartzito	24,760	611,97
Ponto 7 - Jequitinhonha	22323,30	20.937,79	quartzito	1308,530	16,00

Fonte: Mendes *et al* (2010).

A significativa influência do gradiente topográfico sobre a intensidade das taxas de denudação, levou este parâmetro morfométrico a ser quantificado para a o canal principal do rio Quatorze, obtendo um valor de $9,17 \text{ m.Km}^{-1}$, caracterizando então a estimativa da taxa de denudação anual média da bacia hidrográfica do rio Quatorze em $0,3092 \text{ mm.ano}^{-1}$, sob o referido gradiente topográfico.

5.5 Estimativa da Taxa de Denudação versus Uso do Solo da Bacia

Pode ser observado na tabela 12, que as estimativas das taxas de denudação anual médias para os setores do Alto Vale e da Foz do rio Quatorze, foram quantificadas em $0,2458 \text{ mm.ano}^{-1}$ e $0,3092 \text{ mm.ano}^{-1}$, respectivamente. Apresentando o setor da Foz da bacia uma estimativa de $0,0634 \text{ mm.ano}^{-1}$ superior ao do Alto Vale, verificando-se, entretanto, que pode ser resultado do uso do solo na bacia. O Alto Vale do rio Quatorze correspondente a 34,07% (3.671,10 ha) de toda a área da bacia e é ocupado por 55,1% (1.082,49 ha) de todas as áreas de floretas da bacia (1.963,64 ha), evidenciando maior percentual de ocupação do solo por florestas quando comparado com a área total da bacia. Ocupações do solo que conduzem ao entendimento que a cobertura vegetal formada pelas florestas, poderia estar contribuindo para a redução da taxa de denudação.

Segundo Carvalho (2008) na maioria dos casos ocorre redução da erosão em áreas ocupadas por florestas, devido principalmente a redução da energia da gota de chuva, pelas folhas e galhos da vegetação, aumento da evapotranspiração permitindo novas ocupações dos poros do solo pela água e maior capacidade de infiltração pela manutenção das estruturas originais do solo e pelas galerias formadas pela decomposição das raízes. O aumento da capacidade de infiltração da água no solo e a redução da energia das gotas da chuva possibilitam a redução do poder erosivo do escoamento superficial.

Os solos completamente cobertos com vegetação estão em condições ideais para resistir à erosão e absorver a água das chuvas, portanto, se os cultivos tradicionais de uso do solo fossem recobertos por reflorestamentos ou sistemas com plantio direto, as taxas de erosão seriam mínimas. O recobrimento do solo pela cobertura vegetal formada pelas florestas, evita a desagregação do solo pelo forte impacto das gotas das chuvas, e conseqüentemente seu transporte pelo escoamento superficial (LEPSCH, 2002).

6 CONCLUSÕES

A pluviosidade total registrada no mês de agosto de 2011 apresentou resultado atípico, comparado às pluviosidades mensais para os meses de agosto dos anos de 1974 a 2010, fornecidas pela estação meteorológica de Francisco Beltrão, superando a máxima pluviosidade, para estes meses, dos últimos 37 anos. Tal pluviosidade promoveu significativas variações nos picos de vazão e de descarga de sólidos em suspensão nas seções do canal do rio Quatorze em seu Alto Vale e na Foz durante o período monitorado.

Os resultados obtidos identificaram que o escoamento superficial é o principal responsável pelo transporte de sedimentos da encosta até o curso d'água e dentro do canal, carregando principalmente as frações finas do solo (silte e argila) em suspensão no fluxo turbulento da água. Estes resultados permitiram a verificação de que o escoamento subterrâneo, que alimenta o regime perene do canal, tem função secundária no transporte de sedimentos, atuando basicamente na remobilização dos sólidos anteriormente sedimentados no leito, trazidos pelo escoamento superficial.

Constata-se que as descargas sólidas em suspensão representam as maiores parcelas de perdas de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Quatorze, tendo em vista o alto teor de finos quantificados nos solos da bacia. O aumento destas descargas é percebido ainda, pelo aumento nas concentrações de sólidos em suspensão a partir do aumento das vazões geradas pelo escoamento superficial.

O levantamento dos perfis de solo distribuídos na bacia mostra as seguintes classes de solo: Neossolos regolítico, Cambissolos, Nitossolos e Latossolos. Tais classes são identificadas por mapa de solos existente para a região da bacia do rio quatorze, com exceção da classe Cambissolos, identificada no levantamento. Os parâmetros analisados em laboratório, como densidade aparente e real, porosidade total e teor de finos, mostraram-se de acordo com estudos similares realizados na região Oeste do Paraná.

As estimativas das taxas de denudação revelaram valores relativamente altos comparados com dados estimados na literatura, no entanto, os resultados obtidos podem representar a realidade da bacia, tendo em vista que, bacias de baixo grau hierárquico possuem altos gradientes topográficos e elevadas taxas de denudação. Visando a maior confiabilidade nas estimativas, foram estabelecidas taxas de denudação máximas e mínimas, com base no tratamento estatístico das médias pluviométricas dos anos de 1974 a 2010. O setor da bacia drenado pela Foz do rio Quatorze apresentou estimativa média anual superior à estimativa obtida no setor do Alto Vale. A diferença nos resultados da taxa de denudação

pode ser resultado do uso do solo no setor do Alto Vale, composto por uma fração relativamente maior, ocupada por florestas, comparada com a área total da bacia drenada pela Foz. Cobertura vegetal que poderia estar colaborando para menores perdas de solo pelo processo de erosão mecânica no Alto Vale.

As estimativas das taxas de denudação mecânica da bacia hidrográfica do rio Quatorze proporcionaram a compreensão das intensidades dos processos físicos no rebaixamento e esculpturação das formas de relevo nesta bacia. Resgatando-se o pressuposto da Teoria da *Etchplanação*, onde há um balanço entre o aprofundamento de material intemperizado e remobilização desse material pela erosão mecânica. Os resultados das taxas de denudação levam a pensar que a taxa de intemperismo na bacia do rio Quatorze é superior a $0,3092 \text{ mm.ano}^{-1}$, uma vez que predominam Latossolos e Nitossolos com mais de 1m de espessura. Se utilizar desse raciocínio para estabelecer a idade dessas classes de solo, pode dizer que elas exibem no mínimo mais de 6.000 anos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J. R. L. In: PYE, K. (Editor). **Sediment transport na depositional processes**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1994. p. 25-60.
- BHERING, S. B. **Mapa de solos do Estado do Paraná : escala 1:250.000 : legenda / Silvio Barge Bhering ... [et al.]**. Dados eletrônicos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2007.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. **Pediplanos, pedimentos seus depósitos correlativos no Brasil**. Boletim Paranaense de Geografia. Curitiba, 1965. n^o 16/17: 117-151.
- BIGARRELA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 2003.
- BITTENCOURT, A. V. L. **Transporte de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Ivaí**. Boletim Paranaense de Geociências, n. 35. Curitiba, 1982.
- CANHOLI, A. P. **Drenagem urbana e controle de enchentes**. São Paulo: Oficina dos Textos, 2005.
- CARDOSO, C. A., et al. **Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan**. Nova Friburgo: Revista Árvore, v.30, n.2, p.241-248, 2006.
- CARNEIRO, C. D. R., GONÇALVES, P. W., LOPES, O. R. 2009. **O Ciclo das Rochas na Natureza**. Terræ Didática, **5**(1): 50-62 <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>
- CARVALHO, N. O., et al. **Guia de práticas sedimentométricas**. Brasília: ANEEL, 2000.
- CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. 2. ed., rev., atual. e ampliada. – Rio de Janeiro: Interciência, 2008.
- CASTRO, S. S. e NOBREGA, M. T. **Intemperismo nas regiões tropicais**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1974.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Editora Edgard Blucher, 1981.
- CREPANI, E., MEDEIROS, J. S. e PALMEIRA, A. F. **Intensidade pluviométrica: uma maneira de tratar dados pluviométricos para análise da vulnerabilidade de paisagens à perda de solo**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2004.
- COSTA, F. M. **Análise por método hidrológico e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – estudo de caso no Quadrilátero Ferrífero (MG)**. 2005. 172 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais) – Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2005.

CUNHA S.B. e GUERRA. A.J.T. **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand do Brasil, 1996.

DUNNE, T. **Field studies of hillslope flow processes**. In: KIRKBY, M. J. (Ed.): Hillslope hydrology. John Wiley & Sons, 1978. p. 227–293.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias. Serviço de levantamento e conservação de solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Tomo I, Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1979.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1999.

ERHART, H. **A teoria bio-resistásica e os problemas biogeográficos e peleobiológicos**. Notícia Geográfica, ano VI, n. 11, p. 51-58, Campinas, 1966.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em sensoriamento remoto**. São Paulo: Oficina dos Textos, 2007.

GASPARETTO, E. C. *et al.* **Propriedades físicas do solo sob diferentes usos em duas propriedades rurais do Sudoeste do Paraná**. XIV SICITE - UTFPR -* - Volume I -* - Seção Agronomia, 2009.

GEREMIA, F. **Compreensão da evolução das encostas do médio vale do rio Marrecas (Planalto Basáltico – SW PR) através da caracterização de depósitos de colúvio**. 2009. 78 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, 2009.

GEREMIA, F. & PAISANI, J. C. **Evolução de encostas no Planalto Basáltico com base na análise de depósitos de colúvio – Médio Vale do rio Marrecas, SW do Paraná**. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 29, n. 3, p. 321-334, 2010.

GHIDIN, A. A. *et al.* **Topossequências de latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. II – Relação entre mineralogia da fração argila e propriedades físicas dos solos**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 30:307-319, 2006.

GUERRA, A. J. T., SILVA, A. S. e BOTELHO, R. G. M. (organizadores) **Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005.

GUERRA, A. J. T. e MARÇAL, M. S. **Geomorfologia ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

IAPAR / EMBRAPA – **Carta de solos do estado do Paraná**. 50 – 22 – Y – A – MIR-516. Escala 1:210.000, 2006.

IAPAR – Instituto Agrônomo do Paraná. **Resumos Anuais – Precipitação: Estação Meteorológica de Francisco Beltrão / Código: 02653012**. Curitiba, 2011. Arquivo em Excel.

IAPAR – Instituto Agrônômico do Paraná. 2011. Disponível em: <http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=863>. Acesso em 11/12/2011.

LEINZ, V. e AMARAL, S. E. **Geologia Geral**. 6. ed. São Paulo: Cia Editora Nacional, 1975.
LEITE, P. F. e KLEIN, R. M. **Vegetação**. In: IBGE. Geografia do Brasil: Região Sul. Rio de Janeiro: IBGE V.2, 1990. p. 133-150.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina do Textos, 2002.

LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. e MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman, 1964.

LIMA, L. A. S., et al. **Comparação geomorfológica e suas relações com solos na bacia do Alto Rio Preto, GO**. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados, 2009.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: Jose Olympio, 1981.

MARQUES, P. J. P. **Riscos de Erosão do Solo na Bacia Hidrográfica do Rio Quatorze, Município de Francisco Beltrão – PR, por meio de Geoprocessamento**. 2010. 55 p. Monografia (Especialização de Gestão de Defesa Agropecuária) Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2010.

MUNSELL. **Soil Collor Chart**. Baltimore, Munsell Collor Company, Tab. 2000.

MENDES, J. B. *et al.* **Comparação da carga geoquímica e em suspensão transportada por cursos fluviais que drenam quartzitos e granito-gnaiss na região do Planalto de Diamantina/MG: Resultados preliminares**. Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2, Set. 2010.

NARDY, A. J. R. *et al.* **Geologia e estratigrafia da formação serra geral**. Geociências, v. 21, n. 1-2, p. 13-20, 2002.

PAISANI, J. C. **Descontinuidades hidrológicas, escoamento superficial e desenvolvimento de incisões erosivas em áreas de cabeceira de drenagem: estudo de caso na Colônia Quero-Quero, Palmeira (PR)**. 1998. 184 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 1998.

PAISANI, J. C., PONTELLI, M. E. e ANDRES, J. **Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da bacia do Paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): primeira aproximação**. Geociências, UNESP, São Paulo, v. 27, n. 4, p. 541-553, 2008.

PAISANI, J. C. e PONTELLI, M. E. **Grau de evolução da cobertura pedológica de área fonte de depósitos a partir da análise da mineralogia de argilas – Planalto Basáltico – SW PR**. Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

PAISANI, J. C. e GEREMIA, F. **Evolução de encosta no planalto basáltico com base na análise de depósitos de colúvio – médio vale do rio Marrecas, SW do Paraná.** São Paulo, UNESP, Geociências, v. 29, n. 3, p. 321-334, 2010.

PAIVA, J. B. D. e PAIVA, E. M. C. D. **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas.** ABRH/UFSM, Porto Alegre: Editora Universitária, 2003.

PEDRO, G. **A alteração das rochas em condições superficiais (perimorfismo) – caracterização geoquímica dos processos fundamentais.** Campinas: Notícia Geomorfológica, 9 (17), p. 3-14, 1969.

PONTELLI, M. E. e PAISANI, J. C. **Controle de fraturas na organização da drenagem da bacia do rio Quatorze Sudoeste do Paraná.** Perspectiva Geográfica: Revista Eletrônica de Geografia, Francisco Beltrão, nº 04, p. 129-138, nov., 2008.

PORTO, R. L. L., ZAHED FILHO K. e SILVA R. M. **Hidrologia aplicada – bacias hidrográficas.** São Paulo: Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária, 1999.

PORTO, R. L. L., ZAHED FILHO K. e SILVA R. M. **Hidrologia aplicada – medição de vazão e curva-chave.** São Paulo: Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária, 2001.

PORTO, R. L. L., FILHO, K. Z. e MARCELLINI, S. S. **Hidrologia aplicada – escoamento superficial.** São Paulo: Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária, 1999.

RESENDE, E. A. *et al.* **A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do Médio Espinhaço Meridional – MG.** Sociedade & Natureza, Uberlândia, 22 (3): p. 503-514, dez., 2010.

ROSA, R., MESSIAS, R. A. e AMBROZINI, B. **Importância da compreensão dos ciclos biogeoquímicos para o desenvolvimento sustentável.** São Carlos: Universidade de São Paulo, Instituto de Química de São Carlos, 2003.

RUPOLO, E. L. **As propriedades do solo e o desmoronamento de fossas em Marechal Cândido Rondon – PR.** 2008. 95 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual Maringá, Maringá, 2008.

SALGADO, A. A. R. **Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos.** Geografias Artigos Científicos, Belo Horizonte 03(1): p. 64-78, jan.-jun., 2007.

SANTOS, R. F. **Planejamento ambiental: teoria e prática.** São Paulo: Oficina de Textos, 2004.

SANTOS, R. D., *et al.* **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 5. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Solos, 2005.

SCHELLMANN, W. **Considerations on the definition and classification of laterites.** A. A. Balkema/Rotterdam: Seminar on Lateritisation Predecesses, 1981.

SCHNEIDER, R. L. **Revisão estratigráfica da bacia do Paraná**. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, p. 41-65, 1974.

SILVA, Y. J. A. B. **Taxa de erosão em parcelas experimentais sob presença e ausência de cobertura vegetal**. X Jornada de Ensino, Pesquisa e Extensão – JEPEX 2010 – UFRPE: 18 a 22 de outubro de 2010.

SILVA, T. G. *et al.* **Utilização de álgebra de mapas para caracterização dos solos da bacia hidrográfica do rio Catorze**. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, 2011.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Editora Blucher, 2003.

TAVARES, E. S. **Relações filogenéticas, biogeografia histórica e evolução da organização de genes mitocondriais dos psitacídeos neotropicais (tribo Arini: Psittacidae: Psittaciformes)**. 2005. 86 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Biociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. New York: John Wiley & Sons, 1994, 460 p.

TOMAZONI, J. C. *et al.* **A sistematização dos fatores da EUPS em SIG para quantificação da erosão laminar na bacia do rio Anta Gorda (PR)**. Estudos Geográficos: Revista Eletrônica de Geografia, v. 3, n^o 1, p. 1-21, jan./jun., 2005.

TOMAZONI, J. C e GUIMARÃES, E. **Determinação da Capacidade de Uso Agrícola do Solo de Bacia Hidrográfica através da Sistematização da EUPS no Spring**. Revista Geociências. v. 26, n. 4, 2008.

TUCCI, C. E. M. (org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2009.

VIERO, A. C. **Análise geológica, geomorfologia e solos no processo de erosão por voçorocas: bacia do Taboão, RS**. 2004. 141 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

VILLELA, S. M. e MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-hill do Brasil, 1975.

VITTE, A. C. **Considerações sobre a teoria da *etchplanação* e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais úmidas**. Terra Livre, São Paulo, n. 16, p. 11-24, 2001.

VITTE, C. A. e GUERRA, A. J. T. **Reflexões sobre a geografia física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004.

WICANDER, R. e MONROE, J. S. **Fundamentos de geologia**. Tradução: Harue Ohara Avritcher; Revisão Técnica: Maurício Antônio Carneiro. São Paulo: Cengage Learning, 2009.

APÊNDICE A

Tabela A1 – Dados levantados a campo no alto vale e na foz rio Quatorze, no mês de agosto de 2011.

Dia/Mês	Pluviosidade (mm)	Alto Vale				Foz			
		Hora da coleta	Cota da régua (cm)	Vazão (L.s ⁻¹)	*Css (g.L ⁻¹)	Hora da coleta	Cota da régua (cm)	Vazão (L.s ⁻¹)	*Css (g.L ⁻¹)
01/ago	38	14:30	59	6867,50	0,278	16:30	250	26598,46	0,158
02/ago	13	13:30	38	4219,58	0,287	15:30	150	15517,18	0,138
03/ago	2	14:30	25	2788,50	0,140	16:30	92	9765,42	0,123
04/ago	0	13:45	18	2239,22	0,114	15:30	66	6681,32	0,101
05/ago	0	09:15	13	1831,12	0,087	11:30	53	5252,18	0,131
06/ago	0	15:00	8	1475,55	0,036	16:30	41	4220,71	0,015
07/ago	0	---	7	1394,53	0,024	---	36	3789,10	0,02
08/ago	2	13:30	5	1313,50	0,012	15:30	31	3357,49	0,024
09/ago	18	08:30	15	1974,78	0,065	11:30	63	6286,94	0,033
10/ago	0	08:30	11	1718,00	0,010	09:30	44	4688,68	0,054
11/ago	0	08:30	8	1431,00	0,066	09:30	34	3673,92	0,056
12/ago	0	08:30	5	1223,14	0,055	09:30	29	3146,54	0,06
13/ago	0	09:30	3	1112,64	0,060	10:45	26	2804,49	0,064
14/ago	0	---	2	1080,04	0,064	---	24	2651,17	0,057
15/ago	0	08:30	0	1014,85	0,068	09:30	22	2497,84	0,05
16/ago	0	09:15	-1	879,30	0,054	10:30	20	2251,65	0,05
17/ago	0	08:30	-2	838,58	0,052	09:30	19	2194,43	0,045
18/ago	13	07:45	1	1047,45	0,098	08:45	21	2374,75	0,033
19/ago	165	09:00	---	50259,20	0,203	11:00	506	134732,29	0,327
20/ago	28	09:00	94	11280,70	0,098	11:00	421	48306,96	0,089
21/ago	2	---	66	7695,10	0,092	---	274	30894,55	0,08
22/ago	3	08:30	37	4109,50	0,085	10:00	127	13482,13	0,071
23/ago	26	09:00	52	5344,22	0,084	10:15	190	18936,64	0,114
24/ago	0	10:45	37	4109,50	0,060	08:15	142	14815,75	0,087
25/ago	0	08:30	28	3118,75	0,050	09:45	102	10762,92	0,03
26/ago	2	08:30	21	2474,63	0,043	09:30	81	8521,80	0,036
27/ago	0	14:00	15	1974,78	0,043	15:00	63	6286,94	0,04
28/ago	1	---	13	1889,19	0,035	---	55	5614,00	0,04
29/ago	2	08:30	11	1718,00	0,027	09:30	47	4941,04	0,041
30/ago	28	08:30	17	2151,06	0,135	10:15	75	7733,03	0,139
31/ago	0	08:30	11	1718,00	0,096	10:30	65	6549,86	0,098

*Concentração de sólidos em suspensão.

APÊNDICE B

Apêndice B1 – Descrições morfológicas dos perfis RQ2, RQ5, RQ6, RQ7, RQ8 e RQ10:

✓ Perfil RQ2:

B nítico 0 – 195 cm+, vermelho fraco (7,5YR 4/4), prismática (135 – 25 mm).

✓ Perfil RQ5:

A 0 – 10 cm, bruno avermelhado escuro (5YR 3/3), grumosa (13 – 4 mm).

B nítico 1 10 – 140 cm, a 45 cm vermelho amarelado (5YR 4/6), colunar 40 mm (fragmenta em blocos subangulares); a 75 cm vermelho amarelado (5YR 4/6), bloco forte (28 – 8 mm); a 120 cm vermelho amarelado (5YR 4/6), bloco subangular forte (36 – 10 mm), com 1% de calcedônia alterada (raízes tubulares de 1 cm próximo da linha de pedras).

B nítico 2 160 – 250 cm+, bruno escuro (7,5 YR 4/6), bloco fraco (40 – 10 mm).
Linha de pedras localizada de 140 a 160 cm.

✓ Perfil RQ6:

B nítico 1 0 – 30 cm, marrom avermelhado (5YR 4/4), bloco subangular forte (38 – 8 mm).

B nítico 2 30 – 260 cm+, a 45 cm vermelho amarelado (5YR 4/6), bloco subangular moderado a forte; a 80 cm bloco subangular moderado (30 – 8 mm); a 145 cm vermelho amarelado (5YR 4/6), bloco subangular fraco a moderado (30 – 5 mm); a 230 cm vermelho amarelado (5YR 4/6), bloco subangular fraco (28 – 10 mm).

✓ Perfil RQ7:

Colúvio 0 – 20 cm, bruno avermelhado escuro (5YR 3/4), grumosa (7 mm).

Bw₁ 20 – 37 cm, bruno avermelhado escuro (5YR 3/4), blocos moderado (22 – 7 mm).

Bw₂₋₃ 37 – 150: **(2)** a 80 cm, bruno avermelhado escuro (5YR 3/4), blocos moderado (21 – 9 mm); **(3)** a 130 cm, bruno avermelhado (5YR 4/4), bloco muito fraco (21 – 9 mm).

BC 150 – 190 cm+, bruno avermelhado (5YR 4/4), bloco fraco (22 – 7 mm), com fantasmas de rocha de cor amarela.

✓ Perfil RQ8:

- A** 0 – 25 cm, bruno avermelhado escuro (5YR 3/3), granular.
- Bt₁** 25 – 50 cm, bruno avermelhado (5YR 4/4), bloco subangular moderado (20 – 5 mm).
- Bt₂** 50 – 90 cm, bruno avermelhado (5YR 4/3), bloco subangular (24 – 7 mm).
- Bi** 90 – 180 cm+, bruno avermelhado (2,5YR 4/4), bloco subangular fraco (20 – 5 mm).

✓ Perfil RQ10:

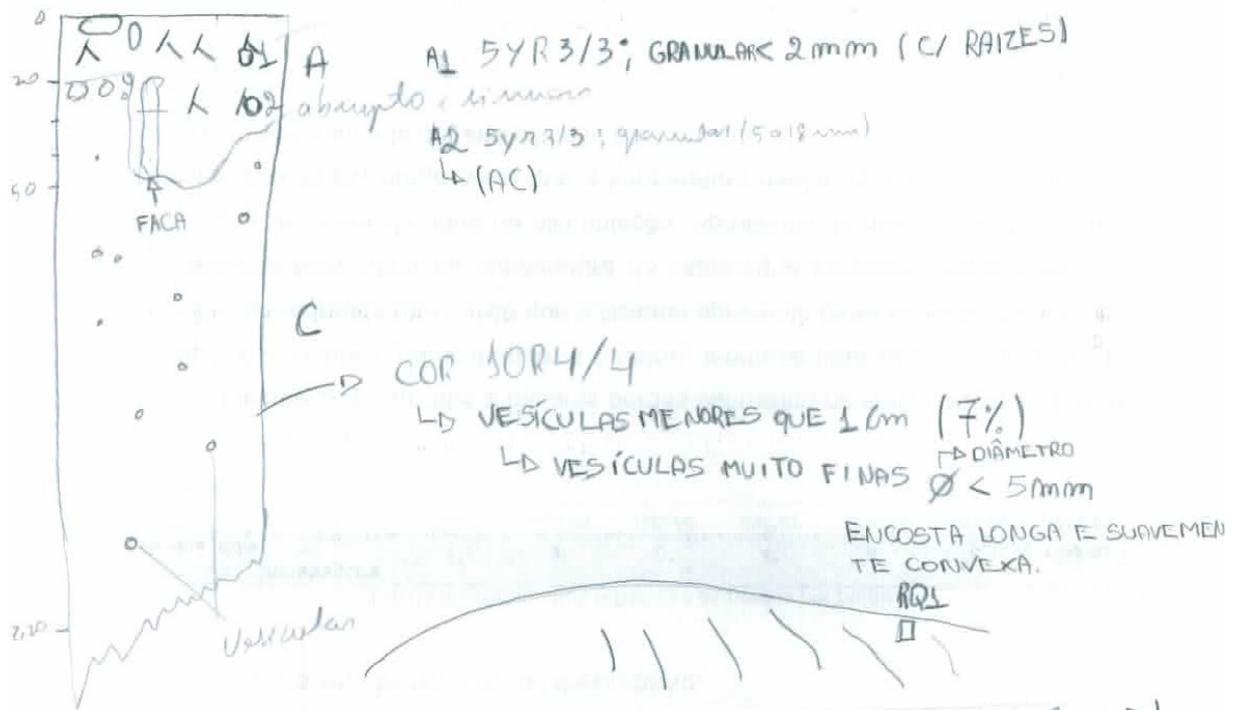
- Bw₁** 0 – 35 cm, bruno avermelhado escuro (2,5YR 3/4), bloco subangular moderado (20 – 5 mm).
- Bw₂** 35 – 75 cm, vermelho escuro (2,5YR 3,6), bloco subangular moderado a forte (30 – 6 mm).
- Bw₃** 75 – 140 cm+, vermelho escuro (2,5YR 3,6), bloco subangular fraco a granular (\leq 20 mm).

Apêndice B2 – Descrições morfológicas e desenhos esquemáticos dos perfis feitos manualmente em campo:

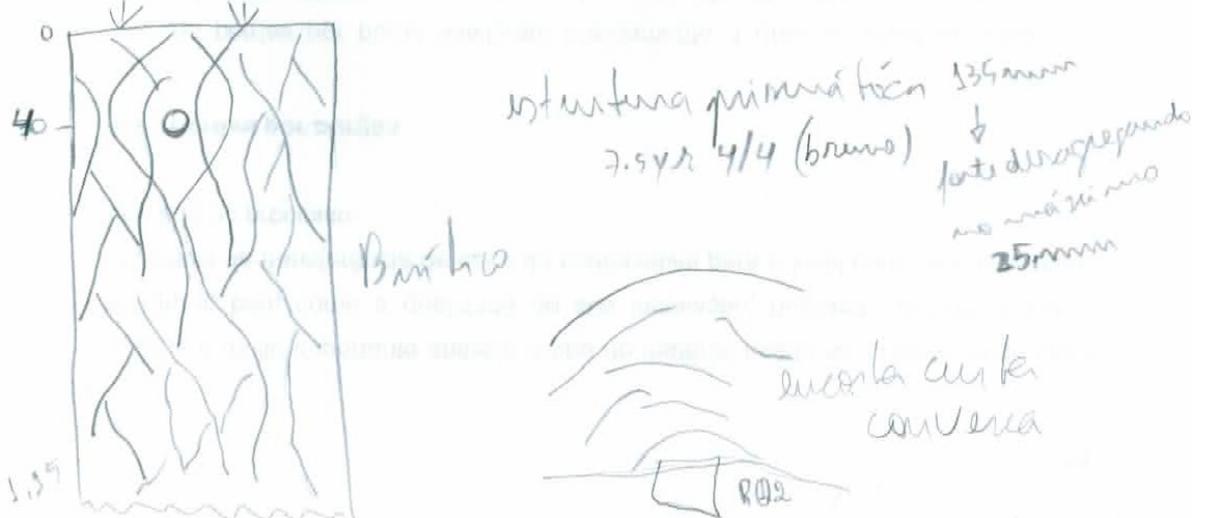
(A)

22/12/2012 Macia R.14 (P.24)

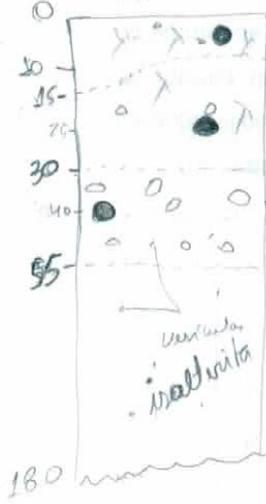
Ponto 1 (RQ1) 0280024/7112733 alt. 729m (P.244)



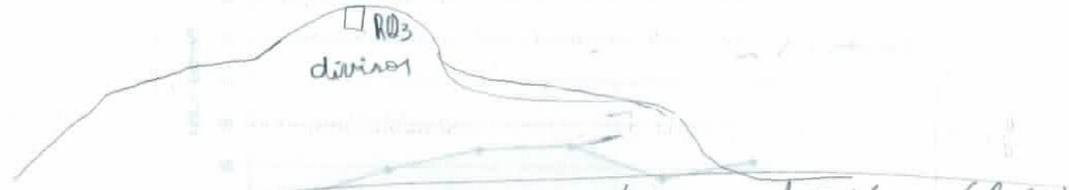
P2 (RQ2) 0277929/7111585 alt. 716m (P.245)



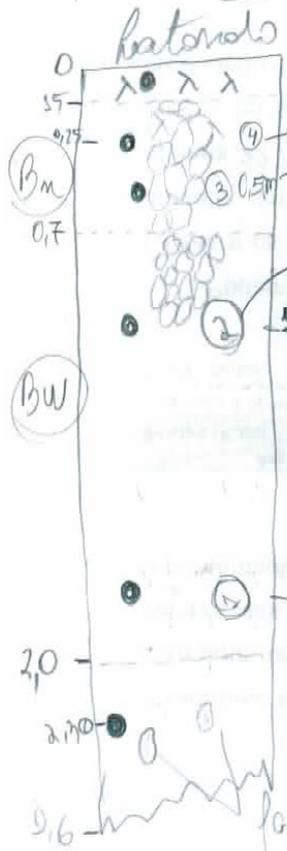
Ponto 3 (HQ3) 0275005/7110273 alt. 760m (P252) (B)



- A → 5YR3/3 (BRUNO AVERMELHADO) GRUMOSA DE 18mm.
- Bi → 5YR4/4 - BLOCO SUBÂNGULARES 4 A 28mm - MODERADO A FORTE C/ CLASTOS DECOMPOSTOS (1% DE CONCENTRAÇÃO).
- BC → 5YR4/4 (BRUNO-AVERMELHADO) - BLOCO SUBÂNGULARES DE 13 A 40mm GRAU DE DESCONTINUAÇÃO DE MODERADO A FORTE C/ CLASTOS DA ALTA RITA EM DECOMPOSIÇÃO (3% DE CONCENTRAÇÃO).
- C → 10R4/6 (VERMELHO).



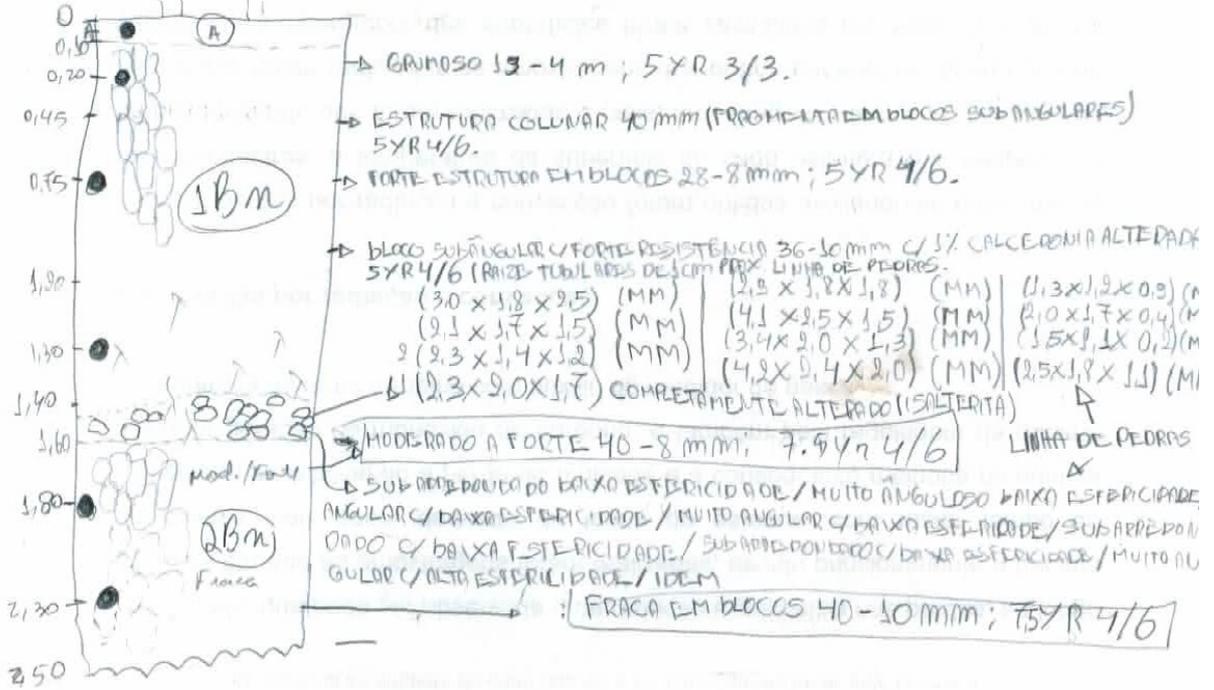
Ponto 4 (HQ4) 0277703/7109630 alt. 736m (P260)



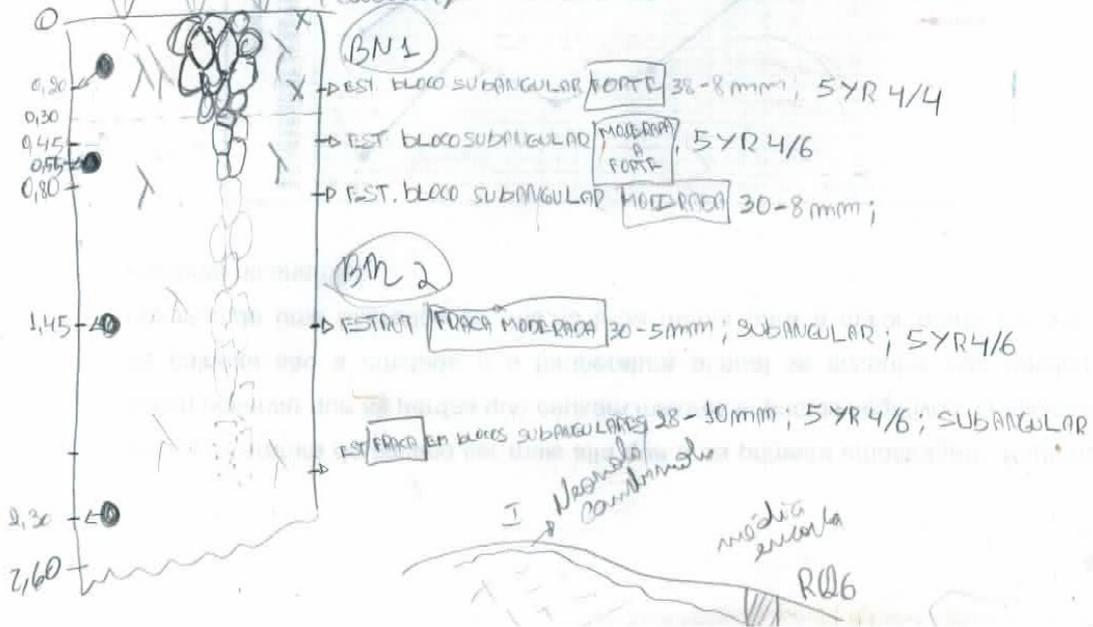
- A → ESTRUTURA GRUMOSA 10mm; 5YR 3/3.
- Bm → 0,9m → BLOCO FORTE 30-5mm; 5YR 3/3.
- Bm → 0,7m → BLOCO SUBÂNGULARES FRACO-MÉDIO 38-3mm, 5YR3/4.
- Bw → 1m → PRESENÇA DE RAÍZES <1mm, ESTRUTURA FRACA EM BLOCOS 25-10mm; 5YR 4/6
- Bw → 1,8m → GRUMOSA A BLOCO FRACO - 20 A 3mm 5YR 4/4 (BRUNO-AVERMELHADO)
- BC → 2,7m → ESTRUTURA FRACA EM BLOCOS 25-7mm, 5YR 4/6; CLASTOS (FRAGMENTOS DE ROCHA) 30YR 5/8 BRUNO AVERMELHADO.



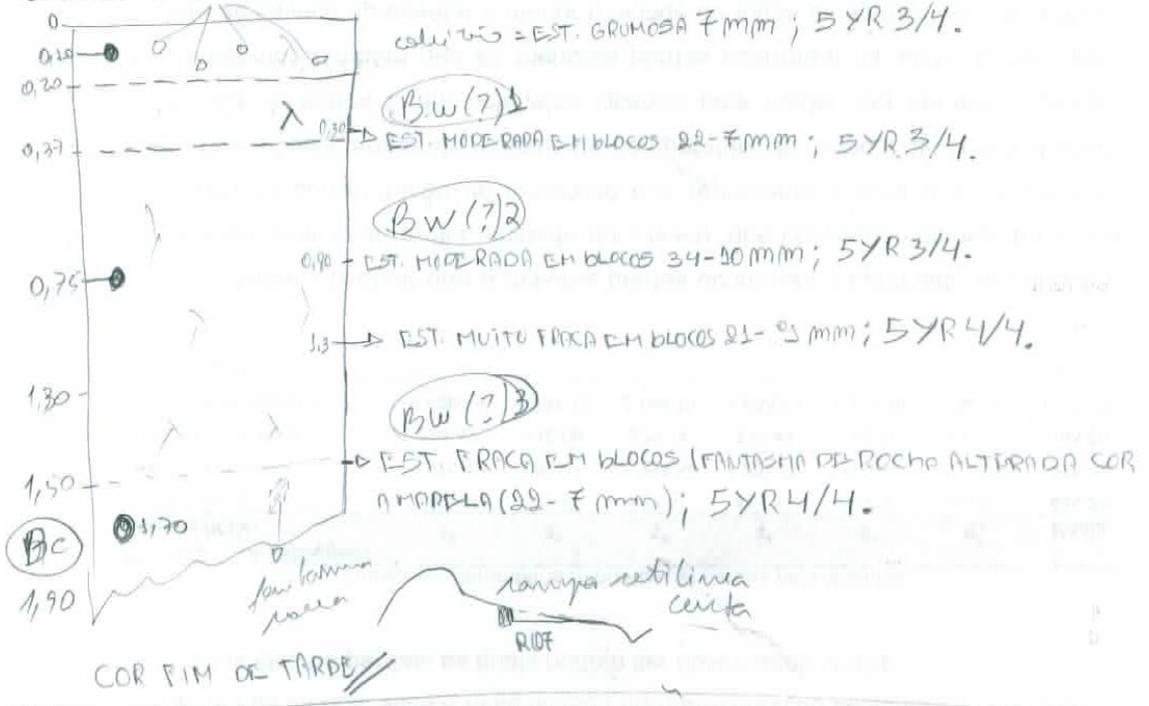
Ponto 5 (HQ5) 0276532/7107979 alt. 777m (V.263) (c)



Ponto 6 (HQ6) 0281366/7107687 alt. 776m (V.272)



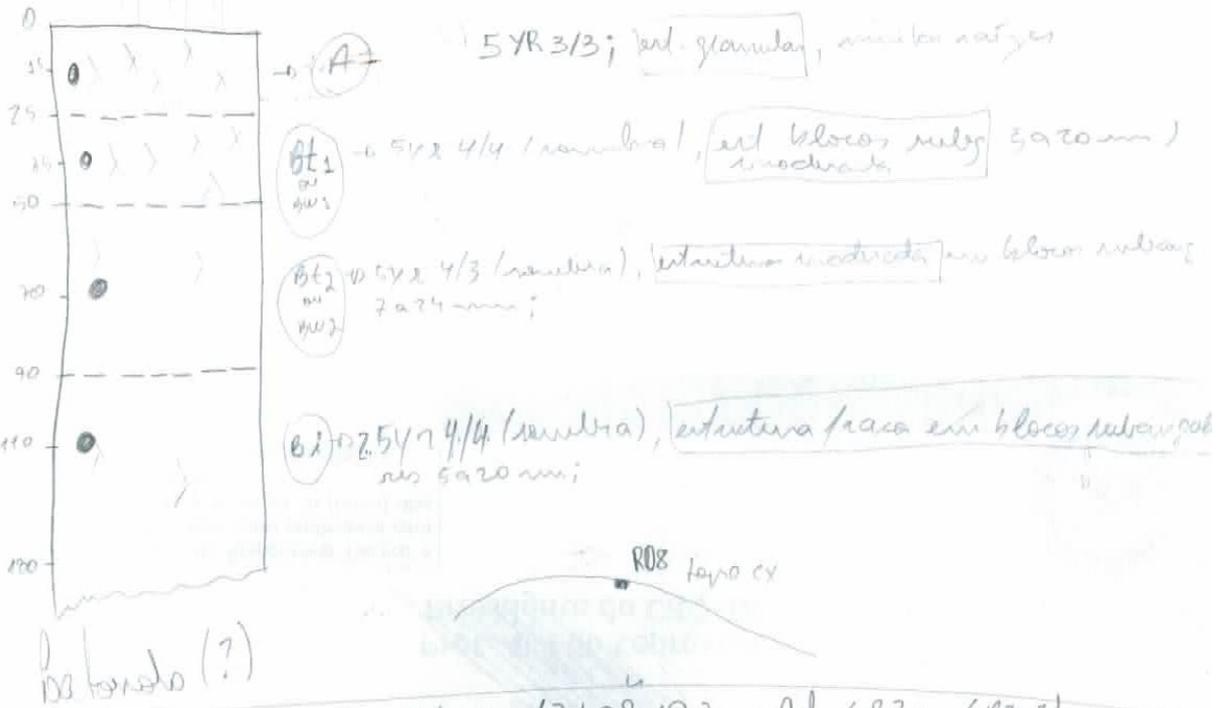
Ponto 7 (RQ7) 0283673/7 110632 and 658m (d)
Batendo (?) nível alt med



(E)

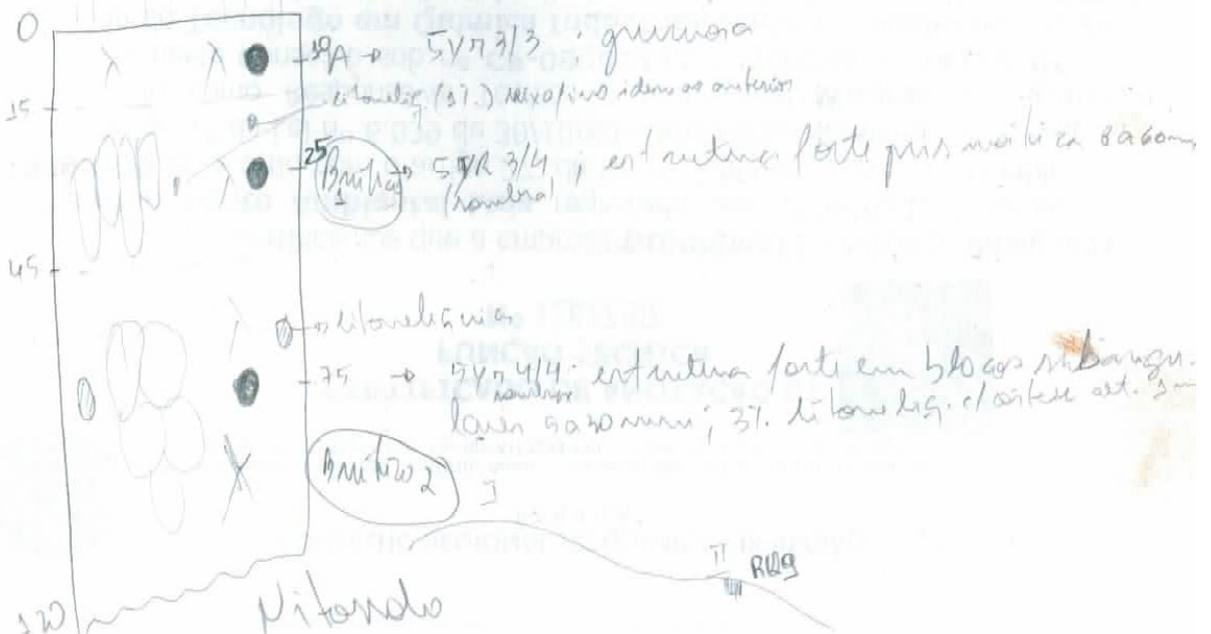
Ponto 8 (HQ 8) 0287628/711709 alt. 642m (P297) GP24

florista

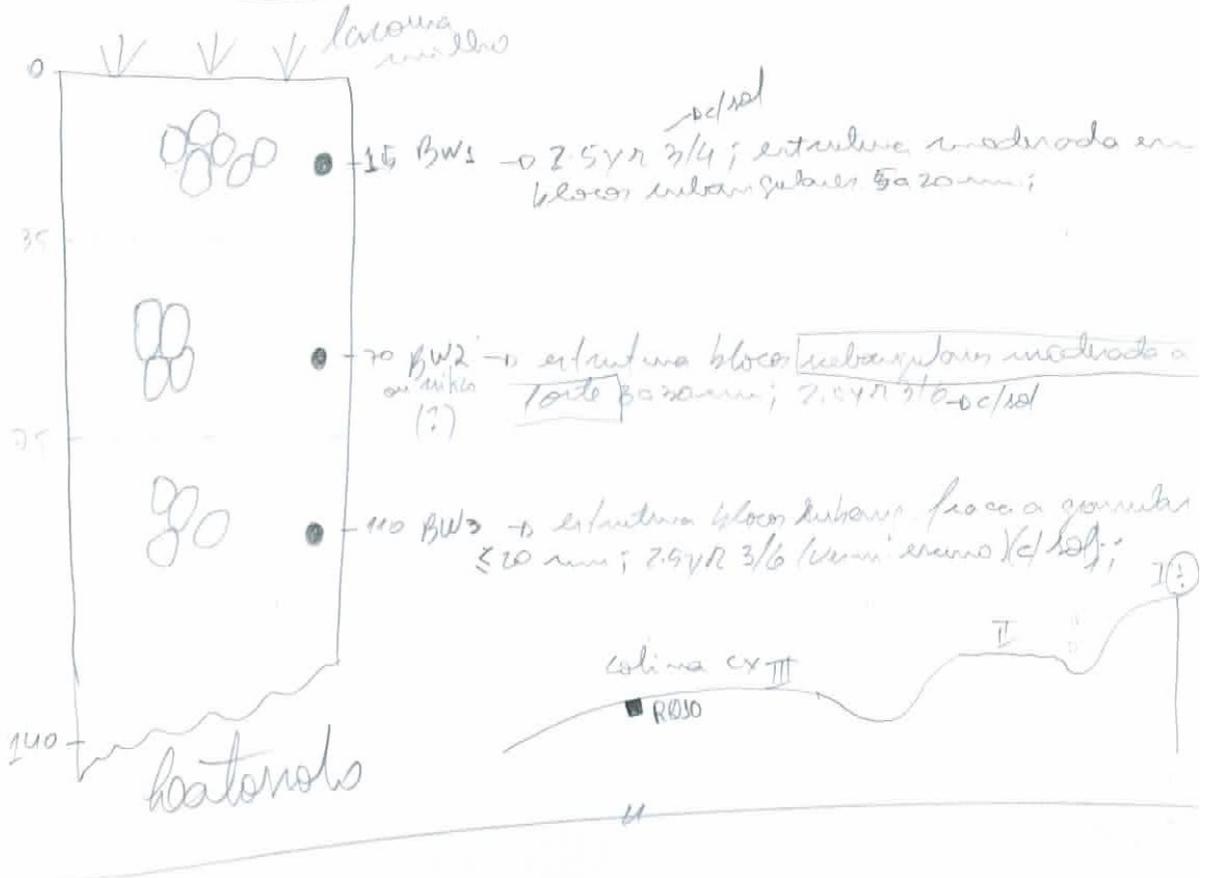


Ponto 9 (HQ 9) 0286582/7109193 alt. 682m (P303)

florista



Punto 10 (AQ10) 0709695/7113455 alt. 625 m (V319) (F)



APÊNDICE C

Tabela C1 – Resultados das densidades aparentes (Dap) dos perfis de solo da bacia do rio Quatorze.

Amostra	Peso da amostra (g)	Volume do cilindro (cm ³)	Dap (g/cm ³)	Média do perfil (g/cm ³)
*RQ1/A1	91,6747	97,7572	0,94	1,01
RQ1/AC (A2)	105,1287	97,7572	1,08	
RQ2/B	103,633	97,7572	1,06	1,06
RQ3/BC	120,8552	97,7572	1,24	1,16
RQ3/Bi	121,1581	97,7572	1,24	
RQ3/A	98,2778	97,7572	1,01	
RQ4/BC	106,9469	97,7572	1,09	
RQ4/Bw/1/base	104,5599	97,7572	1,07	1,07
RQ4/Bw/2/topo	110,9662	97,7572	1,14	
RQ4/Bn/3/base	109,0565	97,7572	1,12	
RQ4/Bn/4	110,158	97,7572	1,13	
RQ4/A	87,7816	97,7572	0,90	
RQ5/1Bn/base	99,3221	97,7572	1,02	
RQ5/1Bn/centro	91,9849	97,7572	0,94	
RQ5/1Bn/topo	89,1632	97,7572	0,91	0,95
RQ5/2Bn	92,6704	97,7572	0,95	
RQ5/2Bn/Topo	108,142	97,7572	1,11	
RQ5/A	75,645	97,7572	0,77	
RQ6/Bn1	119,9555	97,7572	1,23	1,05
RQ6/Bn2/base	105,5845	97,7572	1,08	
RQ6/Bn2/centro	89,1898	97,7572	0,91	
RQ6/Bn2/topo	95,154	97,7572	0,97	
RQ7/BC	111,8508	97,7572	1,14	1,18
RQ7/Bw/"2"	114,654	97,7572	1,17	
RQ7/colúvio	119,9836	97,7572	1,23	
RQ8/Bt1	109,0841	97,7572	1,12	1,06
RQ8/Bt2	107,2938	97,7572	1,10	
RQ8/Bi	98,948	97,7572	1,01	
RQ8/A	100,6785	97,7572	1,03	
RQ9/B nítico 1	110,9587	97,7572	1,14	1,01
RQ9/B nítico 2	101,504	97,7572	1,04	
RQ9/A	85,1021	97,7572	0,87	
RQ10/Bw1	117,3242	97,7572	1,20	1,06
RQ10/Bw2	101,1461	97,7572	1,03	
RQ10/Bw3	92,8949	97,7572	0,95	
MÉDIA			1,05	1,05

*perfil/horizonte

Tabela C2 – Resultados das densidades reais (Dr) dos perfis de solo da bacia do rio Quatorze.

Amostra	Peso da amostra (g)	Volume de álcool (mL)	Dr (g/cm ³)	Média do perfil (g/cm ³)
RQ1/A1	11,1916	46,6	3,29	3,05
RQ1/AC (A2)	9,8443	46,5	2,81	
RQ2/B	12,7764	45,9	3,12	3,12
RQ3/BC	11,3859	46,1	2,92	2,93
RQ3/Bi	11,0563	46,3	2,99	
RQ3/A	9,4827	46,7	2,87	
RQ4/BC	8,8025	47,4	3,39	
RQ4/Bw/1/base	10,1319	46,7	3,07	3,05
RQ4/Bw/2/topo	8,8773	47,1	3,06	
RQ4/Bn/3/base	10,871	46,3	2,94	
RQ4/Bn/4	9,5633	47,3	3,54	
RQ4/A	8,0404	46,5	2,30	
RQ5/1Bn/base	9,6365	47,1	3,32	
RQ5/1Bn/centro	9,6517	47	3,22	
RQ5/1Bn/topo	9,3203	47	3,11	
RQ5/2Bn	12,0312	46,3	3,25	
RQ5/2Bn/Topo	11,5673	46,4	3,21	
RQ5/A	8,359	47,1	2,88	
RQ6/Bn1	11,4465	46,5	3,27	3,34
RQ6/Bn2/base	9,1787	47,2	3,28	
RQ6/Bn2/centro	8,9375	47,4	3,44	
RQ6/Bn2/topo	8,1	47,6	3,38	
RQ7/BC	9,6678	47,4	3,72	3,43
RQ7/Bw/"2"	8,173	47,5	3,27	
RQ7/colúvio	8,5565	47,4	3,29	
RQ8/Bt1	9,2433	47,1	3,19	3,18
RQ8/Bt2	8,3451	47,5	3,34	
RQ8/Bi	9,2223	47,1	3,18	
RQ8/A	11,1768	46,3	3,02	
RQ9/B nítico 1	8,5382	47,8	3,88	3,45
RQ9/B nítico 2	9,3194	47,2	3,33	
RQ9/A	8,471	47,3	3,14	
RQ10/Bw1	13,5604	45,9	3,31	3,28
RQ10/Bw2	8,5339	47,5	3,41	
RQ10/Bw3	9,706	46,9	3,13	
MÉDIA			3,20	3,20

Tabela C3 – Resultados da porosidade total dos perfis de solo da bacia do rio Quatorze.

Amostra	Dap (g/cm³)	Dre (g/cm³)	Porosidade (%)	Média do perfil (%)
RQ1/A1	0,94	3,29	71,43	66,50
RQ1/A2	1,08	2,81	61,57	
RQ2/B	1,06	3,12	66,03	66,03
RQ3/BC	1,24	2,92	57,53	60,29
RQ3/Bi	1,24	2,99	58,53	
RQ3/A	1,01	2,87	64,81	
RQ4/BC	1,09	3,39	67,85	
RQ4/Bw/1/base	1,07	3,07	65,15	64,43
RQ4/Bw/2/topo	1,14	3,06	62,75	
RQ4/Bn/3/base	1,12	2,94	61,90	
RQ4/Bn/4	1,13	3,54	68,08	
RQ4/A	0,9	2,3	60,87	
RQ5/1Bn/base	1,02	3,32	69,28	
RQ5/1Bn/centro	0,94	3,22	70,81	
RQ5/1Bn/topo	0,91	3,11	70,74	70,05
RQ5/2Bn	0,95	3,25	70,77	
RQ5/2Bn/Topo	1,11	3,21	65,42	
RQ5/A	0,77	2,88	73,26	
RQ6/Bn1	1,23	3,27	62,39	68,58
RQ6/Bn2/base	1,08	3,28	67,07	
RQ6/Bn2/centro	0,91	3,44	73,55	
RQ6/Bn2/topo	0,97	3,38	71,30	
RQ7/BC	1,14	3,72	69,35	65,40
RQ7/Bw/"2"	1,17	3,27	64,22	
RQ7/colúvio	1,23	3,29	62,61	
RQ8/Bt1	1,12	3,19	64,89	66,52
RQ8/Bt2	1,1	3,34	67,07	
RQ8/Bi	1,01	3,18	68,24	
RQ8/A	1,03	3,02	65,89	
RQ9/B nítico 1	1,14	3,88	70,62	70,56
RQ9/B nítico 2	1,04	3,33	68,77	
RQ9/A	0,87	3,14	72,29	
RQ10/Bw1	1,2	3,31	63,75	
RQ10/Bw2	1,03	3,41	69,79	67,73
RQ10/Bw3	0,95	3,13	69,65	
MÉDIA	1,05	3,20	66,81	66,81

Tabela C4 – Resultados dos teores de finos (silte e argila) dos perfis de solo da bacia do rio Quatorze.

Amostra	Teor de areia (%)	Teor de finos (%)	Média do perfil de teor de areia (%)	Média do perfil de teor de finos (%)
RQ1/A1	12,63	87,37	10,82	89,18
RQ1/A2	9,01	90,99		
RQ2/B	4,28	95,72	4,28	95,72
RQ3/BC	17,73	82,27	20,01	79,99
RQ3/Bi	18,40	81,60		
RQ3/A	23,89	76,11		
RQ4/BC	3,53	96,47		
RQ4/Bw/1/base	2,78	97,22	5,01	94,99
RQ4/Bw/2/topo	3,76	96,24		
RQ4/Bn/3/base	5,77	94,23		
RQ4/Bn/4	7,69	92,31		
RQ4/A	6,54	93,46		
RQ5/1Bn/base	2,78	97,22		
RQ5/1Bn/centro	3,15	96,85	3,56	96,44
RQ5/1Bn/topo	3,43	96,57		
RQ5/2Bn	4,71	95,29		
RQ5/2Bn/Topo	3,35	96,65		
RQ5/A	3,90	96,10		
RQ6/Bn1	4,06	95,94	4,08	95,92
RQ6/Bn2/base	5,27	94,73		
RQ6/Bn2/centro	3,80	96,20		
RQ6/Bn2/topo	3,17	96,83		
RQ7/BC	5,06	94,94	10,77	89,23
RQ7/Bw/"2"	10,15	89,85		
RQ7/colúvio	17,11	82,89		
RQ8/Bt1	16,96	83,04	11,97	88,03
RQ8/Bt2	8,95	91,05		
RQ8/Bi	7,26	92,74		
RQ8/A	14,73	85,27		
RQ9/B nítico 1	13,05	86,95	9,38	90,62
RQ9/B nítico 2	5,69	94,31		
RQ9/A	9,40	90,60		
RQ10/Bw1	5,71	94,29	7,56	92,44
RQ10/Bw2	3,59	96,41		
RQ10/Bw3	13,38	86,62		
MÉDIA	8,13	91,87	8,13	91,87