

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALFENAS

CLÁUDIO ANDRÉ DOS PASSOS

**INTERAÇÃO ENTRE OS REGIMES PLUVIAL, HIDROLÓGICO E
HIDROSEDIMENTOLÓGICO NA BACIA DO CÓRREGO DO GIGANTE –
POÇOS DE CALDAS – MG.**

POÇOS DE CALDAS/MG

2019

CLÁUDIO ANDRÉ DOS PASSOS

**INTERAÇÃO ENTRE OS REGIMES PLUVIAL, HIDROLÓGICO E
HIDROSSEDIMENTOLÓGICO NA BACIA DO CÓRREGO DO GIGANTE –
POÇOS DE CALDAS – MG.**

Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciência e Engenharia Ambiental pela Universidade Federal de Alfenas. Linha de Pesquisa: Recursos Hídricos e Meio Ambiente. Orientador: Prof. Dr. Antônio Marciano da Silva. Co-Orientador: Prof. Dr. Flávio Aparecido Gonçalves

POÇOS DE CALDAS/MG

2019

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal de Alfenas
Biblioteca campus Poços de Caldas

P289i Passos, Cláudio André dos.
Interação entre os regimes pluvial, hidrológico e
hidrossedimentológico na Bacia do Córrego do Gigante – Poços de
Caldas – MG / Cláudio André dos Passos. -- Poços de Caldas/MG,
2019.

144 f. –

Orientador(a): Antônio Marciano da Silva.

Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia Ambiental) –
Universidade Federal de Alfenas, campus Poços de Caldas, 2019.
Bibliografia.

1. Recursos hídricos. 2. Erosão hídrica. 3. Solos – erosão. 4.
Bacias hidrográficas. 5. Hidrologia. 6. Sedimentologia. 7. Transporte
de sedimento. I. Silva, Antônio Marciano da. II. Título.

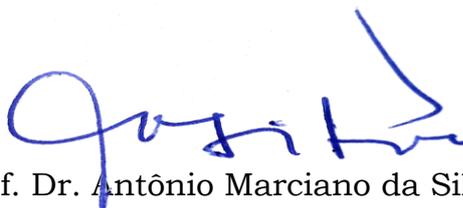
CDD – 551.48

CLÁUDIO ANDRÉ DOS PASSOS

**INTERAÇÃO ENTRE OS REGIMES PLUVIAL, HIDROLÓGICO E
HIDROSEDIMENTOLÓGICO NA BACIA DO CÓRREGO DO GIGANTE –
POÇOS DE CALDAS – MG.**

A Banca Examinadora abaixo-assinada, aprova a Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Ciência e Engenharia Ambiental, pelo Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Alfenas. Linha de Pesquisa: Recursos Hídricos e Meio Ambiente.

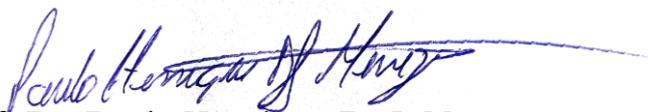
Aprovada em: 27 de fevereiro de 2019.



Prof. Dr. Antônio Marciano da Silva
Universidade Federal de Alfenas



Prof. Dr. Diego de Souza Sardinha
Universidade Federal de Alfenas



Prof. Dr. Paulo Henrique B. J. Menezes.
Universidade Federal de Alfenas

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da vida, pela saúde, pelo caminho que me ajuda a traçar e percorrer, por minha família, e pelos amigos que colocou em meu caminho.

Aos meus pais (Cláudio dos Passos e Maria Nilza Tristão dos Passos), pelo incentivo, carinho e confiança que sempre tiveram em mim. Vocês são meu orgulho e base de tudo!

Ao meu irmão Douglas dos Passos pelos ensinamentos e cuidados que sempre teve comigo.

Ao grande amigo, uma das minhas maiores referências de pessoa e de profissional, Mario Modesto dos Santos, por todos os ensinamentos, pela paciência, pelas oportunidades, sabedoria, e por me conceder a honra de aprender todo dia com o senhor.

À minha companheira, amiga e namorada, Camila Aparecida da Silva, que com paciência e carinho me motiva a buscar meus objetivos.

A todos da minha família e amigos de longa data, principalmente a Dona Vanilda Alves O. Silva, Raphaela Alves, Denner Felipe, Ítalo Augusto Pereira e Flávio Augusto da Silva. Pelo apoio, amizade, e pelos momentos de descontração.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Antônio Marciano da Silva, primeiramente por ter me acolhido como orientado, pela confiança que depositou em mim, e pela liberdade que me concedeu. Pela sabedoria e humildade. Por contribuir de forma grandiosa na minha formação acadêmica, profissional e pessoal. Muito obrigado!

Aos grandes amigos Adriano Mota Ferreira, Cesar Henrique Valentino, Leonardo Barbosa Silva e Mateus Michelin, amigos do mestrado. Pela ajuda e companheirismo nos trabalhos de campo e sala de aula, pelos conselhos e ensinamentos, pelos momentos de descontração e companhia. Muito obrigado!

À Universidade Federal de Alfenas, em especial o Instituto de Ciência e Tecnologia, pela oportunidade da realização deste curso.

Aos professores Dr. Diego de Souza Sardinha, Dr. Flávio Aparecido Gonçalves, Dr. Paulo Henrique Bretanha Junker Menezes e Dr. Romero Francisco Vieira Carneiro. Cujo trabalho, apoio e dedicação foram indispensáveis para realização desta pesquisa. A vocês, a minha admiração e meus mais sinceros agradecimentos.

Aos técnicos de laboratório Luana, Marcel, Guilherme, Bruno e Mansueto, pelo auxílio e paciência.

Aos motoristas “João Pita”, “João Velório” e “Claudião” por nos guiarem sempre com enorme cuidado.

Ao Prof. Dr. José de Oliveira Melo Neto, pelos conhecimentos transmitidos, e pela ajuda de campo e na sala de aula, principalmente no início desta pesquisa.

Ao CNPq e à FAPEMIG pelo apoio financeiro para aquisição de equipamentos e custeio de serviços.

À Mineração Curimbaba por permitir instalação da estação fluviométrica e a realização do trabalho dentro de áreas de sua propriedade.

Ao Departamento Municipal de Energia de Poços de Caldas-DME, pelo apoio na instalação da estação hidrométrica.

“Se há algo que você pode fazer, ou sonha que pode fazer, comece a fazê-lo agora. A ousadia traz em si genialidade, poder e magia.”

- Goethe

RESUMO

O conhecimento da interação entre o regime pluviométrico, escoamento superficial, produção e transporte de sedimentos, é essencial para prever e evitar possíveis problemas de cunho econômico, social e ambiental. Este contexto foi pesquisado na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante, importante bacia de cabeceira, com área de 3,56 km², contribuinte direta do reservatório Cipó em Poços de Caldas - MG. Promoveram-se o monitoramento direto da precipitação, das perdas de solo, e do escoamento, e simultaneamente, o monitoramento indireto da concentração de sólidos em suspensão, por meio de um sensor óptico de turbidez. Os resultados apontaram para o ano hidrológico uma precipitação de 1579,6 mm, dos quais, 85% ocorreram no período chuvoso e 333 mm no mês janeiro. Foram classificados 30 eventos como erosivos, cujas lâminas precipitadas, representaram 57% do total precipitado. No mês de março ocorreram as maiores intensidades de precipitação, associadas aos períodos de 5, 10 e 30 minutos, e, diário, bem como, a maior erosividade mensal. Os indicadores hidrológicos estimados, apontam para um regime de escoamento superficial regularizado, com valor elevado da vazão mínima, provenientes da boa capacidade de infiltração de água no solo. Em termos de perdas de solo, as maiores taxas ocorreram no Cambissolo exposto com 9,74 t.ha.ano⁻¹, e no Latossolo exposto com 5,88 t.ha.ano⁻¹, sendo a média da bacia de 0,825 t.ha.ano⁻¹. A massa de sólidos suspensos transportada foi de 0,070 e 0,14 t.ha.ano⁻¹, quando estimada pela amostragem direta e pela turbidez, respectivamente, resultando em uma baixa taxa de transporte de sedimentos suspensos, creditando-se esses resultados, à presença de mata nativa, reflorestamento, a pastagem sem pastoreio e ao efeito positivo da vegetação ciliar. O sensor de turbidez apresentou em termos qualitativos, bom desempenho, porém, em termos quantitativos, os valores foram superestimados, dessa forma, recomenda-se uma análise criteriosa da série de dados, e se necessário, realizar às devidas correções nos valores elevados e sem consistência, que estiverem presentes na série.

Palavras-chave: Eventos erosivos. Sedimentologia. Monitoramento indireto.

ABSTRACT

Knowledge of the interaction between pluviometric regime, surface runoff, sediment production and transport is essential to predict and avoid possible economic, social and environmental problems. This context was searched in the Giant Stream Hydrographic Basin, an important headwater basin, with an area of 3.56 km², a direct contributor to the Cipó reservoir in Poços de Caldas - MG. Direct monitoring of precipitation, soil losses, and runoff and indirect monitoring of the suspended solids concentration by means of an optical turbidity sensor were promoted. The results showed a precipitation of 1579.6 mm for the hydrological year, of which 85% occurred in the rainy season and 333 mm in January. We classified 30 events as erosive, whose precipitated slides represented 57% of the total precipitate. In March, the highest precipitation intensities occurred, associated with the periods of 5, 10 and 30 minutes, and daily, as well as the highest monthly erosivity. The estimated hydrological indicators point to a regularized runoff regime, with a high minimum flow rate, due to the good water infiltration capacity in the soil. In terms of soil losses, the highest rates occurred in the Cambissolo exposed with 9.74 t.ha.ano⁻¹, and in the exposed Latosol with 5.88 t.ha.ano⁻¹, the average of the basin being 0.825 t. The mass of suspended solids transported was 0.070 and 0.14 t.ha⁻¹, when estimated by direct sampling and turbidity, respectively, resulting in a low transport rate of suspended sediment, with the credit being attributed to the results. presence of native forest, reforestation, grazing without grazing and the positive effect of ciliary vegetation. The turbidity sensor presented qualitative, good performance, but in quantitative terms, the values were overestimated, thus, a careful analysis of the data series is recommended, and if necessary, to make the correct corrections in the high values and without consistency, which are present in the series.

Keywords: Erosive events. Sedimentology. Indirect monitoring.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Combinação entre as faixas de mata ciliar recomendadas e os resultados obtidos nos estudos de diversos autores.	33
Figura 2 - Localização da Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante (BHCG).	40
Figura 3 - a) Visão geral da disposição dos aparelhos em campo; b) Seção de controle da BHCG, Poços de Caldas-MG	43
Figura 4 a) Sensor de nível; b) Turbidímetro; c) Pluviógrafo.	44
Figura 5 - a) Caixa protetora do Dataloger e bateria; b) Dataloger e bateria.	44
Figura 6 - a) Painel solar; b) e c) lances de régua fixada na seção de controle da BHCG, Poços de Caldas-MG	45
Figura 7 - a) Parcela de perda de solo em solo exposto; b) Parcela de perda de solo em Campo/pasto natural; c) Esquema da montagem dos tanques coletores de escoamento, interligados por conduto coletor-Geib.	46
Figura 8 - Amostrador de sedimentos modelo US-DH-48 ou AMS-1.....	47
Figura 9 - Medidor de velocidade de escoamento da água tipo micromolinete da Vernier®.	47
Figura 10 - Exemplo de série de subseções de largura igual.	58
Figura 11 - Subamostras proporcionais as velocidades de transito, amostradas pela metodologia IIL.	59
Figura 12 - Aparato de filtragem das amostras de hidrossedimento.....	60
Figura 13 - Exemplo de correção de inconsistência nos dados:.....	61
Figura 14 - Mapas do relevo da BHCG: a) Modelo digital de Terreno; b) Declividade.	67
Figura 15 - Distribuição espacial dos Solos da área de drenagem estudada na BHCG - Poços de Caldas - MG.....	70
Figura 16 - Usos do solo predominantes da área de drenagem estudada na BHCG - Poços de Caldas - MG.....	71
Figura 17 - a) BHCG com a APP de 30 metros no Córrego do Gigante; b) BHCG com a APP alterada do Córrego do Gigante.....	72

Figura 18 - Precipitação diária entre Out/2017 a set/2018 - na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante – Poços de Caldas - MG.	73
Figura 19 - Precipitações na área urbana de Poços de Caldas, em Minas Gerais	74
Figura 20 - Precipitação Mensal de Out/2017 a set/2018, na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante – Poços de Caldas – MG.	75
Figura 21 – Erosividade da chuva e precipitação mensal, de out/2017 - set/2018, na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante – Poços de Caldas – MG.	77
Figura 22 - Curva de calibração - concentração de sólidos em suspensão (CSS) em função da vazão (Q)) do Córrego do Gigante, Poços de Caldas - MG.....	79
Figura 23 - Curva de calibração - vazão (Q) em função da concentração de sólidos em suspensão (CSS) do Córrego do Gigante, Poços de Caldas - MG.....	80
Figura 24 - Curva de calibração - concentração de sólidos em suspensão (CSS) e turbidez (TUR) do Córrego do Gigante, Poços de Caldas - MG.....	81
Figura 25 - Curva chave para seção, no Córrego do Gigante em Poços de Caldas/MG.	82
Figura 26 - Hietograma e Fluviograma em escala diária para a BHCG, Poços de Caldas-MG.....	85
Figura 27 - Hietograma e Fluviograma em escala mensal para a BHCG, Poços de Caldas-MG.....	86
Figura 28 - Precipitação, Vazões máximas, médias e mínimas mensais e seus respectivos rendimentos específicos em escala mensal, do Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.....	88
Figura 29 - Escoamento superficial e de base em escala diária, Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.	89
Figura 30 - Deflúvio Superficial e de base em escala mensal para o Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.	90

Figura 31 - Hidrógrafa do evento com início no dia 22 e término dia 23/11/17.....	98
Figura 32 - Hidrógrafa do evento com início no dia 07 e término dia 10/12/17.....	98
Figura 33 - Hidrógrafa do evento com início no dia 13 e término dia 15/02/18.....	98
Figura 34 - Hidrógrafa do evento com início no dia 27 e término dia 28/02/18.....	98
Figura 35 - Hidrógrafa do evento com início no dia e término dia 15/03/18.....	99
Figura 36 - Hidrógrafa do evento com início no dia 16 e término dia 17/03/18.....	99
Figura 37 - Hidrógrafa do evento com início no dia e término dia 20/03/18.....	99
Figura 38 - Hidrógrafa do evento com início no dia 23 e término dia 24/03/18.....	99
Figura 39 - Hidrógrafa do evento 15/03/2018 para a BHCG – Poços de Caldas – MG.....	101
Figura 40 - Hidrógrafas do escoamento superficial direto, com informações a cada 5 e 10 min, para o evento de 15/03/2018 BHCG – Poços de Caldas – MG.....	101
Figura 41 – Precipitação do dia 15/03/2018 em intervalo de 5 minutos, Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.	102
Figura 42 - Precipitação do dia 15/03/2018 em intervalo de 10 minutos, Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.....	102
Figura 43 - Hidrograma unitário (1mm, 5 min) evento 15/03/2018.	104
Figura 44 - Hidrogramas Observado e Estimados a partir do HU(1mm;5min) para o dia 15-03-2018 na BHCG.....	105
Figura 45 - Hidrograma Unitário (1mm;10min) com informações a cada 10 minutos, para BHCG – 15-03-2018.	106
Figura 46 -Hidrogramas observado e estimados a partir do HU(1mm;10min) para o dia 15-03-2018 na BHCG.....	107

Figura 47 - Deflúvio, Massa suspensa de sólido transportada e Lâmina precipitada mensal, Out/2017 a Setembro/2018- Córrego do Gigante - Poços de Caldas- MG.....	113
Figura 48 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do evento com início no dia 23 e término dia 24/01/18.....	117
Figura 49 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do evento com início no dia 13 e término dia 15/02/18.....	118
Figura 50 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do evento com início no dia 27 e término dia 28/02/18.....	118
Figura 51 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do primeiro evento do dia 20/03/18.	118
Figura 52 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do segundo evento do dia 20/03/18.	119
Figura 53 - Detalhamento do uso e ocupação da APP do Córrego do Gigante, BHCG - Poços de Caldas-MG.....	121
Figura 54 - Perfil altimétrico da seção de monitoramento - Córrego do Gigante.....	123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Benefícios das zonas ripárias e tipo de vegetação.....	34
Tabela 2 - Variáveis avaliadas em cada evento.	62
Tabela 3 - Características geomorfométricas da BHCG.....	68
Tabela 4 - Usos das terras da área de drenagem estudada na BHCG.....	71
Tabela 5 - Síntese das informações geradas nas campanhas de monitoramento direto e dados registrados pelo sensor de turbidez no período do monitoramento no Córrego do Gigante.....	78
Tabela 6- Vazões máximas, médias e mínimas e seus respectivos rendimentos específicos em diferentes escalas de tempo, do Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas-MG.	83
Tabela 7 – Precipitação, Vazões máximas, médias e mínimas mensais e seus respectivos rendimentos específicos em escala mensal, do Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.....	87
Tabela 8 - Valores médios mensais de vazão, $D_{\text{lâmina}}$, deflúvio de base e deflúvio superficial direto para o Córrego do Gigante – Poços de Caldas - MG.	90
Tabela 9 - Parâmetros calculados para análise da hidrógrafa associada ao evento erosivo.....	96
Tabela 10 - Síntese dos valores de CN para cada combinação de uso e classe de solo da BHCG.	100
Tabela 11 - Síntese dos valores de CNII para a BHCG.	100
Tabela 12 - Lâminas precipitadas e respectivas intensidades médias de precipitação para intervalos de 5 e 10 minutos.....	103
Tabela 13 - Síntese da análise da precipitação com valores para Índice Φ e das precipitações efetivas.....	103
Tabela 14 - Síntese do monitoramento da erosão hídrica nas parcelas instaladas na BHCG, Poços de Caldas-MG.	109

Tabela 15 - Análise exploratória dos valores registrados pelo sensor de turbidez.	112
Tabela 16 - Deflúvio mensal, Lâmina precipitada mensal, Massa suspensa de sólidos transportada mensal calculadas pelas duas equações, Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.	113
Tabela 17 - Parâmetros hidrossedimentológicos calculados para os eventos erosivos.	116
Tabela 18 - Taxa de transferência de sedimentos suspensos nos eventos erosivos, calculadas para a MSST estimada pela amostragem direta no rio e indireta via sensor de turbidez. Córrego do Gigante. Poços de Caldas-MG.....	119
Tabela 19 - Vazões dos Hidrogramas: registrado(Q), de base (Q_{Base}), superficial direto (Q_{SD}) e do HU da BHCG - Poços de Caldas - MG.	141
Tabela 20 - Vazões ($L.s^{-1}$) dos Hidrogramas (H1; H2; H3 e H4) e da Hidrógrafa Estimada H_{Est} (0656mm;20min).	143

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	19
2.1	OBJETIVO GERAL.....	19
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	19
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1	HIDROLOGIA E OS PROCESSOS EROSIVOS.....	20
3.2	DINÂMICA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	23
3.3	FATORES DINÂMICOS QUE INFLUENCIAM A GERAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL, A PRODUÇÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO.....	26
3.3.1	Precipitação	27
3.3.2	Umidade antecedente do solo	28
3.3.3	Uso do solo e declividade do terreno	29
3.3.4	Vazão	34
3.4	ESTIMATIVA DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO..	35
3.4.1	Métodos indiretos para monitoramento de sedimentos em suspensão	36
3.4.2	Métodos Curva de calibração sedimento	38
4	MATERIAIS E MÉTODOS	39
4.1	CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	39
4.1.1	Caracterização fisiográfica da BHCG	40
4.2	MONITORAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DOS REGIMES PLUVIOMÉTRICO, FLUVIOMÉTRICO E SEDIMENTOLÓGICO.....	43
4.2.1	Monitoramento pluviométrico	47
4.2.1.1	Classificação das precipitações erosivas.....	48
4.2.2	Monitoramento fluviométrico	49

4.2.2.1	Caracterização do Regime de Escoamento Superficial	51
4.2.2.2	Hidrogramas observados –“HU – Experimental”	54
4.2.3	Monitoramento sedimentométrico	58
5	RESULTADOS E DISCUSÃO	66
5.1	ÁREA DE ESTUDO	66
5.1.1	Geologia	66
5.1.2	Geomorfometria da BHCG	67
5.1.3	Clima da BHCG	68
5.1.4	Pedologia e uso das terras da BHCG.....	69
5.2	REGIME PLUVIAL DA BHCG	72
5.2.1	Eventos erosivos.....	75
5.3	ESCOAMENTO SUPERFICIAL DA BHCG.....	77
5.3.1	Análise do escoamento e separação de suas componentes	88
5.3.1.1	Análise na escala diária – método dos filtros digitais de Eckhardt (2005).....	88
5.3.1.2	Análise na escala diária – método de Barnes	89
5.3.2	Análise de hidrógrafas associados aos eventos erosivos	94
5.3.3	Hidrograma unitário experimental.....	100
5.3.3.1	HU Experimental gerado a partir do Hobs (0,656 mm; 20 min) com informações a cada 5 min.....	103
5.3.3.2	HU Experimental gerado a partir do Hobs (0,656 mm; 20 min) com informações a cada 10 min	106
5.4	REGIME DE SEDIMENTOLÓGICO DA BHCG.....	108
5.4.1	Perdas de solo da BHCG.....	108
5.4.2	Massa de sólidos transportado pelo Córrego do Gigante	110
5.4.3	Análise sedimentológica dos eventos erosivos	115
6	CONCLUSÕES.....	125

REFERÊNCIAS	127
APÊNDICES	141

1 INTRODUÇÃO

Para a gestão adequada dos recursos naturais, incluindo-se os hídricos, é imprescindível conhecer o comportamento hidrológico e sedimentológico da bacia hidrográfica.

Os processos de produção e transporte de sedimentos podem trazer inúmeros problemas às áreas das bacias hidrográficas como a perda de fertilidade do solo que influencia diretamente no desenvolvimento e produtividade da cultura instalada, propicia dinamização dos processos erosivos, os quais favorecem a dissolução e perda dos insumos, onerando a produção agrícola e ainda, quando esses insumos são carreados para a rede de drenagem podem causar eutrofização dos cursos d'água (COUTO JUNIOR, 2016). Além disso, trazem problemas de assoreamentos de rios e reservatórios, contaminações dos afluentes, alteração da biota aquática, diminui a vida útil de lagos e reservatórios e aumenta os riscos de enchentes (CARVALHO, 2008; MOREIRA, 2017).

A interação entre o regime pluvial, geração de escoamento superficial, produção e transporte de sedimentos é extremamente sensível, sendo que o conhecimento dessa relação é fundamental para evitar possíveis problemas de cunho econômico, social e ambiental. No entanto, estudos e pesquisas em hidrossedimentologia são pouco realizados, tendo em vista que as consequências não são imediatas e os trabalhos, incluindo coletas regulares de dados e amostras, análises de laboratório, processamento de dados e estimativas de parâmetros, são onerosos e exigem muito tempo e esforço (BEASLEY, 1972; CARVALHO, 1994).

A Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante (BHCG) é uma bacia de cabeceira de pequeno porte, que em tese possui um ciclo hidrológico dinâmico, com rápidas respostas as precipitações, além disso, é uma bacia rural com áreas de mineração (solo exposto), propício aos efeitos erosivos das chuvas e do escoamento superficial.

O Córrego do Gigante é um tributário do Ribeirão do Cipó, rio principal da Bacia Hidrográfica do Ribeirão do Cipó (BHRC), onde encontra-se a principal fonte de geração de energia elétrica e abastecimento público da

cidade de Poços de Caldas, a represa do Cipó, com volume total de 32 milhões de m³ (PREFEITURA MUNICIPAL DE POÇOS DE CALDAS, 2016).

Dentro deste contexto faz-se necessário o monitoramento hidrossedimentológico das sub-bacias hidrográficas contribuintes diretas do reservatório do Cipó, como é o caso da BHCG, principalmente pela localização da bacia, suas particularidades de uso e de dinâmica hidrológica, além de constituir uma contribuição ao estudo da dinâmica do escoamento superficial em bacias hidrográficas de cabeceira e do transporte de sedimentos suspensos, situação não muito estudada na realidade brasileira.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a interação entre os regimes pluvial, hidrológico e hidrossedimentológico na Bacia do Córrego do Gigante – Poços de Caldas – MG.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Caracterizar a área de estudo em relação ao regime hidrológico e sedimentológico.
- b) Monitorar o regime pluviométrico, fluviométrico e sedimentométrico.
- c) Monitorar as perdas de solo e água associadas as interações entre classes de solo e usos da terra.
- d) Caracterizar o regime de escoamento superficial.
- e) Caracterizar o regime hidrossedimentológico e quantificar a descarga sólida de sedimentos.
- f) Estimar a taxa de transferência de sedimentos em suspensão.
- g) Avaliar o potencial de aplicação do sensor óptico de turbidez para monitoramento indireto da concentração e do transporte de sedimentos em suspensão.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 HIDROLOGIA E OS PROCESSOS EROSIVOS

A hidrologia é a ciência que estuda a água na Terra sua distribuição e circulação, suas propriedades físicas e químicas e suas interações com o ambiente e os seres vivos e em particular com os seres humanos (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

O ciclo hidrológico é o tema central da hidrologia (KOBAYAMA, 2000), este é um processo dinâmico que representa os diferentes caminhos que a água pode percorrer e se transformar ao longo do tempo (TUCCI, 2001). Tal ciclo possui importantes componentes que estão associados à dinâmica da água, dos quais se destacam a precipitação, o escoamento superficial direto, a evapotranspiração e a interceptação (MOURA, 2018).

O escoamento superficial talvez seja a fase mais importante, pois é a etapa que estuda o deslocamento das águas na superfície da Terra e está diretamente ligada ao aproveitamento da água superficial e à proteção contra os efeitos causados pelo seu deslocamento (erosão do solo, inundações, etc.) (MELLO; SILVA, 2013). Abrange desde o excesso de precipitação que ocorre logo após uma chuva intensa e se desloca livremente pela superfície do terreno, até o escoamento de um rio, que pode ser alimentado tanto pelo excesso de precipitação como pelas águas subterrâneas (LEAL et al., 2017).

A razão entre o volume de água escoado superficialmente e a lâmina precipitada define o coeficiente de escoamento superficial ou coeficiente de “run off” (C) (ALENCAR; SILVA; OLIVEIRA, 2006), o qual pode ser relativo a uma chuva isolada ou relativo a um intervalo de tempo onde várias chuvas ocorreram.

Segundo Moreira (2017) os componentes do escoamento superficial são: escoamento superficial direto, escoamento subsuperficial e escoamento subterrâneo ou de base. O escoamento superficial direto origina-se do excesso de precipitação que escoam diretamente sobre a superfície. É controlado principalmente pela saturação do solo e pela intensidade elevada de precipitação. Esta parcela do escoamento é conhecida como precipitação

efetiva ou deflúvio superficial. Em uma camada de solo saturada próxima à superfície ocorre o escoamento sub-superficial que contribui com o próprio escoamento superficial direto. Em termos dinâmicos, o escoamento subsuperficial apresenta uma taxa de drenagem mais lenta que o superficial direto. O escoamento base é aquele produzido pela drenagem natural do aquífero (zona saturada), reflete a produção de água na bacia durante as estações secas. É ainda especialmente importante em regiões que possuem regime pluviométrico caracterizado por chuvas de baixa intensidade e longa duração e relevo consideravelmente plano, onde o escoamento pela superfície dificilmente é significativo. Em termos dinâmicos o comportamento do escoamento base é especialmente lento, demorando vários dias para que haja alguma mudança importante nos valores de vazão (na ausência de chuva). Seu comportamento geral é semelhante ao decaimento de uma curva exponencial, sendo tecnicamente conhecido como depleção do aquífero (MELLO; SILVA, 2013).

O escoamento produzido torna-se propulsor a outro processo, um ciclo aberto, vinculado e dependente, que envolve o deslocamento, o transporte e o depósito de partículas sólidas presentes na superfície de uma bacia hidrográfica, chamado de ciclo hidrossedimentológico (MELLO; SILVA, 2013). Este ciclo está intimamente relacionado com os processos erosivos que ocorrem na área.

A erosão hídrica é a principal forma de erosão na maioria dos países, principalmente os tropicais e sub-tropicais, sendo a água, associada às suas fases do ciclo hidrológico, o mecanismo principal de geração e transporte do solo erodido (MELLO; SILVA, 2013). Dessa forma, a precipitação é o principal componente de entrada do ciclo da água, cujas gotas já têm energia suficiente para quebrar agregados do solo ou iniciar o selamento superficial deste. Caso a intensidade de precipitação exceda a de infiltração, gera-se o principal componente do processo erosivo: o escoamento superficial. Este promove o transporte das partículas do solo, que, posteriormente, sofrem deposição (PRUSKI, 2006).

Após um evento de chuva, as partículas erodidas das vertentes, adentram nos cursos de água onde, juntamente com os sedimentos

provindos da erosão das margens e do leito, são transportadas pelo rio para o exutório da bacia (CARDOSO, 2013). O processo erosivo irá depender de características do solo, vegetação da bacia, chuva, declividade da bacia, escoamento superficial, entre outros (HSU et al., 2011). A maior parte do transporte de sedimento ocorre durante o período chuvoso, principalmente durante eventos de precipitação de média e grande intensidade (WOLMAN; MILLER, 1961).

O regime hidrossedimentológico pode frequentemente ser modificado pelas interferências antrópicas que são realizadas dentro da bacia hidrográfica. Segundo Aguiar (2015) essas atividades, em geral, intensificam a produção de sedimentos por erosão hídrica.

Dentre as principais atividades antrópicas estão às atividades agrícolas, que se praticadas de maneira incorreta causam perda da camada superficial, compactação e contaminação do solo. Outra atividade impactante é a de mineração, onde há remoção parcial ou total do solo, que são realocados para outras áreas do empreendimento (MOREIRA, 2017). Em alguns casos as áreas permanecem totalmente improdutivas (LIMA, 2008; PHENRAT, 2016).

Um estudo coordenado pela Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura (FAO) envolvendo 600 pesquisadores de 60 países revelou que ameaças como erosão, compactação, desequilíbrio de nutrientes e perda de matéria orgânica atingem mais de 30% dos solos em todo o mundo (FAO, 2015), colocando em risco os sistemas de produção agrícola e a qualidade dos recursos hídricos.

O Brasil é um país de extensão continental que tem como base econômica a agricultura e a mineração. A produção sustentável dessas atividades é desestabilizada pelo aumento do processo erosivo, que causa prejuízos econômicos, devido a perda da camada fértil do solo, impedimento do uso de máquinas e implementos em toda a fase de produção, aumenta a necessidade de práticas de correção das áreas já erodidas, encarecendo o custo de produção e manutenção, além de causar menor produtividade das áreas. Ademais o agravamento dos processos erosivos impactam também na questão social da população, por interferir na disponibilidade qualitativa e

quantitativa dos recursos naturais e também no fator econômico do país.

De acordo com Carvalho (2014), os processos erosivos podem ser controlados quando o manejo do solo é realizado de forma adequada. A implementação de práticas vegetativas e de estruturas mecânicas, reduz significativamente a perda de solo. Estas medidas amenizam a exposição do solo às gotas de chuva pela interceptação pelo dossel e cobertura morta, promovem a melhoria na qualidade estrutural do solo, a redução da velocidade do escoamento superficial e o aumento na infiltração.

Apesar dos diversos problemas que possam surgir pela presença excessiva de sedimentos, a diminuição do volume natural de aporte de sedimentos também pode ser um problema. O fluxo sedimentológico é fundamental para a manutenção dos ambientes naturais, uma vez que transportam elementos importantes para a manutenção da flora e da fauna aquáticas e das margens, constituem e mantêm praias em rios, além do equilíbrio do fluxo sólido e líquido entre os continentes e as zonas costeiras (PEREIRA, 2010).

A Hidrossedimentologia é o estudo da erosão hídrica, dos sedimentos fluviais e dos depósitos em rios e reservatórios (CARVALHO, 2008). Relaciona-se ao conceito de sedimentometria, que se refere à medida da quantidade do sedimento transportado pelos cursos d'água (CARVALHO et al., 2000).

Esse estudo é extremamente importante, pois o processo de erosão, transporte e depósitos de sedimentos são fortemente atuantes na dinâmica e no modelamento da paisagem (AGUIAR, 2015). Assim a hidrossedimentologia é uma ferramenta importante de apoio para análises sobre o estado de degradação de uma bacia, e fundamental para o planejamento dos recursos hídricos (SIVIEIRO; COIADO, 1999).

3.2 DINÂMICA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Os sedimentos consistem em partículas derivadas das rochas, solos ou materiais biológicos provenientes de processos físicos ou químicos (CARVALHO, 2008). Essas partículas são transportadas pela água ou pelo

vento de seu local de origem e são depositadas em baixadas, planícies costeiras e nos rios (GORE, 2010).

A produção de sedimentos em uma área é determinada pela associação de eventos naturais e antrópicos que atuam em conjunto com outras variáveis (MONTEIRO, 2013). Tal produção pode ser entendida como a quantidade de partículas que são erodidas e transportadas pelo curso d'água, e podem ser expressa em metros cúbicos ou em toneladas, quando referida à área da bacia (ARROIO JUNIOR, 2013) ou em m^3/km^2 ou $t/km^2/ano$, quando expressa em produção específica (PEREIRA, 2010).

O transporte dos materiais resultantes dos processos erosivos se dá principalmente pela ação das águas por escoamento superficial, sendo que esse transporte depende da topografia da bacia hidrográfica, do uso e ocupação, tipo de solo, umidade atual, granulometria dos materiais transportados, intensidade e duração da precipitação.

Os sedimentos que chegam até o curso podem apresentar diversas formas, tamanho e peso, sendo que essas características influenciam no processo de transporte a que são submetidos (CARVALHO, 2008). Nesse sentido, pode-se classificar o transporte em três tipos: sólidos em suspensão, sólidos dissolvidos e carga sólida de arrasto (COUTO JÚNIOR, 2016), além da carga sólida saltante (CARVALHO, 2008).

Segundo Carvalho (2008), os sólidos transportados por suspensão são constituídos, geralmente por silte e argila. É ainda a parcela mais abundante dentre as outras formas de transporte.

De acordo com Christofletti (1981), transporte de sedimentos em suspensão é determinado pela velocidade do fluxo da drenagem. Quando a velocidade do fluxo diminui, o material transportado em suspensão é depositado. Assim, transporte de sedimentos em suspensão é diretamente proporcional a vazão do fluxo da drenagem (COUTO JÚNIOR, 2016).

A carga dissolvida compreende basicamente de constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química pelas águas fluviais e subterrâneas, essa parcela de sedimentos movimenta-se na mesma velocidade do fluxo do curso d'água (ARROIO JUNIOR, 2013).

Segundo Carvalho (2008), as cargas sólidas de arrasto são as

partículas de sedimentos geralmente de maior granulometria, que escorregam ou rolam longitudinalmente no curso d'água, estando em contato constante com o leito do rio. A carga sólida saltante são as partículas que pulam ao longo do curso d'água por efeito da correnteza ou devido ao impacto de outras partículas. O material dessas duas últimas maneiras constitui o material do leito e têm seu movimento governado pela capacidade de transporte do escoamento (ARROIO JUNIOR, 2013).

A carga total de sedimentos transportada é normalmente o resultado da soma das cargas de sedimentos em suspensão com as cargas do leito (CARVALHO, 2008). Além disso, o tipo de transporte não é definido apenas pela granulometria do sedimento. Um sedimento de mesmo tamanho pode estar ora suspenso ora sedimentado no leito do rio (CRISTOFOLETTI, 1981). Assim, para determinação do tipo de carga, também é necessário observar o mecanismo de transporte. As partículas são mantidas em suspensão pelo fluxo turbulento e assim que este fluxo atinge certo limite, as partículas que estão em suspensão começam a precipitar (CRISTOFOLETTI, 1981).

O processo de deposição acontece quando a força do escoamento reduz até o ponto de não conseguir transportar as partículas. O depósito dos sedimentos ocorre normalmente em locais mais baixos do terreno, depressões naturais ou até mesmo em encostas com a declividade mais suave (CARVALHO, 2008), podendo também adentrar na rede de drenagem da bacia e ser transportado pelo curso d'água ou ficar retido em reservatórios e planícies inundadas (ARROIO JUNIOR, 2013).

Os mecanismos fundamentais relacionados aos processos erosivos (produção, transporte e deposição de sedimentos) apresentam grande amplitude de intensidades devido a escala da bacia hidrográfica estudada. Em geral, com maior área de drenagem é esperado um aumento na produção específica de sedimentos, isso se torna possível devido aos adicionais processos de erosão no rio, erosão das margens, e movimento de massa. No entanto, a partir de certo limiar de área da bacia, a produção de sedimentos torna-se dominada pelo transporte e deposição de sedimentos e não por processos de erosão ativa. A partir desse limiar, a razão de aporte de sedimentos diminui com o aumento da área da bacia. A taxa de produção de

sedimentos e o limiar são determinadas pelas condições locais, tais como topografia, litologia, e cobertura vegetal (SANTOS, 2015).

Butzer (1984) descreve alguns fatores que justificam essa relação negativa entre produção de sedimentos e área da bacia: primeiro, pequenas bacias geralmente possuem uma declividade média maior, o que facilita o acontecimento dos processos erosivos; segundo, uma chuva simples pode cobrir toda uma bacia pequena, o que não acontece em bacias maiores; terceiro, com o aumento da bacia aumentam também as áreas com planícies de inundação, facilitando a deposição dos sedimentos nestes locais.

A resposta hidrológica em pequenas bacias hidrográficas em um evento de precipitação é muito rápida, como demonstrado por Rodrigues (2009). Que torna essas áreas de grande importância ambiental, em especial pela complexidade e dinamismo de seus processos.

No Brasil, dados de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas ainda são escassos (BELLINASSO; PAIVA, 2007; CARDOSO, 2013). Portanto, o monitoramento torna-se necessário para a realização de estimativas mais precisa, afim de melhor compreensão dos processos erosivos que ocorrem nestas áreas.

3.3 FATORES DINÂMICOS QUE INFLUENCIAM A GERAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL, A PRODUÇÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

O escoamento superficial e a produção e transporte de sedimentos em suspensão apresentam grande complexidade no tempo e variam para cada evento de chuva. Estes são influenciados por diversos fatores: uso e manejo do solo, estações do ano, intensidade e distribuição da chuva, geomorfologia da bacia, umidade antecedente do solo e tamanho da bacia. (CARDOSO, 2013; CARVALHO, 1994; De BOER; CAMPBELL, 1989; MINELLA et al., 2011; WILLIAMS, 1989; ZABALETA et al., 2007).

Conhecer as variáveis que regulam o escoamento superficial e os processos ligados a sua geração e a conseqüente produção de sedimentos representa uma importante contribuição para o conhecimento da evolução

das vertentes, para estudos do balanço geoquímico, sedimentos, e para o planejamento e gestão eficaz dos recursos hídricos (CARDOSO, 2013; SANTOS, 2015; SANTOS; MORAIS, 2012). Além disso, pode aumentar a eficiência de utilização dos recursos públicos, investidos em estratégias de gestão, que visem mitigar a transferência de sedimentos aos cursos d'água (TIECHER et al., 2014).

3.3.1 Precipitação

A precipitação é o principal fator de controle de produção e transporte de sedimentos em suspensão (SEEGER et al., 2004). Ainda, o escoamento superficial resultante das precipitações é considerado o componente preponderante na formação de cheias ou aumento de vazões dos cursos de água (PINTO et al., 1973).

Fang et al., (2012) estudaram por 10 anos, o escoamento e perda de solo em relação aos regimes de chuva e uso da terra em uma microbacia montanhosa na área de Três Gargantas na China, classificaram 152 eventos de chuva dividindo-os em 3 grupos, levando em consideração a lâmina precipitada, a duração e a intensidade máxima em 30 minutos. Os autores identificaram que as chuvas do grupo I com eventos de valores médios de lâmina precipitada (31,8 mm) e de duração (1371 minutos), e as do grupo II com eventos de elevada magnitude (54 mm) e longa duração (2548 mm) são mais erosivas e requerem maior atenção, quando comparadas com os eventos de baixa magnitude (22 mm) e curta duração (494 mm).

A produção de sólidos suspensos possui alta correlação com a intensidade da precipitação (HSU et al., 2011). Segundo Brasington; Richards (2000) em determinados eventos a relação CSS e vazão é muito influenciada pela intensidade da precipitação. Isto porque os picos de chuva coincidem em intensidade e duração, com os picos de CSS.

Ainda é importante ressaltar que a variável precipitação não deve ser enxergada como uma variável isolada no processo hidrológico, as suas diferenciações quanto a duração, intensidade, variabilidade espacial e temporal interagem com outros fatores (pedológicos, climáticos,

geomorfológicos, uso e ocupação das áreas da bacia, etc.) que podem intensificar ou amenizar seus efeitos na geração de escoamento superficial, no transporte e produção de sedimentos.

3.3.2 Umidade antecedente do solo

O escoamento superficial na bacia e, conseqüentemente, a CSS são fortemente dependentes da condição de umidade antecedente do solo (SOLER; LATRON; GALLART, 2008). Dessa forma, é importante seu conhecimento, para a estimativa correta dos coeficientes de escoamento e obter uma melhor compreensão do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas (DESCROIX; NOUVELOT; VAUCLIN, 2002).

ISTOK; BOERSMA (1986) realizaram estudo com dados de chuva e de escoamento superficial para determinar a significância relativa das chuvas antecedentes no escoamento superficial em microbacias agrícolas do Norte dos Estados Unidos, durante eventos de chuvas de baixa intensidade (de 5 a 15 mm h⁻¹), concluindo que a umidade antecedente teve maior contribuição efetiva na quantidade de água escoada que a intensidade da precipitação.

Em estudo realizado em pequenas bacias rurais no estado do Ceará Rodrigues (2009) concluiu que a umidade antecedente do solo desempenhou o papel principal sobre o escoamento e a produção de sedimentos nas bacias estudadas. Resultado semelhante também foi encontrado por FLANANGAN et al., (1988) que com a utilização de um simulador de chuvas os autores pesquisaram, o efeito de várias intensidades de precipitação na infiltração, no escoamento superficial e na erosão, tendo constatado que os resultados obtidos foram influenciados pelas umidades iniciais presentes nos solos que receberam as precipitações artificiais.

Objetivando determinar a erosividade da chuva e a erodibilidade de Cambissolo Háplico Tb distrófico típico (CXbd) e Latossolo Vermelho distroférico típico (LVdf), sob chuva natural, em Lavras (MG), Silva et al., (2009) relatam que foi mais comum as chuvas de baixa erosividade produzirem maiores perdas de solo do que as de alta produzirem baixas perdas, indicando que, possivelmente, a umidade antecedente do solo estava

alta em alguma época, favorecendo a chuva não erosiva, notadamente no CXbd, devido à sua pequena profundidade, causando rápida saturação, favorecendo maior escoamento superficial e maior arraste de partículas, quando comparado ao LVdf.

3.3.3 Uso do solo e declividade do terreno

A cobertura do solo e a declividade do terreno tem importante contribuição nas repostas hidrossedimentológicas da bacia hidrográfica (CARDOSO, 2013; RODRIGUES, 2009).

Segundo Rocha (2000) qualquer tipo de uso da terra em uma bacia hidrográfica, por menor que seja, interfere no ciclo hidrológico, não importando o grau com que esse tipo de uso utiliza ou dependa diretamente da água.

Segundo Bertoni; Lombardi Neto (2012) a cobertura vegetal produz os seguintes efeitos: proteção direta contra o impacto das gotas de chuva; dispersão da água, interceptando e evaporando as gotas de chuvas, antes que elas alcancem o chão; decomposição das raízes das plantas que, formando canalículos no solo, aumentam a infiltração da água; aumento da capacidade de retenção de água, melhorando a estrutura do solo pela adição de matéria orgânica; redução da velocidade do escoamento superficial pelo aumento do atrito.

Em bacias hidrográficas antropizadas, os usos do solo podem variar no decorrer dos anos. Em áreas agrícolas com culturas anuais em plantio convencional, durante alguns meses o solo fica praticamente exposto e outra parte do ano coberto pelas plantas cultivadas, já em culturas perenes o solo permanece recoberto por maior período, tendo variação de acordo com os tratamentos culturais que são empregados na área. Da mesma forma em áreas com florestas comerciais como as de eucalipto, após a cultura já estabelecida o solo volta a ficar sem cobertura apenas quando houver o corte das plantas. Outro uso de grande importância neste contexto é a mineração, por provocar supressão da vegetação ou impedimento de sua regeneração, ocasionando principalmente a degradação do solo e a consequente formação de processos

erosivos, instabilidade de taludes e assoreamento dos corpos d'água (DURÃES, 2017).

Com o objetivo de analisar a dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do Rio Preto (1000,41 km²), localizada no planalto norte de Santa Catarina, Lino (2009) com o auxílio do modelo SWAT, simulou cinco cenários diferentes (uso do solo e cobertura atual, mata nativa, agricultura, reflorestamento e uso e cobertura atual sem reservatórios). O autor concluiu que o cenário com predominância de uso agrícola foi o que apresentou maior produção de sedimento na bacia e o cenário com mata nativa apresentou o maior impacto na redução do escoamento superficial e da produção de sedimentos.

Lelis; Calijuri (2010) aplicando o modelo SWAT na bacia do ribeirão São Bartolomeu, localizada na Zona da Mata de Minas Gerais, concluíram que as áreas ocupadas por pastagens causam maior impacto ao ambiente quando se analisa a produção de sedimentos.

Correa; Moraes; Lupinacci (2016) monitoraram a perda de solo em quatro parcelas de erosão do tipo Wischmeier: (i) parcela sem presença de cobertura vegetal (SC); (ii) sistema de plantio convencional (PC); (iii) sistema com plantio em nível (PN); (iv) sistema de cultivo mínimo/plantio direto (PD). A parcela SC apresentou os maiores índices de erosão, com uma média de 20,76 ton.ha⁻¹ para uma chuva média de 20,9mm.

Avaliando as perdas de solo e água em um Latossolo Vermelho sob diferentes usos no município de Guanhães-MG, Brito (2004) encontrou, perdas de solo (mg.ha⁻¹) e água (mm.ano⁻¹) respectivamente na ordem de 0,011 e 2,24 para floresta nativa; 0,412 e 9,23 em pastagem nativa; 1,770 e 23,66 no solo descoberto; 0,063 e 11,46 para eucalipto plantado no sentido do declive do terreno com queima de restos culturais; 0,098 e 17,75 para eucalipto plantado no sentido do declive do terreno sem queima de restos culturais e 0,116 e 8,62 para eucalipto plantado em nível sem queima de restos culturais.

Dentro de uma bacia hidrográfica as áreas com ausência cobertura ficam propícias aos efeitos erosivos das precipitações, como é o caso das estradas não pavimentadas em bacias rurais, principalmente se houver

presença de mineração e/ou reflorestamento na bacia, pois neste tipo de uso há a necessidade de aberturas de novas vias de acessos, de acordo com a variação das áreas de exploração mineral e madeireira.

Estudos sobre erosão em estradas em áreas rurais e florestadas têm aumentado nas últimas décadas (FU et al., 2010; LUCE; RAMOS-SHARRÓN; MACDONALD, 2007; WEPLE, 2001), porém, no Brasil ainda são pouco monitoradas (D'ÁVILA, 2013).

Motha et al. (2001) avaliaram 6 eventos e coletaram 43 amostras através do método de traçadores, com o objetivo de avaliar a importância das estradas como fonte de produção de sedimentos em suspensão. Os autores concluíram que as estradas não pavimentadas podem ser a principal fonte de sedimentos nos rios durante evento extremos de chuva.

Thomaz; Pereira (2013) objetivaram mensurar o escoamento superficial e a produção de sedimento em estradas rurais não pavimentadas, e concluíram que a produção de sedimento foi alta nas estradas avaliadas $205,3 \text{ (g.m}^2\text{)}^{-1}$, assim como o escoamento superficial estável 72,2%. Além disso, observaram que a produção de sedimento no leito da estrada tendeu a exaustão durante a chuva. Ou seja, o escoamento aumentou ou estabilizou, enquanto, a concentração de sedimento diminuiu.

Em estudo realizado em uma cabeceira de drenagem de segunda ordem com $1,1 \text{ km}^2$, localizada na bacia do Rio Guabiroba no município de Guarapuava no estado do Paraná, com predominância dos seguintes usos: florestas secundárias e capoeiras em variados estágios de regeneração, pastagem, agricultura de subsistência e agricultura mecanizada, Thomaz; Antoneli; Dias (2011) concluíram que as estradas rurais não pavimentadas foram as principais fontes de sedimentos na área de estudo (46,5%), apesar de representar 1,6% da área ocupada. Ainda que as mesmas aumentaram a densidade de drenagem da cabeceira em 48,7%.

Em baixas declividades, a velocidade do escoamento é pequena, tendo o solo mais tempo para absorvê-lo. Por outro lado, em altas declividades a velocidade do escoamento é maior, assim como seu volume, e conseqüentemente, a erosão (SANTOS; BAYER; CARVALHO, 2008). Neste sentido Liu et al. (2007 apud CARDOSO, 2013) por meio de um trabalho de

campo, avaliaram o escoamento superficial e erosão do solo em uma bacia montanhosa, coberta por pastagem natural com três declividades diferentes, 5°, 15° e 25°. Resultados demonstraram que, em comparação com o terreno com 5° de declividade, a quantidade de erosão do solo aumentou 23,2 e 78,9 vezes para os locais com declividade de 15° e 25°, respectivamente. A conclusão destes autores demonstra que o uso do solo, assim como a declividade, são fatores importantes que afetam a erosão e, conseqüentemente, a produção de sedimentos da bacia.

Dentro da relação declividade e ocupação das terras, é importante abordar a legislação ambiental vigente, que estabelece dentre outros pontos, as normas gerais sobre a proteção da vegetação, áreas de Preservação Permanente e as áreas de Reserva Legal. Segundo a lei 12.651/12 encostas ou partes destas com declividade superior a 45° não deve ser explorada sendo considerada área de preservação permanente (APP). Do mesmo modo, as faixas marginais de qualquer curso d'água natural perene e intermitente, com menos de 10 metros largura, deve-se respeitar a largura mínima de 30 metros de APP (BRASIL, 2012). Essas implicações da lei inferem no modo de cultivo e de utilização das áreas e por conseqüência influenciam no ciclo hidrológico e sedimentológico da bacia hidrográfica.

As matas ciliares legalmente protegidas ocupam as áreas mais dinâmicas da paisagem, tanto em termos hidrológicos, como ecológicos e geomorfológicos. Estas áreas têm sido chamadas de Zonas Ripárias (LIMA; ZAKIA, 2019).

Segundo Silva (2003) esta vegetação exerce as seguintes funções: (a) Estabilização de taludes e encostas. Em taludes contribui para a formação junto ao solo de uma manta protetora contra a erosão causada pela chuva e pelo escoamento superficial. Em encostas as raízes das plantas contribuem para a fixação do solo acima da camada de rocha. (b) Manutenção da morfologia do rio e proteção a inundações, por garantir a preservação dos meandros nos rios, reduzindo a velocidade do escoamento e erosão, aumentando a infiltração da água no solo durante as inundações. Desta forma a quantidade de água transbordada é menor (diminuição do pico de cheia) e em conseqüência os danos causados. (c) Retenção de sedimentos e

nutrientes, a vegetação funciona como um filtro, retém os sedimentos e nutrientes provenientes de alterações antrópicas à montante, além de diminuir a velocidade do escoamento superficial e favorecer a infiltração dos nutrientes para degradação pelo solo.

A efetividade das funções promovidas pela zona ripária dependerá da faixa de proteção e da vegetação existente no local. A faixa mínima exigida por lei pode superar ou ser muito inferior ao ideal. Silva (2003) apresenta as faixas ideais recomendadas obtidos de diversos autores (FIGURA 1).

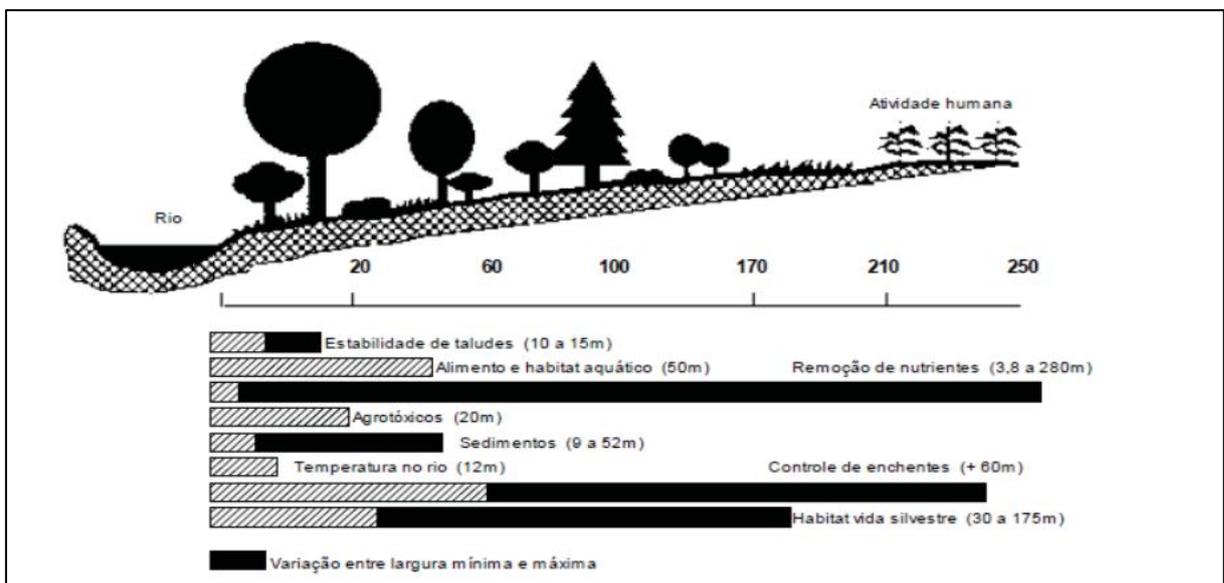


Figura 1 - Combinação entre as faixas de mata ciliar recomendadas e os resultados obtidos nos estudos de diversos autores.

Fonte: Silva (2003, p. 81).

Sthohmeier (2003 apud CHECCHIA, 2003) apresenta a relação entre benefício da zona ripária e o tipo de vegetação predominante, conforme a Tabela 1.

Tabela 1 – Benefícios das zonas ripárias e tipo de vegetação.

Benefício	Tipo de vegetação		
	Gramínea	Arbustiva	Floresta
Estabilização de taludes	Baixo	Elevado	Elevado
Filtros de sedimentos, nutrientes, pesticidas e micróbios	Elevado	Baixo	Baixo
Filtro de nutrientes solúveis, pesticidas	Médio	Baixo	Médio
Habitat aquático	Baixo	Médio	Elevado
Habitat animais selvagens campestres	Elevado	Médio	Baixo
Habitat animais selvagens florestais	Baixo	Médio	Elevado
Diversidade visual	Baixo	Médio	Elevado
Proteção contra inundações	Baixo	Médio	Elevado

Fonte: Sthohmeier (2003 apud CHECCHIA, 2003).

Dessa forma, é importante avaliar as condições da vegetação e do uso e ocupação dentro da faixa de APP e não só a largura da mesma.

3.3.4 Vazão

A capacidade de transporte relacionado à velocidade do fluxo, influencia diretamente na quantidade de sedimento que é transportada. Em vazões baixas normalmente são transportados os sedimentos mais finos, enquanto que em altas vazões, quando o rio atinge velocidades maiores, são transportados sedimentos mais grosseiros. Entretanto não existe uma sincronia entre vazão e transporte de sedimentos. Para uma mesma vazão a quantidade de sedimentos que é transportada pode variar (CARDOSO, 2013).

Por meio do monitoramento da vazão (Q) e da concentração de sólidos suspensos (CSS) é possível elaborar gráficos de Q em relação ao tempo (hidrogramas) e de CSS em relação ao tempo (sedimentogramas). A partir da forma dos gráficos e da relação existente entre a Q e a CSS, é possível inferir sobre o comportamento hidrossedimentológico de uma bacia (MINELLA; MERTEN; MAGNAGO, 2011).

A vazão de pico ou vazão máxima durante um evento é um fator que pode ser utilizado na previsão da produção de sedimentos suspensos (CARDOSO, 2013). Porém, vale ressaltar que para calcular a massa de

sedimentos transportada durante este período é necessário conhecer também o tempo de vazão máxima, e assim calcular o deflúvio.

Usando alta frequência de dados de sedimentos suspensos coletados em oito pequenas bacias montanhosas (0,45-22 km²) de quatro regiões distintas, da França, México e Espanha, Duvert et al. (2012) mostraram que a vazão máxima do evento é o fator que melhor está relacionado à produção de sedimentos em suspensão. Além disso, os autores explicaram 58% da variação da produção de sedimento na bacia do rio Magdalena apenas com o uso da vazão máxima e do escoamento superficial.

Ilha et al. (2017) tiveram o objetivo de estudo avaliar a relação entre a vazão máxima e a produção de sedimentos em suspensão e concluíram que a $Q_{m\acute{a}x}$ pode ser utilizada para prever a produção de sedimentos suspensos em eventos de chuva para a bacia de estudo.

O pico da CSS pode ocorrer de três formas distintas: antes do pico de vazão, durante e depois, sendo mais comum o pico de sedimento antecipar-se ao pico da vazão (CARVALHO, 1994).

A relação Q e CSS varia com o tempo, influenciada pela intensidade e distribuição da chuva, variação temporal da taxa de escoamento superficial e forma do hidrograma, diferentes tipos de uso da terra que podem beneficiar ou dificultar a ocorrência dos processos erosivos, declividade da bacia hidrográfica, temperatura antecedente, condições de umidade e descarga que influem na quantidade de sedimento a ser fornecida por erosão das vertentes e do canal, pelas distâncias percorridas pelos sedimentos, pelo armazenamento/mobilização dos sedimentos disponíveis e pela taxa de sedimentação (MINELLA; MERTEN; MAGNAGO, 2011; REID et al., 1997; WILLIAMS, 1989).

3.4 ESTIMATIVA DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

O monitoramento hidrossedimentológico deve ser capaz de representar de maneira adequada a produção de sedimentos, este por sua vez necessita de técnicas apropriadas para sua estimativa, sendo realizadas de acordo com o objetivo do estudo. Para a estimativa confiável da massa de sedimento

transportado pelo fluxo d'água é necessário tempo e investimentos significativos na instalação de equipamentos e mão de obra treinada no desenvolvimento e aplicação das técnicas necessárias. Porém, o monitoramento é fundamental para a escolha de técnicas que aumente o armazenamento de água no solo, diminuição do assoreamento de rios e reservatórios e melhoria na qualidade da água (BARROS, 2012).

O método tradicional de monitoramento mediante a coleta de amostras da mistura água-sedimento e, posteriores análises laboratoriais ainda é o mais confiável. Entretanto, devido aos seus custos, outros métodos vêm sendo empregados para esta finalidade (CARDOSO, 2013).

3.4.1 Métodos indiretos para monitoramento de sedimentos em suspensão

Gray; Gartner (2009) descreveram tecnologias substitutivas para a medição de concentração de sólidos suspensos (CSS), dentre elas: sensor de turbidez, equipamentos a laser, diferença de pressão e acústico *backscatter*. De maneira geral não existe uma metodologia ideal para a mensuração da concentração de sólidos suspensos, porém há métodos que estimam a CSS indiretamente através da turbidez (PINHEIRO et al., 2013). Segundo Oliveira (2017) o sensor óptico de turbidez é um dos métodos indiretos mais estudados, por permitir o monitoramento contínuo do sedimento suspenso. As determinações obtidas com turbidímetros são feitas de modo mais fácil, melhoram a resolução das leituras e ainda podem ser aplicadas com poucas dificuldades, em seções sedimentológicas (CHAGAS, 2015).

A turbidez da água pode ser entendida como o grau de atenuação da intensidade que um feixe de luz sofre ao atravessá-la. Quando a luz passa pelo material transportado ela é refletida ou dispersada (CARDOSO, 2013; OLIVEIRA, 2017). As principais fontes geradoras de turbidez são as argilas, areias, matéria orgânica, material mineral, detritos e plânctons (FAY; SILVA, 2006). Essas fontes podem ser intensificadas pelo desmatamento, processos erosivos e atividades de extração mineral.

A quantificação da turbidez pode ser realizada por turbidímetro ou nefelômetro que mede a turbidez em Unidades Nefelométricas de Turbidez (NTU) (MOREIRA, 2017). Segundo Fay; Silva (2006) a nefelometria é a técnica mais apropriada para mensuração da turbidez.

Os turbidímetros medem tal parâmetro, a partir do comparativo do espalhamento de um feixe de luz ao passar pela amostra, com o espalhamento de um feixe de igual intensidade ao passar por uma suspensão padrão (SILVA JUNIOR et al., 2012).

O sensor de turbidez fornece séries temporais automáticas e contínuas de concentração permitindo o cálculo da descarga de sedimentos em suspensão em corpos hídricos pela relação entre turbidez e CSS (SCHOELLHAMER, 2002). Com as amostras coletadas a campo realiza-se a calibração do sensor, a fim de tornar as medidas mais confiáveis e verdadeiras.

Cardoso (2013) cita com base em Finlayson (1985) e Minella et al. (2009) alguns problemas no uso do sensor de turbidez para estimar a concentração de sedimentos em suspensão: o primeiro é o uso limitado do equipamento em apenas um ponto da seção do rio, reduzindo a estimativa da variação da concentração espacial do sedimento na seção; o segundo é o acúmulo de incrustações na lente do sensor, atrapalhando seu desempenho; o terceiro é a interferência das características dos sedimentos na leitura do turbidímetro.

Essas limitações podem ser solucionadas ou pelo menos minimizadas, no primeiro caso através de correlações do resultado da leitura do turbidímetro com amostras coletadas em diferentes locais da seção transversal de monitoramento, através de métodos de integração, que representem a concentração em toda a seção. O segundo problema é resolvido através da limpeza constante da lente do equipamento ou através da compra de equipamentos com dispositivo de limpeza automático. O último caso é amenizado utilizando como solução para calibrar a sonda as amostras coletadas do próprio rio, não utilizando amostras de solo da bacia para calibrar o sensor. Por esses motivos, os dados registrados podem

apresentar inconsistência, sendo necessário passar por uma avaliação criteriosa antes de serem transformados em CSS (CARDOSO, 2013).

3.4.2 Métodos Curva de calibração sedimento

A curva de calibração de sedimentos relaciona valores de descarga sólida a valores de vazão. Quanto maior o número de pontos medidos e maior variação de vazão alcançada entre os valores mínimos e máximos mais representativa será a curva de calibração (BICALHO, 2006). Por meio do estabelecimento desta curva-chave de sedimento e com uma série contínua de dados de vazão, normalmente registros diários, a estimativa da produção de sedimentos suspensos pode ser realizada através da soma dos valores de produção diários (GAO; JOSEFSON, 2012).

Um mesmo ponto de monitoramento com grande quantidade de dados pode apresentar curvas distintas, uma para o período de estiagem e outra para o período de chuvas (CARVALHO, 1994).

De acordo com Cardoso (2013) o problema no uso da curva-chave de sedimento é que se assume que a vazão é um bom parâmetro preditor da concentração de sedimentos em suspensão, e essa afirmação nem sempre é verdadeira. Além disto, também é assumido que o pico da CSS coincide com o pico da vazão.

A curva de calibração de sedimentos apresenta alguns erros que dependem de vários fatores como natureza das bacias, intervalo de tempo em que a carga será calculada, procedimento utilizado na derivação da curva e a aplicação da curva de calibração (WALLING, 1977).

Para se obter dados confiáveis em pequenas bacias hidrográficas é importante à medição constante de vazão e CSS, derivando a curva-chave de sedimento tradicional para uma ampla variação de vazão, incorporando esta informação para intervalos de tempo em função do tempo de resposta da bacia. Outra forma para a aquisição de dados confiáveis em pequenas bacias é utilizar equipamentos alternativos que permitam a realização dessas medições continuamente, como sensores de turbidez (CARDOSO, 2013).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante (BHCG), é uma sub-bacia do ribeirão Cipó situado na região Sul do estado de Minas Gerais, no município de Poços de Caldas. Na Bacia Hidrográfica do Ribeirão do Cipó (BHRC) há um reservatório que possui um volume total de 32 milhões de m³, sendo a principal fonte de abastecimento público do município, (PREFEITURA MUNICIPAL DE POÇOS DE CALDAS, 2016), além disso, é uma importante sub-bacia do principal curso d'água do município, o Ribeirão das Antas, que integra a Bacia Hidrográfica dos Afluentes Mineiros dos Rios Mogi-Guaçu e Pardo, que por sua vez são afluentes do Rio Grande (PURCINO, 2017). A BHCG está localizada a montante do reservatório do Cipó, é uma bacia rural na qual são promovidas atividades de mineração e agropecuária.

Na Figura 2 é apresentada a BHCG, destacando a localização do ponto de monitoramento a montante do exutório da bacia, a posição relativa da BHCG com sua vizinha, Bacia do Chapadão, ambas dentro da BHRC, a montante do Reservatório.

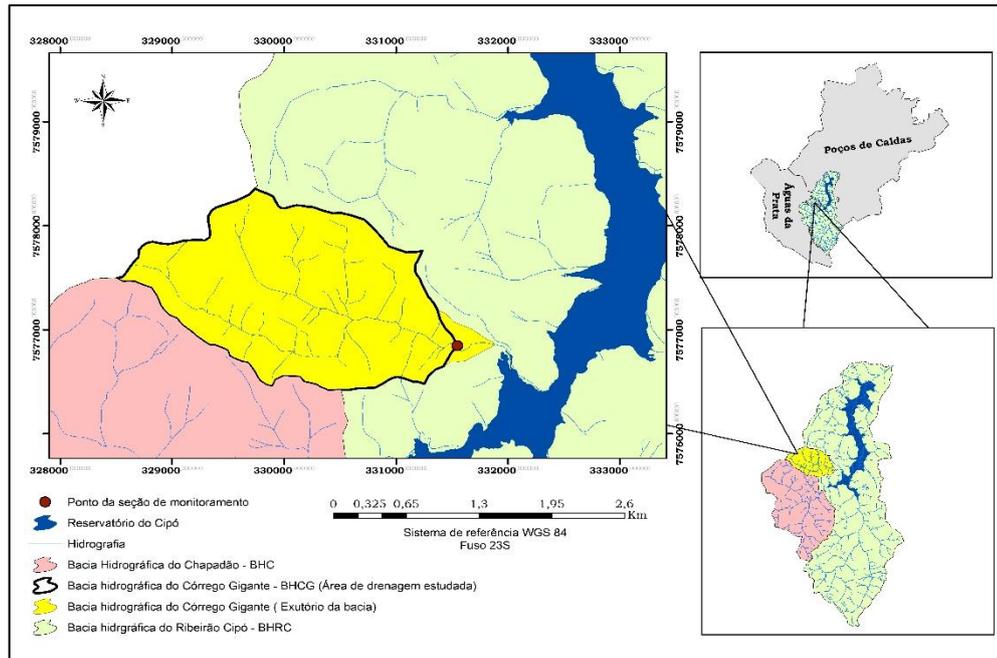


Figura 2 - Localização da Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante (BHCG).
Fonte: Do autor.

Para a instalação do ponto de monitoramento é necessário atender a diversas características (POLETO, 2014), para isto, neste estudo a seção de monitoramento foi instalada a jusante do exutório da bacia conforme Figura 2. Assim, o estudo aqui realizado foi desenvolvido na área de drenagem a montante do ponto de monitoramento e não na área total da BHCG.

4.1.1 Caracterização fisiográfica da BHCG

Por meio de modelos digitais de elevação e dados vetorizados calcularam-se os seguintes parâmetros:

Parâmetros morfométricos:

- Área (A) (km²) e perímetro (P) (km).
- Fator de forma, pela Equação 1.

$$K_f = \frac{L_{méd}}{L_{axial}} \quad (1)$$

Onde:

K_f = fator forma da bacia;

$L_{méd}$ = largura média da bacia (km);

L_{axial} = comprimento axial da bacia (km).

- Coeficiente de Compacidade, pela Equação 2:

$$K_C = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2)$$

Em que:

K_C = coeficiente de compacidade da bacia;

P = perímetro da bacia (km);

A = área da bacia (km²).

Parâmetros geomorfométricos:

- Declividade média da bacia (%)
- Área da bacia com declividade inferior a 20 %
- Área da bacia com declividade de 20 a 45 %
- Área da bacia com declividade superior a 45 %
- Elevação máxima da bacia (m)
- Elevação média da bacia (m)
- Elevação mínima da bacia (m)

Parâmetros da Rede de Drenagem:

- Classificação hierárquica pelo método de Strahler.
- Densidade de drenagem, dado pela Equação 3:

$$Dd = \frac{\sum L}{A} \quad (3)$$

Em que:

Dd = densidade de drenagem da bacia;

$\sum L$ = comprimento total dos drenos da bacia (km);

A = área da bacia (km).

- Extensão do rio principal ($L_{principal}$) (km).
- Sinuosidade do curso d'água principal, dada pela Equação 4:

$$S = \frac{L_{principal}}{L_t} \quad (4)$$

Onde:

$L_{principal}$ = comprimento do canal principal (km);

L_t = comprimento do talvegue medido em linha reta da nascente ao exutório (km).

- Declividade do curso d'água principal pela Equação 5:

$$S_3 = \frac{\sum L_i}{\sum \left(\frac{L_i}{\sqrt{D_i}} \right)} \quad (5)$$

Em que:

S_3 = declividade do canal principal (%);

L_i = comprimento de cada trecho (km);

D_i = declividade em cada trecho, dada pela Equação 6:

$$D_i = \frac{dn_i}{L_i} \quad (6)$$

O dn_i é a diferença de cotas entre as extremidades de cada trecho.

- Extensão média do escoamento superficial, pela Equação 7:

$$Cm = \frac{1}{4 \cdot Dd} \quad (7)$$

Sendo:

Cm = extensão média do escoamento superficial (km);

Dd = densidade de drenagem (km.km²).

O uso das terras da bacia foi avaliado com base em imagens de satélite do Google Earth Pro, com data de julho de 2018.

4.2 MONITORAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DOS REGIMES PLUVIOMÉTRICO, FLUVIOMÉTRICO E SEDIMENTOLÓGICO

O trabalho de campo foi iniciado em março de 2017, com a instrumentação da bacia. O primeiro passo foi a escolha da seção de monitoramento de acordo com as premissas observadas por Poletto (2014).

Após escolher o local de instalação da seção, construiu-se sobre a mesma, uma travessia de madeira, onde foi ancorado o tubo contendo os cabos e os sensores, e, também serviu como referência para a identificação das verticais onde foram realizadas as atividades de monitoramento do escoamento superficial. Nas proximidades construiu-se um alambrado para proteção da estação de monitoramento com painel solar e pluviógrafo. Na Figura 3a é possível ver a disposição dos instrumentos em campo e 3b a seção de controle no Córrego do Gigante.



Figura 3 - a) Visão geral da disposição dos aparelhos em campo
b) Seção de controle da BHCG, Poços de Caldas-MG

Fonte: Do autor.

Os aparelhos instalados na seção de monitoramento foram: sensor de nível (linigráfo) (FIGURA 4a), turbidímetro (FIGURA 4b) e um pluviógrafo com sensibilidade de 0,2mm (FIGURA 4c), todos conectados a uma estação contendo um datalogger (FIGURA 5), com registros dos dados a cada 5 minutos. Como fonte de energia da estação há bateria carregada por meio de um painel solar (FIGURA 6a). Também foram fixados dois lances de régua, de um metro cada (linímetro), no ponto de monitoramento (FIGURA 6b e 6c),

cujas leituras foram realizadas em todas as campanhas que ocorreram visando validar o nível d'água registrado pelo linígrafo (sensor de nível d'água). Todos os equipamentos da marca Solar ML 2000.

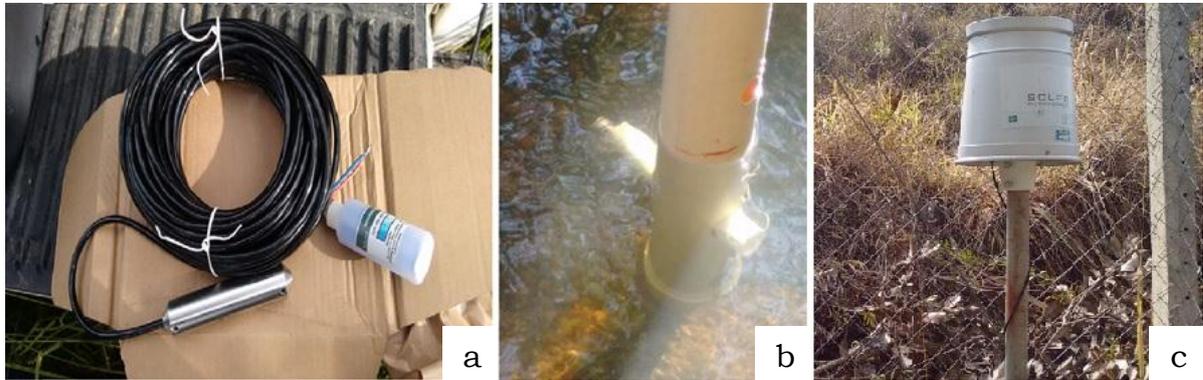


Figura 4 a) Sensor de nível
b) Turbidímetro
c) Pluviógrafo.

Fonte: Do autor.

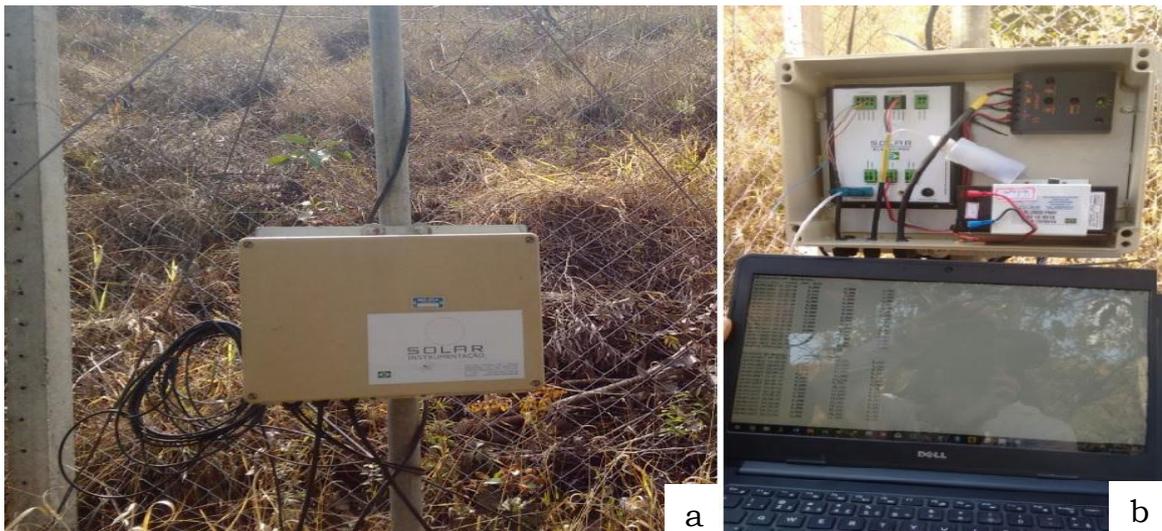


Figura 5 - a) Caixa protetora do Dataloger e bateria
b) Dataloger e bateria.

Fonte: Do autor.



Figura 6 – a) Painel solar;
 b) e c) lances de régua fixada na seção de controle da BHCG, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

Após a instrumentação foi realizado uma batimetria na seção de monitoramento, com intervalos de 0,5m, com auxílio de um nível óptico, tendo o perfil completo da seção, e a diferença de nível em cada uma das verticais que a compõe. No decorrer do ano hidrológico realizaram-se novas batimetrias para verificar possíveis alterações na seção de monitoramento e assim, avaliar a necessidade de alterar a curva-chave nos diferentes períodos do ano.

A instalação do pluviômetro na BHCG foi realizada em setembro de 2017. As campanhas para coleta dos dados na seção foram efetuadas semanalmente no período chuvoso e a cada duas semanas a partir de 10 de maio, período seco na região.

Para monitorar as perdas de solo por erosão hídrica e contemplar as combinações entre classes de solo e seus principais usos, foram montadas seis parcelas em campo, com dimensões 2,5m x 4m (10m²) contendo um pluviômetro e dois tanques coletores de escoamento, interligados por conduto coletor de uma das nove janelas Geib situadas no primeiro tanque coletor, conforme Figura 7.



Figura 7 – a) Parcela de perda de solo em solo exposto;
 b) Parcela de perda de solo em Campo/pasto natural;
 c) Esquema da montagem dos tanques coletores de escoamento, interligados por conduto coletor-Geib.

Fonte: Do autor.

As atividades, em cada campanha de monitoramento, consistiram na coleta dos dados de precipitação, nível d'água e turbidez armazenados no datalogger da estação hidrológica. A batimetria da seção, tendo-se sempre como referência as verticais identificadas na travessia de madeira instalada na seção de monitoramento, afim de verificar alterações (erosão fluvial e deposição de sedimentos), medição da velocidade do fluxo de escoamento, em cada vertical, amostragem de sólidos suspensos, anotar o nível d'água no momento da amostragem e verificar se o mesmo estava coincidindo com o registrado pelo sensor de nível.

Para aplicar corretamente a metodologia de amostragem foram utilizados em todo o período de monitoramento os seguintes equipamentos: um coletor de hidrossedimento suspenso, modelo US-DH-48 ou AMS-1 (FIGURA 8), medidor de velocidade de escoamento da água, micromolinete Flow Rate Sensor da Vernier para velocidade (0 a 4,0 m/s \pm 0,0012 m/s) (FIGURA 9), régua linígrafa, cronômetro, frasco para armazenagem da amostra, e utensílios de suporte.



Figura 8 - Amostrador de sedimentos modelo US-DH-48 ou AMS-1.
Fonte: (BESTLEILOES, 2018).



Figura 9 - Medidor de velocidade de escoamento da água tipo micromolinete da Vernier®.
Fonte: (VERNIER, 2018)

Nas parcelas de solo, as rotinas estabelecidas iniciavam-se no registro das alturas das enxurradas na escala métrica de cada tanque, e no volume de precipitação no pluviômetro através de proveta e, logo após houve a homogeneização de todo o material (sedimento e água) nas respectivas caixas, coletando amostras de aproximadamente 200 ml em frasco de vidro com tampa previamente seca e pesadas (em duplicatas).

4.2.1 Monitoramento pluviométrico

A partir dos registros de precipitação foi analisado cada evento separadamente, além disso, calculou-se o total precipitado diário, mensal e

em todo o ano hidrológico. Posteriormente os totais foram analisados e correlacionados com os dados estimados de vazão e concentração de sólidos suspensos.

4.2.1.1 Classificação das precipitações erosivas

Realizou-se um estudo sobre precipitações a fim de classificar e separar os eventos com potencial de provocar erosão e estimar para os mesmos, as respectivas erosividades, permitindo com isto, entender a dinâmica sedimentológica que ocorre nos referidos eventos.

Inicialmente foram identificados os eventos de chuva isolada, os quais se caracterizam por estarem separados entre si, por pelo menos 6 horas, com precipitações neste intervalo de no máximo 1 mm.

Para caracterizar o evento como chuvas erosivas foi adotado critérios propostos por De Maria (1994), que só incluem chuvas cujas lâminas precipitadas sejam de no mínimo 10 mm e intensidade média de no mínimo 24 mm.h⁻¹, ou energia cinética total de no mínimo 3,6 MJ.ha⁻¹.

Para a estimativa da energia cinética foram aplicados dois modelos, sendo eles desenvolvidos por Wischmeier; Smith (1978) mostrado na Equação (8), e Wagner; Massambani (1988) na Equação 9.

$$EC = 0,119 + 0,0873 \cdot \log_{10} I \quad (8)$$

$$EC = 0,153 + 0,0645 \cdot \log_{10} I \quad (9)$$

Onde:

EC = refere-se a energia cinética por mm de precipitação (MJ.ha⁻¹.mm⁻¹)

I = Intensidade média da chuva (mm.h⁻¹).

A energia cinética total (ECT) produzida pelo evento foi calculada pela Equação 10:

$$ECT = \sum_{i=1}^n EC_i \cdot h_i \quad (10)$$

Sendo:

ECT = energia cinética total da chuva ($MJ \cdot ha^{-1}$)

h_i = lâmina precipitada (mm)

n = número de intervalos de tempo considerado na análise do evento de precipitação

Para os eventos que atenderam à pelo menos um dos critérios de De Maria (1994) foi calculada a sua Erosividade pelo indicador EI_{30} , considerando-se a energia cinética total da chuva e a intensidade média máxima ocorrida em um período qualquer de 30 minutos consecutivos, que se associam por meio da Equação 11:

$$EI_{30} = ECT \cdot I_{30} \quad (11)$$

EI_{30} = Erosividade da chuva em $MJ \cdot mm \cdot (ha \cdot h)^{-1}$;

I_{30} = intensidade máxima em 30 minutos consecutivos do evento erosivo em $mm \cdot h^{-1}$.

4.2.2 Monitoramento fluviométrico

Para quantificar a vazão na seção de monitoramento é necessário conhecer previamente sua área e a velocidade do fluxo em cada uma das verticais ao longo da seção. Com base na metodologia de Santos (2001), que define as distâncias de acordo com a largura do rio e a regularidade do escoamento, as verticais foram espaçadas em 0,25 metros, visto que a largura média do ponto de monitoramento é de 1,75 metros.

A determinação da área da seção foi realizada por batimetria, estabelecendo-se pontos equidistantes a partir de uma das margens da seção, os quais foram identificados na estrutura de madeira instalada em nível e transversalmente ao fluxo do escoamento na seção de monitoramento, de modo a garantir que a medição das profundidades do leito do córrego, sempre nos mesmos pontos e com o mesmo referencial de nível.

Como os valores das profundidades em cada uma das respectivas verticais, calculou-se a área do trapézio que representa cada subseção

conforme a Equação 12.

$$A_{subseção\ n} = \left(\frac{P_n + P_{n+1}}{2} \right) \cdot h \quad (12)$$

Onde:

$A_{subseção\ n}$ = área da subseção n (m²);

P_n = Profundidade na vertical n (m);

h = distância entre as verticais (m).

Somando a área de cada subseção encontra-se a área transversal total do ponto de monitoramento.

A velocidade foi aferida em cada uma das verticais, realizada com base no chamado método simplificado ou método dos dois pontos, que utiliza um ponto a 60% da profundidade, para profundidades menores que 0,60m e dois pontos a 20% e 80% para profundidades maiores que 0,60m (SANTOS, 2001).

Após determinar as velocidades com o equipamento aplica-se a Equação 13 para obtenção da vazão da subseção:

$$Q_{subseção\ n} = V_{subseção\ n} \cdot A_{subseção\ n} \quad (13)$$

Sendo:

$Q_{subseção\ n}$ = vazão da subseção curso d'água (L.s⁻¹);

$A_{subseção\ n}$ = área das subseções do curso d'água (m²);

$V_{subseção\ n}$ = Velocidade do fluxo d'água na subseção (m.s⁻¹)

O valor da vazão total do ponto amostrado é dado por meio da somatória das vazões em cada uma das subseções, conforme a Equação 14:

$$Q_{total} = \sum_{i=1}^n Q_{subseção\ i} \quad (14)$$

4.2.2.1 Caracterização do Regime de Escoamento Superficial

A partir dos dados de níveis de água (NA) coletados nas campanhas e as vazões observadas (Q_{obs}) no momento das medições foi construído a curva-chave para a seção de monitoramento.

O linigrama foi obtido com os dados de monitoramento do nível d'água, que associado à equação da curva chave, permitiu obter os dados de vazão com o mesmo intervalo dos registros de nível e, portanto, o fluviograma para o período de estudo. Com os dados de vazão estimados calcularam-se os valores característicos, como máximo, médio e mínimo, para as várias escalas de tempo (diária, mensal, anual e no período de estudo). Com os dados médios estimaram-se os deflúvios em volume (D_{volume}) por meio da Equação 15.

$$D_{volume} = Q_{\Delta T} \cdot \Delta T \quad (15)$$

Onde:

D_{volume} = deflúvio ou volume escoado no intervalo de tempo ΔT (L);

$Q_{\Delta T}$ = vazão média no intervalo de tempo ΔT (L.s⁻¹);

ΔT = intervalo de tempo de referência (s)

Para obter o deflúvio em lâmina utiliza-se a Equação 16.

$$D_{lâmina} = \frac{D_{volume}}{\text{área de drenagem}} \quad (16)$$

Em que:

$D_{lâmina}$ = deflúvio em lâmina ou precipitação efetiva (mm);

D_{volume} = deflúvio ou volume escoado no intervalo de tempo ΔT (L);

área de drenagem = área de drenagem na seção de monitoramento (m²).

Com base na Equação 17, é obtido o rendimento específico (RE), que representa a relação entre a vazão característica (máxima, média ou mínima) de um dado intervalo de tempo, e a área de drenagem até a seção de monitoramento.

$$RE = \frac{Q_i}{\text{área de drenagem}} \quad (17)$$

Sendo:

RE = rendimento específico ($L.(s.Km^2)^{-1}$);

Q_i = vazão (máxima, média ou mínima) no intervalo de tempo ($L.s^{-1}$);

área de drenagem = área de drenagem na seção de monitoramento (Km^2).

Os valores de vazões foram ordenados de forma decrescente e assim estimou-se a frequência de permanência (maior ou igual) em 50% (Q_{50}), 90% (Q_{90}) e 95% (Q_{95}).

A capacidade da bacia em transformar precipitação em escoamento superficial, foi avaliada por meio da análise do coeficiente de escoamento superficial conforme a Equação 18.

$$C = \frac{D_{\text{lâmina}}}{P} \quad (18)$$

Onde:

C = coeficiente de escoamento superficial;

P = lâmina total precipitada (mm).

Esta análise foi promovida tanto para eventos isolados de cheia, permitindo estimar o coeficiente de escoamento superficial direto (CSD), como para o período anual, que engloba todo o deflúvio superficial.

Outra análise desenvolvida, foi a separação do escoamento nas suas componentes superficial direto (DSD) e escoamento de base (Dbase), na escala diária e mensal.

Na escala diária adotou-se a metodologia de separação automática do escoamento base em hidrogramas contínuos – método dos filtros digitais de Eckhardt (2005), cuja equação para o comportamento do escoamento base é a seguinte:

$$Qb_t = \frac{(1 - IG) \cdot K \cdot Qb_{t-1} + (1 - K) \cdot IG \cdot Q}{(1 - K \cdot IG)} \quad (19)$$

Nesta equação, Q_{bt} refere-se à vazão (m^3) associada ao escoamento base no tempo t (s), IG é o índice de escoamento base (mm), associado à geologia da bacia e às características do curso d'água (perene ou efêmero), K é o coeficiente de recessão, $Q_{b_{t-1}}$ é a vazão de escoamento base no tempo anterior (t^{-1}) e Q é a vazão total (escoamento superficial total), sendo $Q_{bt} \leq Q$.

Eckhardt (2005) sugere para IG um valor de 0,80 para aquíferos porosos em cursos d'água perene; 0,50 para escoamento efêmero oriundo de um aquífero poroso e 0,25 para cursos perenes com escoamento oriundo de rochas como granito. A obtenção do valor K deve ser conduzida com base na análise do comportamento do escoamento apenas durante os períodos de recessão, ou seja, sem que haja recarga subterrânea. Desta forma, Eckhardt (2005) propôs a seguinte metodologia: tomam-se os valores de vazão exclusivamente associadas ao escoamento base, e é feita uma plotagem das vazões Q_{bt} x $Q_{b_{t+1}}$. A partir deste gráfico, ajusta-se uma reta passando pela origem e o coeficiente angular desta, consiste no valor de K para a bacia hidrográfica.

Na escala mensal empregou-se o método de Barnes representado pela Equação 20.

$$Q_{base_{final}} = Q_{base_{inicial}} \cdot k^t \quad (20)$$

Sendo:

$Q_{base_{final}}$ = Vazão no tempo final de análise ($L \cdot s^{-1}$);

$Q_{base_{inicial}}$ = Vazão inicial no tempo de análise ($L \cdot s^{-1}$);

K = coeficiente de proporcionalidade/variação da vazão na unidade de tempo, (adimensional);

t – tempo de defasagem entre $Q_{base_{final}}$ e $Q_{base_{inicial}}$ (adimensional).

Após a estimativa de Q_{base} , estimou-se a vazão superficial direta $Q_{sup.direta}$, como o resultado da diferença entre $Q_{superficial}$ e Q_{base} . A partir destes valores promoveu-se a estimativa dos deflúvios correspondente ao E_{SD} e ao E_{base} .

A taxa de restituição de água ao aquífero (TRAP) foi estimada dividindo

a lâmina drenada, representada por D_{base} em (mm), pela lâmina precipitação, representada por P em (mm). Assim determinou-se a TRAP aplicando a Equação 21.

$$TRAP = \frac{D_{base}}{P} \quad (21)$$

4.2.2.2 Hidrogramas observados –“HU – Experimental”

Existem várias possibilidades de estimar o HU para uma determinada bacia hidrográfica, neste trabalho, desenvolveu-se o método do HU – experimental.

Para obtenção do HU produzido por uma precipitação efetiva qualquer, deve-se, primeiramente, calcular o número de ordenadas (N_q) do HU, obtidas expressa pela seguinte expressão:

$$N_q = N_Q - N_{P_{efet}} + 1 \quad (22)$$

Em que:

N_q = Número de ordenadas do HU;

N_Q = Número de ordenadas da hidrógrafa observada e estimada, produzida por um número de precipitações efetivas;

$N_{P_{efet}}$ = Precipitação efetiva, gerada por um determinado evento de precipitação.

A obtenção das precipitações efetivas se baseia na estimativa do deflúvio superficial direto, gerado pelo evento de precipitação (precipitação efetiva) a partir da separação das componentes do escoamento, em associação com a aplicação dos métodos do Índice Φ , ou, do CN/SCS, sobre o hietograma.

As vazões (Q) do hidrograma observado, produzidas pela(s) precipitação(ões) efetivas (P_{efet}), estão associadas às vazões (q) do HU, por meio de um modelo linear, conhecido como equação/Integral de convolução, definida com a seguinte estrutura:

$$Q_{(t)} = \int_0^t P(\tau) \cdot \mu(t - \tau) d\tau \quad (23)$$

Sendo:

$P(\tau)$ = Impulso unitário;

$\mu(t - \tau)$ = Função resposta q(HU).

Para um evento individual de precipitação efetiva, tem-se:

$$\frac{Q}{P_{efet}} = \frac{q}{P_u} \text{ ou } Q = \frac{P_{efet}}{P_u} \text{ ou ainda } q = Q \cdot \frac{P_u}{P_{efet}} \quad (24)$$

Onde:

P_{efet} = Precipitação efetiva (mm);

P_u = Precipitação unitária (mm).

Para N eventos de chuva efetiva a solução é:

$$Q = \sum_{M=1}^M \left(\sum_{N=1}^N P_N \cdot q_{M-N+1} \right) \quad (25)$$

Em que:

M = Número de ordenadas da hidrógrafa observada;

P = Relação $\frac{P_{efet}}{P_u}$ que no caso de se adotar 1mm, será o valor de precipitação efetiva.

Além desta metodologia algébrica, pode-se obter o hidrograma final por meio de uma operação matricial da seguinte forma:

$$[Q]_{M \times 1} = [q]_{(M-N+1)} \cdot [P]_{M \times (M-N+1)} \quad (26)$$

Em que $[Q]$ refere-se à matriz de vazões do hidrograma observado e estimado, constituída para M linhas (M valores de vazões) e uma coluna; $[q]$ é uma matriz com $M-N+1$ linhas e uma coluna; $[P]$ é uma matriz de precipitações efetivas, com M linhas e $M - N + 1$ colunas.

Uma alternativa para resolver o problema de estimativa das ordenadas (q) do HU, consiste na aplicação dos mínimos quadrados na forma matricial,

que segue a seguinte sequência de desenvolvimento:

$$[P] \times [q] = [Q] \quad (27)$$

Que é a equação de convolução na forma matricial. Multiplicando-se ambos os membros da equação, pela matriz transposta de [P], ou seja [P]^t, obtém-se:

$$[P]^t \times [P] \times [q] = [P]^t \times [Q] \quad (28)$$

Fazendo-se o produto: ([P]^t x [P]) = [Y], tem-se:

$$[Y] \times [q] = [P]^t \times [Q] \quad (29)$$

Isolando a matriz [q], tem-se:

$$[q] = [P]^t \times [Q] \times [Y]^{-1} \quad (30)$$

onde [Y]⁻¹ é a matriz inverso de [Y].

É aconselhável comparar a hidrógrafa estimada com base na equação matricial, com a hidrógrafa observada, a fim de avaliar o grau de ajustamento, por meio do coeficiente de Nash-Sutcliff (CNS).

$$C_{NS} = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obsi} - Q_{est.i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obsi} - Q_{obs})^2} \quad (31)$$

Na análise dos hietogramas das chuvas de interesse, para estimar a precipitação efetiva, empregou-se o método do Índice Φ, que se define como o valor da intensidade da chuva, acima do qual toda lâmina precipitada escoar (precipitação efetiva), e, abaixo do qual toda lâmina infiltra.

Já na análise dos eventos erosivos, onde já se conheciam a precipitação ocorrida no evento (P) e sua parcela efetiva (P_{efet}), empregou-se o método da Curva Número (CN) para a estiva do valor de CN que representaria as condições hidrológicas existente no evento.

Este método foi desenvolvido pelo Serviço de Conservação de Solos do

Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (SCS-USDA) e visa ao cálculo do deflúvio total gerado em uma bacia ou área de contribuição, sendo bastante útil para dimensionamento de terraços de infiltração e bacias de contenção, os quais necessitam do volume total escoado. Além disto, é aplicado para determinação das precipitações efetivas, as quais são aplicadas na estimativa da Hidrógrafa Unitária Sintética Triangular (HUT) (SCS-USDA).

O método se baseia nas seguintes equações:

$$Q = \frac{(P - Ia)^2}{(P - Ia + S)} \quad (32)$$

Em que:

Q = deflúvio ou precipitação efetiva (mm);

P = precipitação total (mm);

Ia = as perdas por abstração inicial (mm);

S = capacidade máxima (potencial) de retenção de água pelo solo (mm).

Segundo os proponentes do método, Ia corresponde a 20% de S. Sendo assim, a Equação 33, resulta:

$$Q = \frac{(P - 0,20 \cdot S)^2}{(P + 0,80 \cdot S)} \quad (33)$$

A capacidade máxima de absorção S, em mm, é obtida com base na Curva Número (CN), de acordo com a equação abaixo:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (34)$$

Neste caso empregou-se a Equação 33 para se estimar S, e a Equação 34 para estimar CN, os quais foram confrontados com o valor de CN médio para a BHCG estimado em tabela.

Os valores para CN variam de 1 a 100 e estão associados a diversos parâmetros fisiográficos como cobertura vegetal, umidade do solo

anterior ao evento e à classe dos solos, que foram agrupados em 4 categorias (grupos A; B; C e D)

4.2.3 Monitoramento sedimentométrico

O método utilizado para avaliar a concentração de sólidos em suspensão foi o de amostragem por igual incremento de largura (IIL), que segundo Carvalho (2008) é um dos mais utilizados na tomada de dados hidrossedimentológicos. Neste a seção transversal é dividida numa série de segmentos de igual largura, possibilitando a obtenção de uma série de subamostras.

Na Figura 10 exemplifica-se a metodologia de amostragem IIL, apresentando a divisão da seção transversal em uma série de subseções de largura igual.

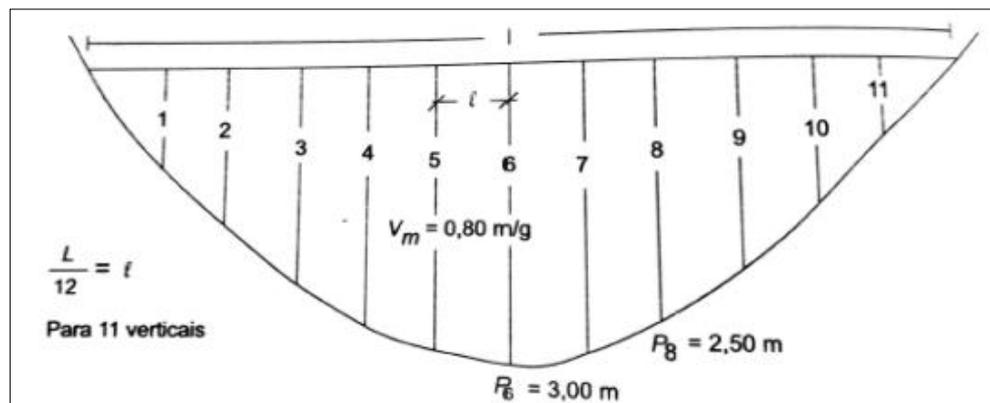


Figura 10 - Exemplo de série de subseções de largura igual.
Fonte: CARVALHO, 2008

Em cada subseção são aferidas a profundidade e a velocidade de fluxo d'água, posteriormente determinado o tempo de amostragem, ou seja, o tempo dos percursos de descida e subida do equipamento, com base na Equação 35 (CARVALHO, 2008).

$$t = \frac{2p}{v} \quad (35)$$

Sendo:

t = tempo mínimo para realização da amostragem (s);
 p = profundidade da vertical de amostragem (m);
 v = velocidade de trânsito (m.s⁻¹).

Na Figura 11 é apresentado a divisão da seção transversal em subseções de largura igual e as sub amostras compostas por volumes diferentes.

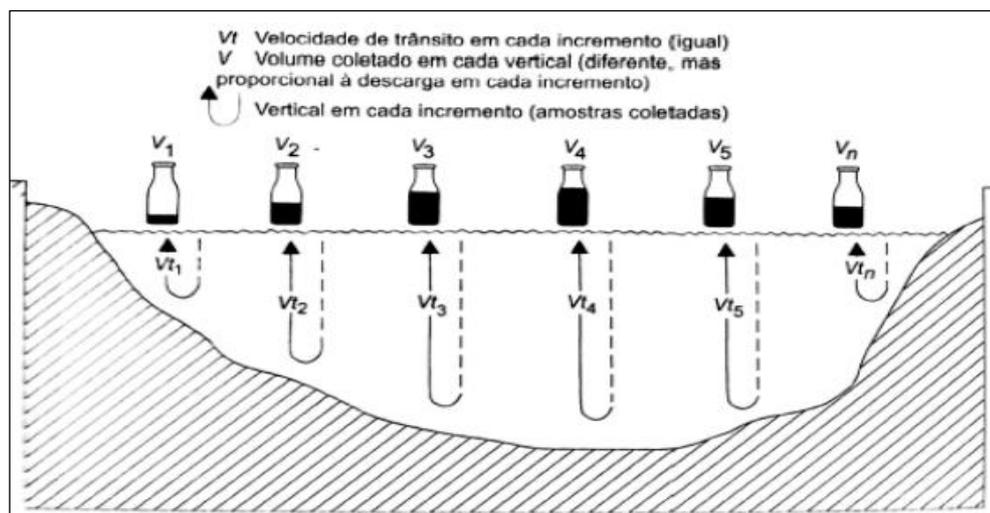


Figura 11 - Subamostras proporcionais às velocidades de trânsito, amostradas pela metodologia IIL.

Fonte: CARVALHO, 2008

As diversas subamostras podem ser reunidas numa só (CARVALHO, 2008; SILVA JUNIOR, 2010), formado uma amostra composta da seção transversal, que é armazenada em garrafa de vidro e identificada no momento de cada amostragem.

A separação entre a água e o hidrossedimento suspenso, assim como sua quantificação foi realizada nos laboratórios da UNIFAL. A concentração de hidrossedimentos em suspensão (mg.L⁻¹) foi determinada pelo método de filtração à vácuo da Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (APHA, 1998), empregando filtros de 47mm. Após a filtração os hidrossedimentos suspensos retidos nos filtros foram colocados no dessecador com sílica para remoção total da umidade. O aferimento da massa se dava por meio de balança analítica com precisão de décimos de miligrama ($\pm 0,0005$). Todas as amostras foram analisadas em duplicata.

Na Figura 12 é apresentado os equipamentos de filtração das

amostras de hidrossedimento.



Figura 12 - Aparato de filtragem das amostras de hidrossedimento.
Fonte: Do autor.

A Equação 36 é utilizada para determinar da concentração de hidrossedimento suspenso.

$$CSS = \frac{MSS}{Vol} \quad (36)$$

Em que:

CSS = concentração de hidrossedimento suspenso ($mg.L^{-1}$);

MSS = massa de hidrossedimento suspenso (mg);

Vol = volume da amostra (L).

Com a CSS associada a vazão do rio no momento da amostragem foi possível gerar uma curva de calibração ($CSS_Q=f(Q)$), que possibilitou a obtenção de dados de concentração com o mesmo intervalo dos registros de nível. Porém, o mais relevante é a estimativa da taxa de transporte de sedimentos em suspensão, ou seja, a massa de sedimentos suspensos transportados num intervalo de tempo ($MSST$). Para isso, utilizou-se a Equação 37, determinando a $MSST$ em cada intervalo de 5 minutos.

$$MSST_{CSS} = \frac{Q \times 300 \times CSS}{1000000} \quad (37)$$

Onde:

$MSST_{CSS}$ = massa de sólidos suspensos transportados (kg);

CSS = concentração de sólidos em suspensão, associados a um intervalo de tempo de 5 minutos, ($mg.L^{-1}$);

Q = vazão ($L.s^{-1}$).

A $MSST$ num determinado período de tempo monitorado ou em um período de interesse (durante um evento erosivo, durante uma hidrógrafa de cheia, ou, em escalas mensais ou anual), foi estimada através do somatório das massas durante o referido período como exemplificado na Equação (38).

$$MSST = \sum_{i=1}^n MSST_i \quad (38)$$

Os dados de turbidez foram consistidos usando a comparação com os dados de cota do evento (FIGURA 13). Desta maneira, foi possível verificar se os picos de turbidez foram gerados durante eventos de chuva ou não. Os valores de turbidez incoerentes foram corrigidos. Com base em Cardoso (2013) esse procedimento foi realizado removendo o(s) valor(e)s discrepante(s) da série e substituindo-os pela média dos valores registrados anteriormente e posteriormente a este(s) dado(s).

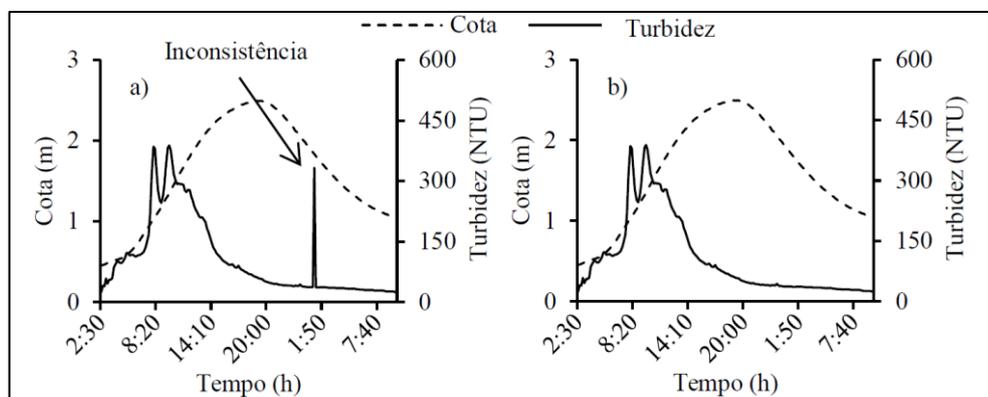


Figura 13 - Exemplo de correção de inconsistência nos dados:

a) sedimentograma com inconsistência

b) sedimentograma corrigido.

Fonte: CARDOSO, 2013.

Os dados de turbidez analisados e corrigidos foram relacionados com as CSS medidas diretamente no Córrego, e foi gerado uma curva de calibração de sedimentos ($CSSTUR=f(TUR)$). Posteriormente foi calculado a $MSST_{TUR}$ e comparado o valor com a massa de sólidos estimada pela primeira equação.

Nos eventos classificados como erosivos foram calculadas as variáveis relacionadas com o escoamento superficial, sedimentos em suspensão e com a precipitação, possibilitando assim, analisar de maneira mais detalhada o comportamento hidrológico e sedimentológico da BHCG durante diferentes eventos. Na Tabela 2, são apresentadas as variáveis calculadas em cada evento.

Tabela 2 - Variáveis avaliadas em cada evento.

(Continua)

	Fator	Símbolo	Definição	Unidade
Pré-Evento	Vazão antecedente	QA	Última vazão estimada antes do início do evento.	L.s ⁻¹
	Tempo da vazão antecedente	TA	Horário da última vazão estimada antes do início do evento.	horas
	Vazão antecedente de 1 dia	QA ₁	Média da Vazão das 24h anteriores ao evento.	L.s ⁻¹
	Precipitação antecedente 5 dias	PA	Lâmina precipitada dos 5 dias mm anteriores, a partir do início da chuva que deu origem ao evento.	mm
	Precipitação antecedente 3 dias	PA ₁	Lâmina precipitada dos 3 dias mm anteriores, a partir do início da chuva que deu origem ao evento.	mm
Evento	Duração do evento	tE	Tempo entre o início o e final do evento hidrossedimentológico.	minutos
	Precipitação total	P _{total}	Precipitação total acumulada.	mm
	Tempo de precipitação	tP	Duração da precipitação do evento de precipitação.	minutos
	Índice de Precipitação	IP	Quantidade de chuva acumulada entre o início da precipitação e o seu pico.	mm
	Intensidade da Precipitação de 5 minutos	IP5	Altura máx. registrada pelo pluviógrafo em 5 minutos.	mm

Tabela 2 - Fatores de avaliados em cada evento.

(Continuação)

	Fator	Símbolo	Definição	Unidade
	Tempo da vazão máxima	TB	Horário da vazão máxima de todo o evento.	horas
	Vazão de pico ou Vazão máxima	QB	Vazão máxima de todo o evento.	L.s ⁻¹
	Tempo de ascensão	Tasc	Tempo entre o início e o pico (máxima) da vazão do evento.	minutos
	Taxa de Incremento de Vazão do pico	TiQ	Variação que a vazão teve entre o início e o pico do evento dividido pelo tempo entre início e o pico da vazão.	L.s ⁻¹
	Vazão máxima específica	Remax	Vazão máxima do evento, dividida pela área da bacia.	L.s ⁻¹ .Km ²
	Vazão média	Qmed	Vazão média de todo o evento.	L.s ⁻¹
Evento	Vazão média específica	Remed	Vazão média do evento, dividida pela área da bacia.	L.s ⁻¹ .Km ²
	Vazão mínima específica	Remin	Vazão mínima do evento, dividida pela área da bacia.	L.s ⁻¹ .Km ²
	Tempo final do evento	TC	Horário do fim do evento.	horas
	Vazão final do evento	QC	Vazão no fim do evento.	L.s ⁻¹ .Km ²
	Tempo de recessão	Trec	Tempo entre o pico e o fim do evento.	minutos
	Taxa de variação de Vazão	TvQ	Variação que a vazão teve entre o início e o fim do evento dividido pelo tempo entre início e o fim.	L.s ⁻¹ .Km ²
	Precipitação efetiva	P _{efet}	Volume escoado dividido pela a área de drenagem da seção de monitoramento.	mm
	Coeficiente de escoamento superficial	C	Precipitação efetiva dividida pela lâmina precipitada	
	Concentração máxima de Sedimentos em Suspensão	CSSmax	Máxima concentração durante o evento.	mg.L ⁻¹

Tabela 2 - Fatores de avaliados em cada evento.

(Conclusão)

	Fator	Símbolo	Definição	Unidade
Evento	Massa de sólidos suspensa transportada na bacia	MTSS _{CSS}	Soma de toda massa de sedimentos em suspensão transportada no evento dividida pela área da bacia.	Kg.ha ⁻¹
	Massa de sólidos suspensa transportada na bacia	MTSS _{TUR}	Soma de toda massa de sedimentos em suspensão transportada no evento dividida pela área da bacia.	Kg.ha ⁻¹

Fonte: Do autor.

Outra informação importante no processo hidrossedimentológico é o conhecimento da perda média de solo por erosão hídrica da bacia hidrográfica (PSEH), valor este que pode ser obtido com base no mapa de perda de solo anual por meio de modelagem, sendo neste caso um valor do potencial de perda do solo, e/ou por meio de parcelas de solo montadas em campo, contendo pluviômetro e tanques coletores de escoamento, que gera um valor mais próximo do real, sobretudo se as parcelas, contemplarem todas as combinações entre classes de solo e uso da terra.

Para a obtenção da PSEH, as amostras coletadas nas parcelas de solo foram colocadas separadas para decantação, por 48 horas, para posterior redução de volume com pipeta de 25ml. Feita a redução, o material restante foi levado à estufa em temperatura de 60°C por 48 horas, visando à evaporação e secagem para quantificação de sedimento seco.

De posse das equações geradas para cada tanque coletor através de regressão linear, foram obtidos os valores do volume de água oriunda do escoamento superficial em cada parcela experimental. Os frascos pós secagem, foram pesados e descontadas as massas dos respectivos frascos previamente pesados e numerados. A partir daí foi realizada a média aritmética dos dois frascos, e obteve-se a massa média ($M_{média}$) em gramas (g). A perda de solo do primeiro tanque (PS1) foi calculada pela Equação 39.

$$PS1 = \frac{(Mm1 * V)}{0,2} \quad (39)$$

Onde:

$Mm1$ = massa média dos frascos em (g);

V = volume encontrado para o tanque;

Calculada a perda de solo, determinou-se escoamento superficial direto, em lâmina (mm) dividindo-se o volume do primeiro tanque por 10 (dez), visto que cada parcela experimental possui 10 m². Para os tanques posteriores, dos quais recebiam o transbordo do primeiro pelo vertedor Geib, a perda de solo (PS2) (g.L⁻¹) foi realizada com a equação 40:

$$PS2 = \left(\frac{(Mm2 * V)}{0,2} \right) \times 9 \quad (40)$$

Sendo:

$Mm2$ = massa média dos frascos em (g),

V = volume encontrado para o tanque (L);

A determinação da lâmina presente no tanque (B) foi realizada da mesma forma que no tanque (A), mas multiplicando-se o resultado por 9 (nove) valor este associado a 1/9 da vazão do vertedor Geib.

Por fim, a perda de solo total de cada parcela experimental foi dada pela soma da perda de cada tanque, e o escoamento superficial direto pela soma da lâmina presente também em cada tanque.

Os dados dos pluviômetros instalados em campo foram medidos em provetas, os volumes convertidos em lâmina (LP) para cada experimento através da Equação 41:

$$LP = \left(\frac{Vm}{AP} \right) \times 10 \quad (41)$$

Onde:

Vm = volume medido na proveta em campo (ml);

AP = a área do pluviômetro (cm²)

Para a estimativa do PSEH para a bacia como um todo, foram totalizadas as perdas para as classe de solo e usos, as quais foram ponderadas com as áreas que ocupam na BHCG.

Outra alternativa de estimar a PSEH para a BHCG, sendo neste caso, uma estimativa do potencial de perda de solo, foi realizada por Melo Neto et al., (2017), por simulação, com o emprego da RUSLE.

Dispondo de valores da massa de sedimento em suspensão transportado (MSST), contabilizado na seção de controle da bacia (MSST) e da perda média de solo na bacia (PSEH) é possível obter a taxa de Taxa Transferência de Sedimentos Suspensos (TTSS) utilizando-se a Equação 42 (DURÃES et al., 2014).

$$TTSS = \frac{MSST}{PSEH} \times 100 \quad (42)$$

Em que:

TTSS = taxa transferência de sedimentos suspensos (%);

MSST = massa de sólido suspenso transportado (t.(ha.ano)⁻¹);

PSEH = perda média de solo na bacia hidrográfica (t.(ha.ano)⁻¹).

5 RESULTADOS E DISCUSÃO

5.1 ÁREA DE ESTUDO

5.1.1 Geologia

Segundo Tinós, et al., (2014) no contexto geológico, a BHCG se insere na área denominada de Maciço Alcalino de Poços de Caldas. O maciço alcalino, de idade cretácea, formou-se a partir de um complexo de rochas efusivas e principalmente intrusivas, originadas de um processo de vulcanismo. A intrusão ocorreu em domínios do embasamento cristalino, sendo o maciço cercado por granitos, gnaisses e migmatitos pré-cambrianos de alto grau metamórfico, policíclicas e polideformadas, pertencentes ao Maciço de Guaxupé (CHRISTOFOLETTI, 1973). São encontrados quatro tipos

litológicos no interior do maciço: 1 - rochas efusivas e hipoabissais (tinguaítos e fonólitos), 2 - rochas plutônicas (nefelina sienitos, lujauritos e chibinitos), 3 - brechas, tufos e conglomerados e 4 - rochas potássicas (associadas a processos metassomáticos) (ELLERT, 1959). O maciço ainda se destaca pelo intenso fraturamento e pela hidrografia fortemente controlada pela litologia e pelo sistema de fraturas (TINÓS, et al., 2014).

As características geológicas da BHCG são importantes no comportamento do escoamento base durante o período de recessão, implicando no valor do índice de recessão do escoamento da bacia (K) e no valor máximo associado ao escoamento base da bacia (IG). Eckhardt (2005) sugere para aquíferos porosos em cursos d'água perene, como é o caso da BHCG, valor de 0,80.

5.1.2 Geomorfometria da BHCG

Na Figura 14 e Tabela 3 são apresentados os resultados geomorfométricos da bacia.

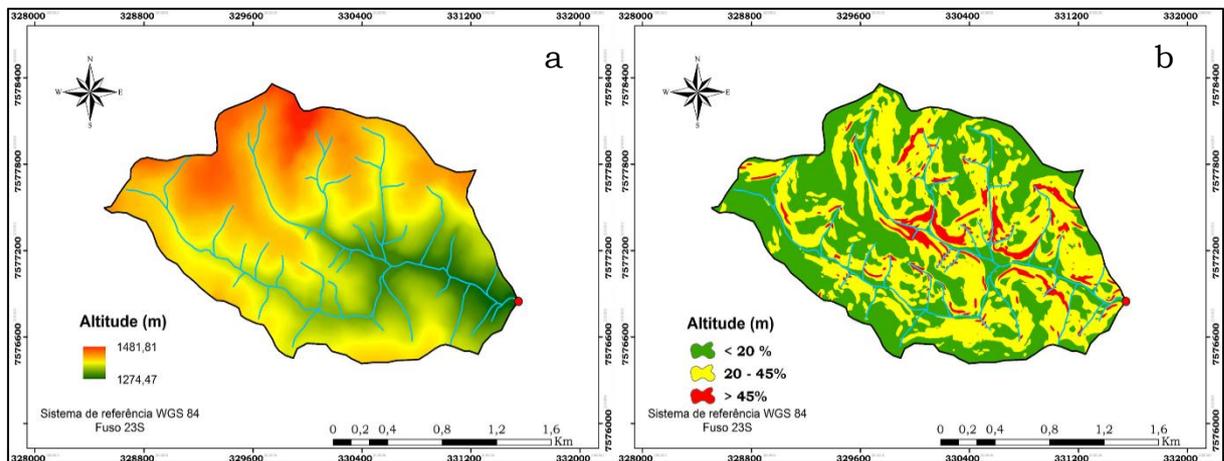


Figura 14 – Mapas do relevo da BHCG: a) Modelo digital de Terreno; b) Declividade.
Fonte: Do autor.

Tabela 3 - Características geomorfométricas da BHCG.

Tipo	Característica	Valor
Parâmetros Geomorfométricos:	Área	3,56 km ²
	Perímetro	8,32 km
	Fator de forma	0,35
	Coefficiente de Compacidade	1,29
	Declividade média da bacia	22,31%
	Área da bacia com declividade inferior a 20%	48,2%
Parâmetros de Relevo	Área da bacia com declividade de 20 a 45%	46%
	Área da bacia com declividade superior a 45%	5,8%
	Elevação máxima da bacia	1481,81 m
	Elevação média da bacia	1382,39 m
	Elevação mínima da bacia	1274,47 m
	Classificação hierárquica pelo método de Strahler	3
Parâmetros da Rede de Drenagem	Densidade de drenagem	4,25 km.km ⁻²
	Extensão do rio principal	2,80 km
	Sinuosidade do curso d'água principal	1,24
	Declividade do curso d'água principal	5,77 m.km ⁻¹
	Extensão média do escoamento superficial	0,06 km

Fonte: Do autor.

Pelo porte da área a BHCG é classificada como uma microbacia (TUCCI, 2007). O fator de forma e o coeficiente de compacidade indicam que é uma bacia com tendência mediana a enchentes (PURCINO, 2017).

5.1.3 Clima da BHCG

O regime pluvial do Planalto de Poços de Caldas, assim como o da região sudeste, é afetado pela Zona de Convergência do Atlântico Sul, caracterizando-se em verões chuvosos (novembro-março) e invernos secos (maio-setembro). A altitude elevada e o relevo movimentado presentes na região, favorecem os processos orográficos de formação de chuva, fazendo com que a região apresente concentração de uns dos maiores valores de erosividade do Sul de Minas Gerais, que se associados a solos rasos e a altas declividades, contribuem para a intensificação da erosão (AQUINO et al., 2012).

No Planalto de Poços de Caldas, clima é considerado mesotérmico (C) de acordo com a classificação de Köppen (1948), com duas variações do clima mesotérmico, o Cwa e o Cwb. Na maior parte da área predomina-se o Cwb com locais com altitude superior a 1100 m. O Cwa predominante na porção oeste, em terras baixas, nos domínios do município de Águas da Prata. O Cwb possui inverno seco e verão brando e chuvoso. Sua temperatura no mês mais quente não chega a 22°C e no mais frio apresenta-se em torno de 16,5°C. Com o índice pluviométrico anual entre 1300 a 1700 mm.

O período seco compreende de maio a setembro; com baixa evapotranspiração, devido à queda da temperatura nesse período; e o mês com maior precipitação, em geral, é janeiro. Já o clima Cwa possui inverno seco e verão quente e chuvoso. No mês mais quente a temperatura ultrapassa os 22°C e no mês mais frio a temperatura é inferior a 18°C. A pluviometria anual varia entre 1100 e 1700 mm e o período seco está entre abril e setembro, sendo julho o mês com maior estresse hídrico e o mês mais chuvoso varia entre janeiro e fevereiro (MORAES, 2007; PURCINO, 2017).

5.1.4 Pedologia e uso das terras da BHCG

Os solos das paisagens planálticas se desenvolveram a partir de materiais regolíticos alóctones, com presença de cascalho, concreções lateríticas e fragmentos de rocha. Nas paisagens aluviais os solos apresentam volumes gleicos e material orgânico enterrado (MORAES; JIMÉNEZ-RUEDA, 2008; PURCINO, 2017).

Moraes (2007) em levantamento pedostratigráfico na região do Planalto de Poços de Caldas, determinou quatro tipos de solos predominantes na região. Neossolo Regolítico (cascalhento/concrecionário), associados aos sienitos, encontra-se na parte central do maciço de Poços de Caldas na paleoplanície de inundação do Ribeirão das Antas. Neossolo Regolítico (cascalhento/concrecionário), associado a taludes em áreas de contato litológico. Cambissolo Háplico regolíticos associados ao embasamento de sienitos se localizam em áreas de planaltos altos e muito

altos. Cambissolo Háptico regolítico cascalhento associado a áreas também de contato litológico. As texturas desses solos variam conforme as rochas de origem, sendo que os fonólitos formam solos residuais argilosos e as nefelina-sienitos formam solos por concreções lateríticas de textura argilo-siltosa (LIPORACI, 1994; PURCINO, 2017).

Predominantemente, são encontradas na área de drenagem estudada na BHCG duas classes de solo, os Latossolos Vermelho Amarelo (LVA) com 60,7 % da área da bacia e os Cambissolos Háptico (CX), com 39,3 % segundo MELO NETO, et al. (2017).

Na Figura 15 é apresentada a distribuição espacial das classes de solo da BHCG.

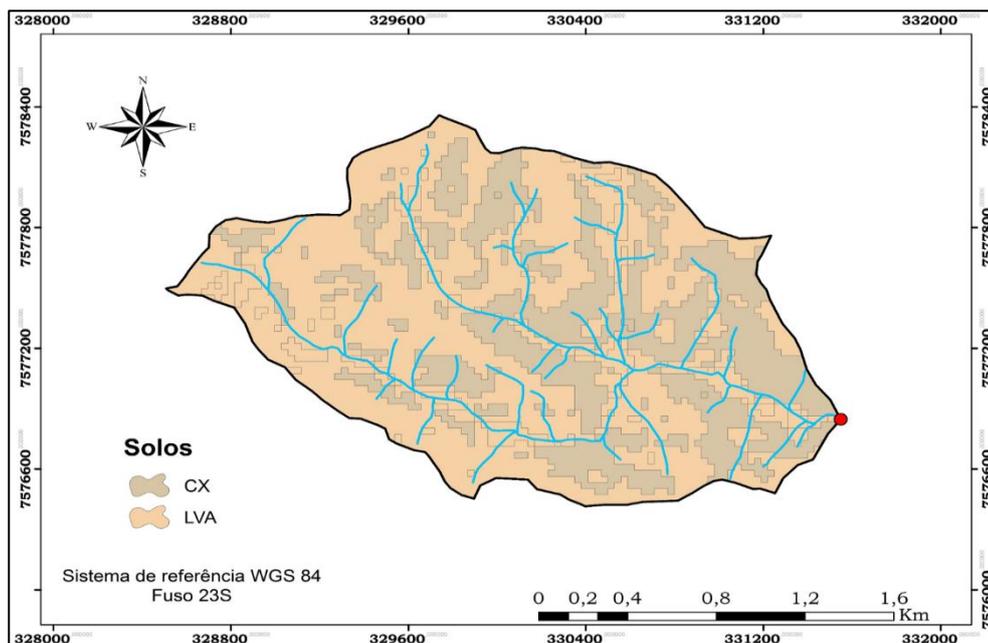


Figura 15 - Distribuição espacial dos Solos da área de drenagem estudada na BHCG - Poços de Caldas - MG.

Fonte: Adaptado¹

O uso preponderante do solo corresponde a áreas com pastagem natural, representada pelos campos de altitude, ou cultivada, com predomínio de braquiária, as quais juntas representam 47,59 % da área de drenagem estudada, em seguida tem destaque os fragmentos de área com vegetação florestal nativa e plantios de eucalipto sob várias condições de

¹ Colaboração pessoal, Prof. Dr. Nilton Curi e Prof. Dr. Sérgio Henrique Godinho Silva, departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras.

manejo ocupando 40,93% da bacia, além de 9,23 % da área ocupada por solo exposto devido à exploração mineral, como disposto na Figura 16 e na Tabela 4.

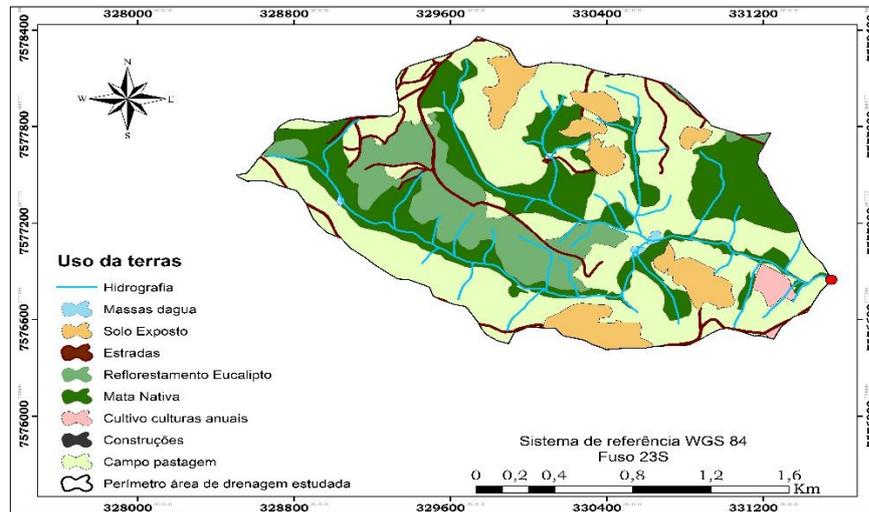


Figura 16 - Usos do solo predominantes da área de drenagem estudada na BHCG – Poços de Caldas - MG.

Fonte: Do autor.

Tabela 4 - Usos das terras da área de drenagem estudada na BHCG.

Uso	Área (ha)	%
Campo/pastagem	169,63	47,59
Cultivo de culturas anuais	3,67	1,03
Reflorestamento - Eucalipto	49,58	13,91
Mata Nativa	96,31	27,02
Solo Exposto	32,89	9,23
Massa d'água	0,92	0,26
Construções	0,06	0,02
Estrada	3,41	0,96
Total	356,47	100

Fonte: Do autor.

A fim de identificar pontos com maior degradação e fundamentar o melhor entendimento do transporte hidrossedimentológico da área de drenagem estudada na BHCG, avaliou-se também o uso e ocupação atual da faixa de 30 metros ao longo do Córrego do Gigante, que de acordo com o Novo Código Florestal (Lei 12.651/12) é a área de preservação permanente (APP) que deve ser preservada. A área de preservação permanente que por lei deveria ser preservada no córrego é de 16,85 ha. A área preservada ocupada por mata nativa é de 11,52, o restante (5,33 ha) está alterado, sendo

ocupada por campo/pastagem (5,26 ha) e por cultivo de culturas anual (0,07 ha) como demonstrado na Figura 17.

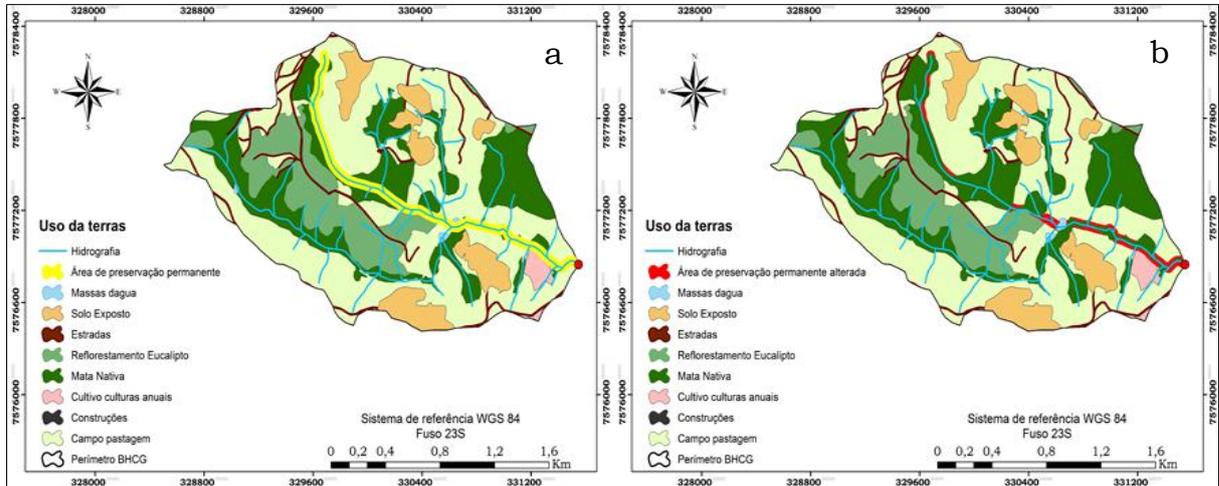


Figura 17 - a) BHCG com a APP de 30 metros no Córrego do Gigante
b) BHCG com a APP alterada do Córrego do Gigante.

Fonte: Do autor.

5.2 REGIME PLUVIAL DA BHCG

Durante 05/10/2017 a 31/09/2018 obtiveram-se registros de precipitação (pluviógrafo), nível d'água (linígrafo) e de turbidez (turbidímetro), com intervalos de 5 minutos. Durante este período ocorreram falhas de registro de precipitação em função de sobreposição de dados totalizados, que corresponde a uma perda de 5,69% nos registros.

As falhas foram preenchidas utilizando os volumes captados pelos pluviômetros instalados nas parcelas de solo próximas a estação hidrométrica, assim estimou-se a quantidade precipitada durante o intervalo sobreposto. Para determinar o dia em que ocorreu o evento de chuva, acumulou-se em escala diária os dados do pluviógrafo da BHCG e verificou-se a tendência com os dados registrados diariamente por um pluviógrafo com registros diário, instalado em uma propriedade rural (Fazenda Moinho) que está a 5,7 km da estação da BHCG. Os dois pluviógrafos apresentaram uma correlação de 60%.

O total precipitado durante o período de estudo foi de 1579,6 mm. Valor que enquadra dentro da faixa de precipitação média da região de 1300

a 1700 mm.

A maior precipitação registrada em escala de 5 minutos, com valor de 9,2 mm (que corresponde a uma intensidade média de 110,4mm/h), ocorreu entre 17:45:08 e 17:50:08 do dia 10/03/2018, o mesmo dia que apresentou a maior precipitação diária de 89,8 mm. Quando se trabalha em escala de 10 minutos, o valor maior foi 17 mm (que corresponde a uma intensidade média de 102 mm/h) ocorrido no dia 07/03/2018. Em escala diária outros eventos se destacam, com precipitações de 68 mm, 53,2 mm e 51,6 mm nas respectivas datas 30/12/2017, 11/01/2018 e 22/11/2017, destacados em vermelho (FIGURA 18).

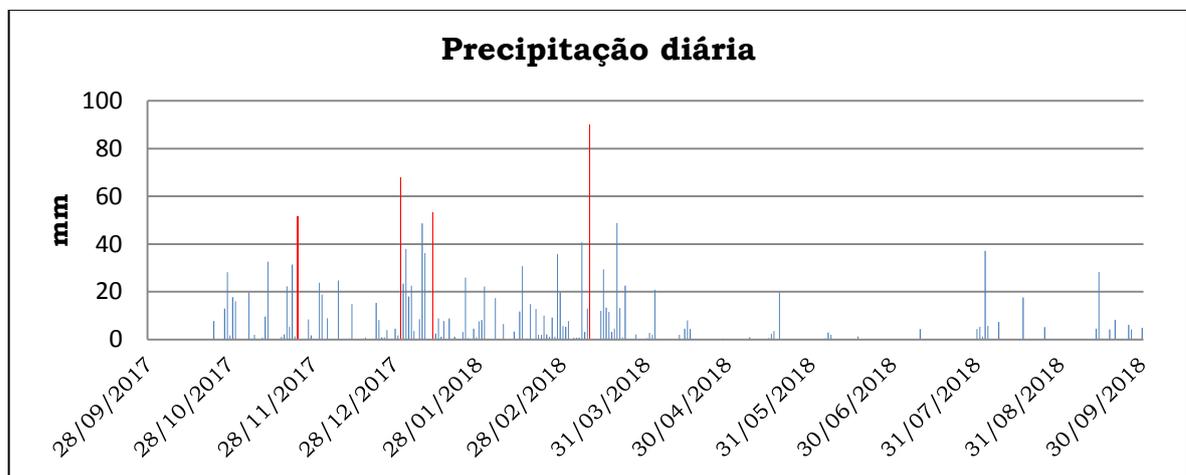


Figura 18 - Precipitação diária entre Out/2017 a set/2018 - na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante – Poços de Caldas - MG.

Fonte: Do autor.

A maior lâmina mensal no período foi de 333 mm em janeiro de 2018, enquanto que a menor foi de 8,2 mm em junho do mesmo ano, a média mensal foi de 131,63 mm. Resultado semelhante ao encontrado por Moreira (2017) na Bacia Hidrográfica do Alto Ribeirão das Antas (BHARA) localizada no mesmo município da BHCG, no ano de 2016/2017 onde obteve-se os um valor total registrado de 1795,6 mm, com média mensal de 149,6 mm e a maior precipitação mensal também em janeiro com 349,5 mm, a menor precipitação de 4,06 mm ocorreu no mês de julho. O autor ainda relata que a maior intensidade de precipitação em escala de 30 minutos ocorreu no dia 11 do mês de maior média mensal, com registro de 27,9 mm que equivale a uma intensidade média de 55,8 mm.h⁻¹. Na BHCG, durante o período

estudado, a maior intensidade de precipitação em escala de 30 minutos ocorreu no dia 10/03/2018, com 32,8 mm equivalendo a uma intensidade média de 65,6 mm.h⁻¹. O mês de março apresentou a segunda maior lâmina precipitada do ano com 325,6 mm.

Sardinha et al., (2016) realizaram um levantamento histórico e o cadastro das ocorrências de desastres naturais e dos índices pluviométricos do município de Poços de Caldas. Para caracterizar os índices pluviométricos e identificar a variação sazonal, foi realizada a caracterização pluviométrica média mensal, utilizando dados de três postos localizados na área urbana do município, com uma população amostral de 10 anos (2003-2013) para dois postos e de 11 anos, para o outro.

Com base no cruzamento das médias mensais obtidas dos três postos pluviométricos, foi calculada a distribuição da precipitação média mensal ocorrida na área urbana do município. Os resultados pluviométricos indicaram os quatro meses mais chuvosos no período de estudo, novembro, dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente, iguais em todos os três postos pluviométricos. Além disso, para os mesmos postos pluviométricos, o mês mais chuvoso foi janeiro, com precipitação média ponderada de 423,8 mm, mínima 160 mm e máxima 769 mm. O mês com menor índice de precipitação foi agosto com média 23,6 mm, mínima 0 mm e máxima 130,5 mm. Os autores calcularam as precipitações médias mensais e a distribuição dos meses do ano por índice pluviométrico, conforme representado na Figura 19.

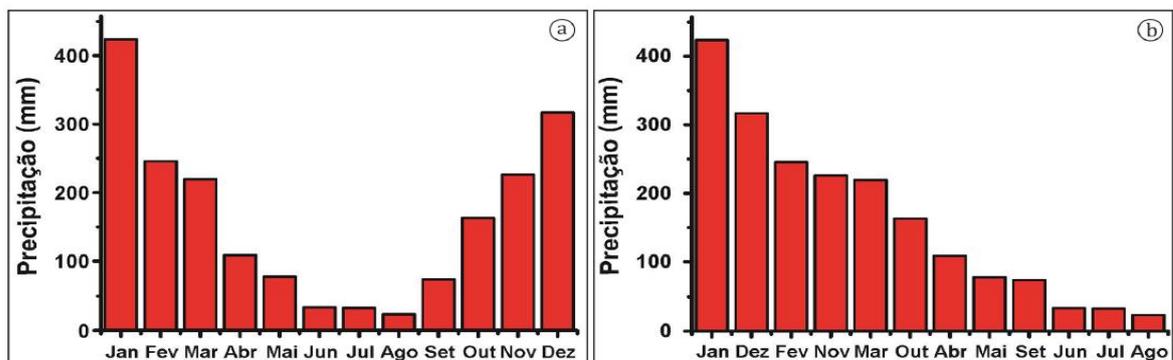


Figura 19 - Precipitações na área urbana de Poços de Caldas, em Minas Gerais:

a) médias mensais

b) distribuição dos meses do ano por média pluviométrica.

Fonte: Sardinha et al., (2016)

Na figura 20 é apresentado a precipitação mensal registrada pelo pluviômetro instalado na BHCG durante o período de estudo.

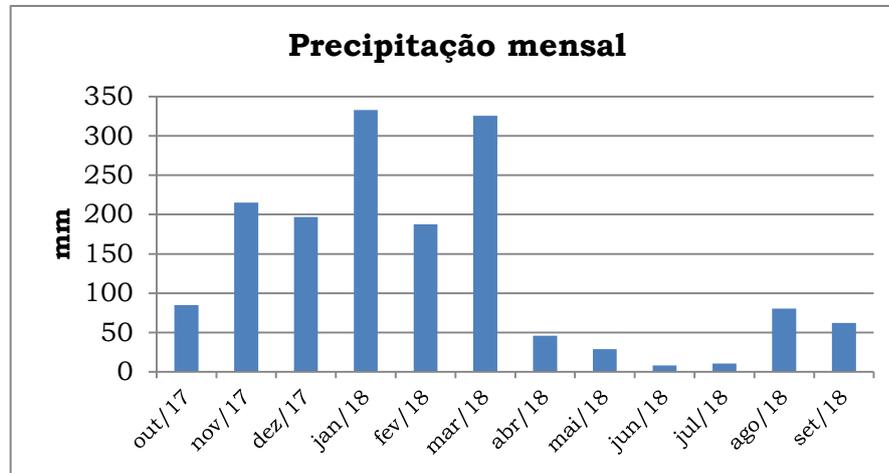


Figura 20 - Precipitação Mensal de Out/2017 a set/2018, na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante – Poços de Caldas – MG.

Fonte: Do autor.

Os valores encontrados na BHCG, comparados com os indicados por estudos realizados no município mostram que o ano hidrológico estudado não foi um ano atípico, com períodos longos de estiagem ou de chuvas, fato que poderia reduzir a representatividade da avaliação geral do regime hidrológico e sedimentológico da bacia.

O período chuvoso (outubro a março) participa com 1343,4 mm que corresponde 85% da precipitação total. O mês de outubro apresentou a menor precipitação com 85 mm. De modo geral, o índice pluvial foi elevado em todo o período úmido, o que é desejável sob a ótica da potencialidade de promover a recarga do lençol superficial de água.

5.2.1 Eventos erosivos

Foram identificados 30 eventos considerados erosivos, os quais totalizam 905 mm de lâmina precipitada, o que equivale a dizer que 57% do total precipitado se enquadraram como erosivos, refletindo assim um regime de precipitação com elevada concentração de eventos erosivos.

A erosividade das chuvas expressa pelo EI30, estimadas pelos métodos

de Wischmeier; Smith (1978) e Wagner; Massambani (1988) foram respectivamente 6177.70 e 6554.90 MJ mm/(ha.h)⁻¹. Valores bem próximos dos estimados na região por outros autores como Ferreira et al. (2017) que estimaram para a BHRC, EI30 de 7600 e 8125 MJ.mm ha⁻¹ano⁻¹, e Mello et al. (2007) que calcularam a variação erosividade anual média em Minas Gerais obtendo-se valores de 5.000 a mais de 12.000 MJ mm ha⁻¹ ano⁻¹, com total anual de precipitação oscilando entre 800 e 1.700 mm. Valores que expressam alto potencial erosivo conforme Mello et al. (2007). Outros indicadores que sinalizam elevados graus de erosividade e de concentração do regime pluvial, foram identificados dentre os eventos caracterizados como erosivos, como por exemplo, o de maior expressão, que contabilizou um total de 89,8 mm (9,22 % do total contabilizado como erosivo), uma intensidade média de 19,6 mm.h⁻¹ e o EI30 de 1328,8 e 1354,9 MJ.mm(ha.h)⁻¹ conforme o método de cálculo, o que representa 20,67% da erosividade calculada para o período. Outra evidência é a contabilização dos 4 eventos de maior erosividade que totalizaram 3091.69 MJ mm (ha.h)⁻¹, representando 47% da erosividade anual estimada.

O período chuvoso concentrou 97 % do EI30 anual na BHCG, e, na escala de tempo mensal, o mês de março contribuiu com o maior valor de erosividade, 42% da EI30 total, seguido do mês de janeiro, que participou com 20%.

Na Figura 21 pode-se observar as precipitações e as erosividades mensais.

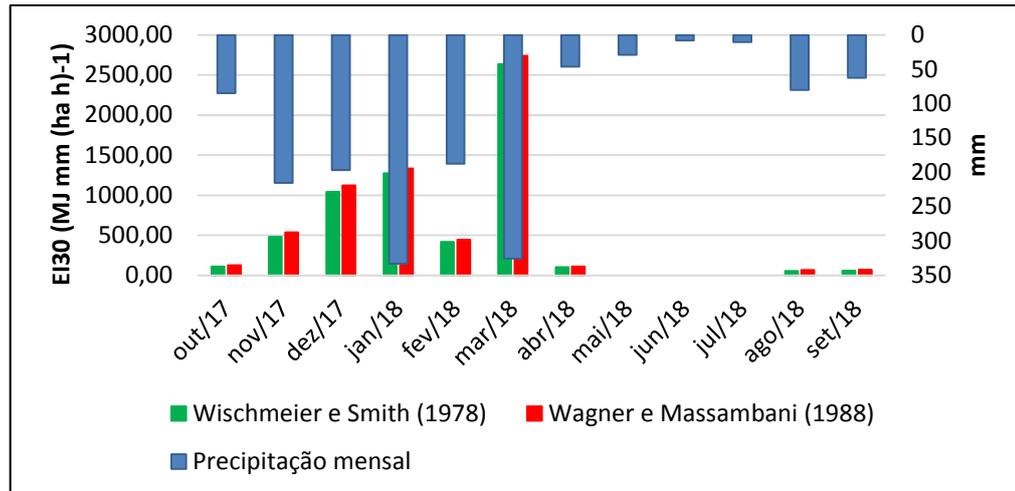


Figura 21 – Erosividade da chuva e precipitação mensal, de out/2017 - set/2018, na Bacia Hidrográfica do Córrego do Gigante – Poços de Caldas – MG.

Fonte: Do autor.

Portanto, no ano hidrológico 2017/2018, março/2018 apresentou a segunda maior precipitação mensal, os maiores valores de intensidade de precipitação em 5, 10, 30 minutos, e, a maior precipitação diária, e, além disso, foi o responsável pela maior parcela de erosividade, fazendo com o que este mês tenha também expressiva participação no contexto hidrossedimentológico na BHCG.

5.3 ESCOAMENTO SUPERFICIAL DA BHCG

Na Tabela 5 são representados os valores de vazão observada (Q_{obs}), nível d'água (NA), e Concentração de sólidos suspensos (CSS) obtidos no monitoramento do Córrego do Gigante durante as campanhas de campo.

Tabela 5 - Síntese das informações geradas nas campanhas de monitoramento direto e dados registrados pelo sensor de turbidez no período do monitoramento no Córrego do Gigante.

Data	Hora	NA (m)	Q_{obs} (L/s)	Css (mg/L)	Turbidez (NTU)
05/10/17	11:30	0,35	29,96	-	-
19/10/17	13:00	0,32	26,91	0	0
09/11/17	11:10	0,34	28,44	0	0
23/11/17	11:15	0,43	92,90	4,71	13,16
11/12/17	13:55	0,35	31,29	2,48	5,82
13/12/17	14:00	0,35	31,73	0	0
19/12/17	10:00	0,35	41,13	6	7,29
04/01/18	13:40	0,44	125,19	3,74	14,63
09/01/18	11:00	0,51	200,77	13,5	17,58
16/01/18	11:20	0,43	81,44	7,45	10,22
23/01/18	13:00	0,39	58,33	0	8,75
30/01/18	11:50	0,41	79,57	1,85	11,69
06/02/18	10:30	0,39	59,51	5,17	10,22
15/02/18	10:20	0,39	67,91	5,2	10,22
21/02/18	10:40	0,42	93,24	8,74	10,22
27/02/18	10:10	0,42	101,50	15	10,22
06/03/18	10:00	0,39	67,12	10	8,75
13/03/18	10:00	0,46	148,70	15	5,82
20/03/18	10:05	0,48	148,80	15	11,69
20/03/18	13:30	0,73	424,80	65	59,65
27/03/18	10:10	0,45	81,80	5	8,75
03/04/18	10:05	0,44	77,00	30	20,53
10/04/18	10:20	0,42	63,00	15	29,45
17/04/18	10:17	0,41	50,00	8	58,128
24/04/18	10:16	0,41	61,00	9	62,71
10/05/18	10:00	0,39	36,00	9	13,16
24/05/18	10:00	0,38	33,00	10	7,29
07/06/18	09:45	0,38	35,00	8,1	7,29
21/06/18	09:40	0,36	39,85	7,9	22,02
05/07/18	09:50	0,35	28,00	8,3	44,45
19/07/18	10:00	0,35	29,00	8,4	7,29
16/08/18	10:50	0,44	79,00	9,1	14,63
30/08/18	11:10	0,44	75,00	8,2	42,94
27/09/18	11:10	0,42	73,00	8,8	24,98

NA= Nível d'água; Qobs= Vazão observada; CSS= Concentração de sólidos suspensos da amostra coletada.

Fonte: Do autor.

Durante o período de estudo (05/10/2017 a 30/09/2018) ocorreram falhas nos registros de nível em função de avaria no sensor, rompimento do

tubo de sustentação e sobreposição de dados totalizados, correspondendo a uma perda de 10,57% nos registros.

Em parte das falhas apenas o sensor de nível apresentou avaria, dessa forma, foi possível realizar a recuperação das falhas estimando a vazão em função da CSS_{TUR} .

Para isto, primeiramente utilizou as CSS obtidas pelas amostras coletadas a campo para gerar a equação de $CSS_Q=f(Q)$. Após a filtragem das amostras, os dados de concentração de sólidos suspensos foram analisados e descartas 4 campanhas, 19 de outubro, 09 de novembro, 13 de dezembro de 2017, e 23 de janeiro de 2018, por apresentarem valores negativos de CSS ao final da filtração a vácuo, ou seja, erro analítico na filtragem.

No dia 19/10 não houve precipitações nas semanas antecedentes, já nas datas de 09/11, 13/12/17 e 23/01/18 haviam acontecido algumas chuvas na semana, porém a quantidade precipitada foi muito baixa e ocorrida cerca de 20 horas antes do momento da coleta, ou seja, a CSS que o córrego apresentava no momento era muito baixa, dessa forma, como se trabalha com $mg.L^{-1}$ a concentração final foi nula, sendo necessário eliminar os 4 dados para não prejudicar as outras 29 amostragens representativas. A primeira campanha de campo (05/10/17) não foi coletada amostras de água.

Com os dados gerou-se a curva de calibração da concentração de sólidos suspensos, apresentada na Figura 22 e Equação 43.

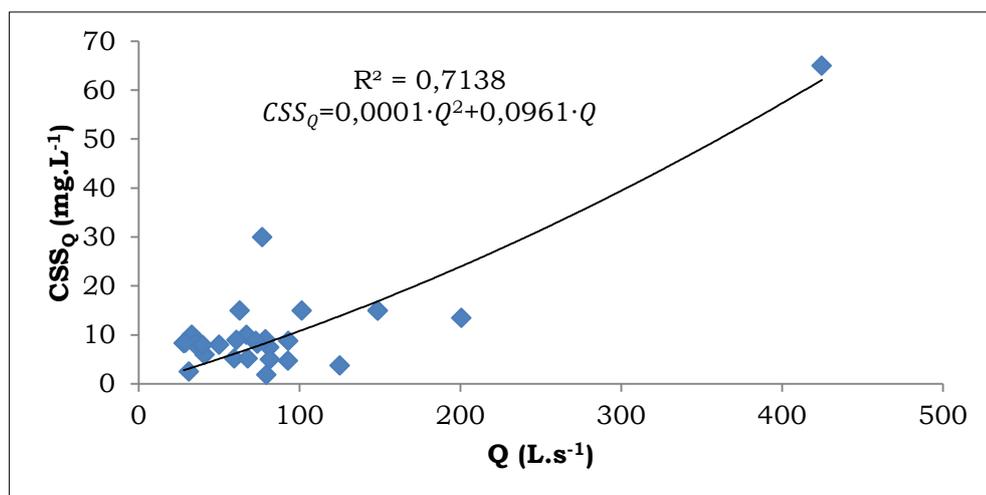


Figura 22 - Curva de calibração - concentração de sólidos em suspensão (CSS) em função da vazão (Q) do Córrego do Gigante, Poços de Caldas - MG.

Fonte: Do autor.

$$CSS_Q = 0,0001 \cdot Q^2 + 0,0961 \cdot Q \quad (43)$$

Em que:

CSS_Q = Concentração de sólidos suspensos ($mg.L^{-1}$);

Q = vazão ($L.s^{-1}$).

Gerou-se também a equação de $Q=f(CSS)$, como apresentado na Figura 23 e Equação (44).

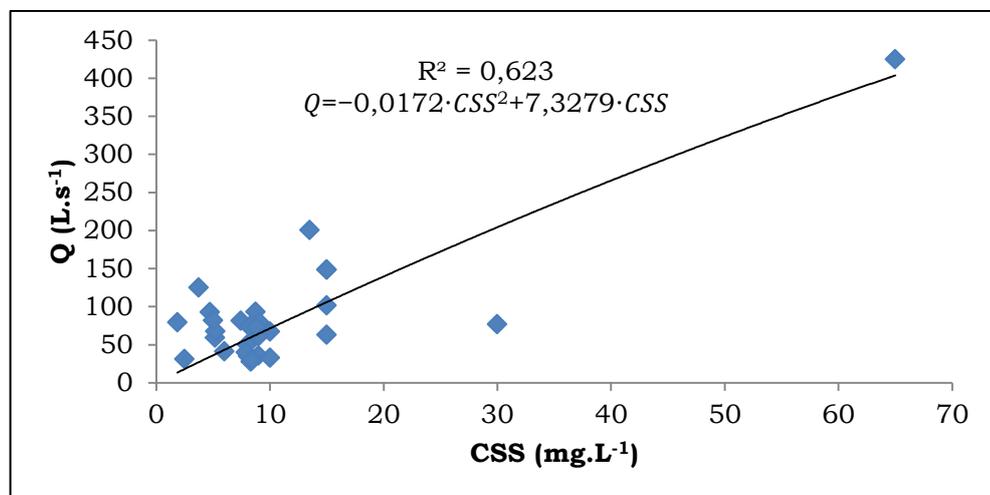


Figura 23 - Curva de calibração - vazão (Q) em função da concentração de sólidos em suspensão (CSS) do Córrego do Gigante, Poços de Caldas - MG.

Fonte: Do autor.

$$Q = -0,0172 \cdot CSS^2 + 7,3279 \cdot CSS \quad (44)$$

Sendo:

Q = vazão ($L.s^{-1}$);

CSS = Concentração de sólidos suspensos ($mg.L^{-1}$)

Para obter a CSS no período de falhas foram utilizados os dados de turbidez registrados pelo sensor. Primeiramente, os valores registrados foram analisados e decidiu-se descartar além das 4 campanhas que apresentaram CSS nula da amostra coletada, os registros dos dias 17 e 24 de abril, e de 05 de julho de 2018, devido apresentarem altos valores de turbidez em um único ou em poucos dados na série, não havendo

entretanto, consistência, pela ausência de algum motivo aparente, como uma precipitação para ocasionar esse valor. Então, foram utilizados 26 dados das campanhas de campo. Na Figura 24 e Equação 45 são apresentadas a curva de calibração e a equação gerada.

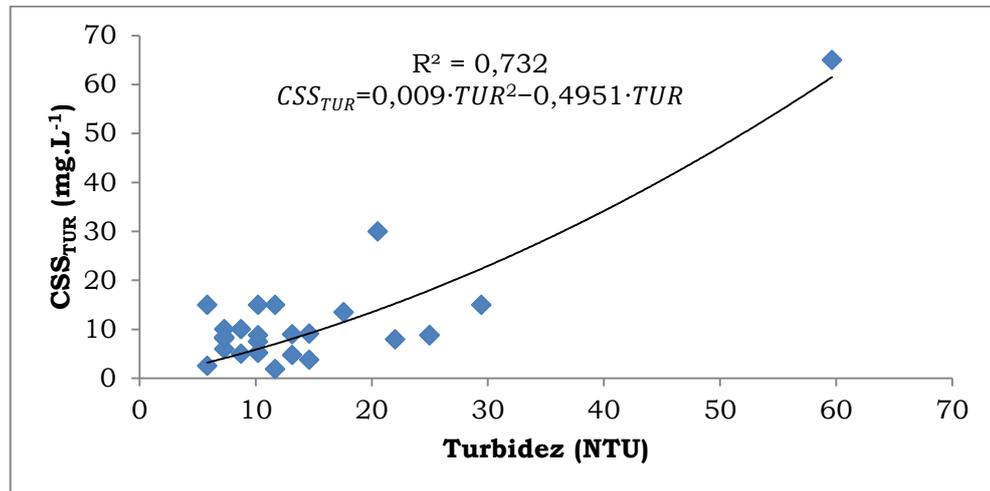


Figura 24 - Curva de calibração - concentração de sólidos em suspensão (CSS) e turbidez (TUR) do Córrego do Gigante, Poços de Caldas - MG.

Fonte: Do autor.

$$CSS_{TUR} = 0,009 \cdot TUR^2 - 0,4951 \cdot TUR \quad (45)$$

Em que:

CSS_{TUR} = Concentração de sólidos suspensos ($mg.L^{-1}$);

TUR = Turbidez (NTU).

Com a estimativa da CSS_{TUR} e com o auxílio da Equação (44) foram preenchidas partes das falhas, dessa forma, a cobertura de registro de vazão sobe para 99,30%.

É de fundamental importância ressaltar que este procedimento utilizado, foi a melhor opção encontrada neste estudo, porém não é uma estimativa totalmente precisa, justamente pelo uso dos dados de turbidez, que são sujeitos a erros operacionais do sensor, além de folhas, galhos e outros impedimentos que prejudicam a precisão dos registros.

Com as vazões e nível d'água observados em campo durante as campanhas (TABELA 5) foi gerada a curva-chave de vazão. É importante observar na Tabela 5, que apesar das campanhas terem sido realizadas em

datas pré-estabelecidas, devido à dificuldade de transporte e logística, que limitou o registro de alguns eventos de interesse, os valores de vazão observados contemplam uma elevada amplitude de variação, o que resulta em uma boa representatividade para a curva chave ($Q - f(NA)$) gerada, representada pela Figura 25 e Equação 46.

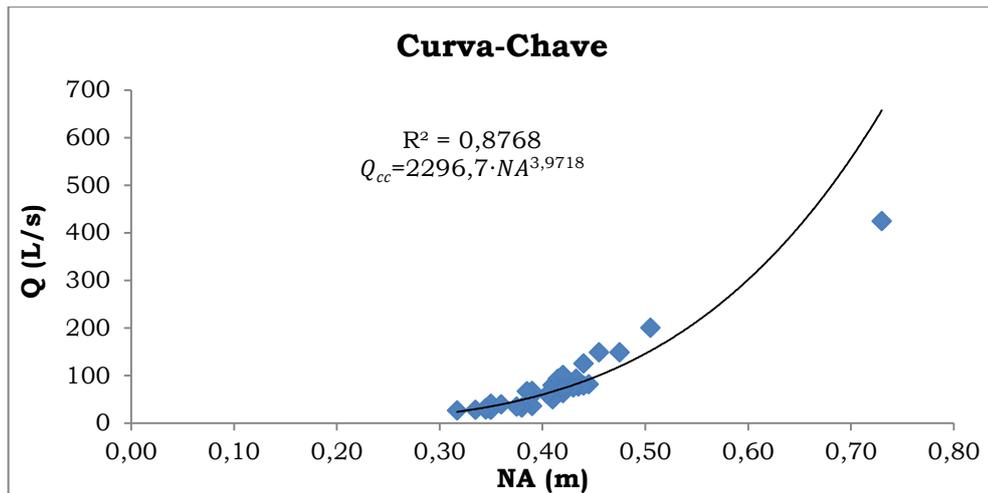


Figura 25 - Curva chave para seção, no Córrego do Gigante em Poços de Caldas/MG.

Fonte: Do autor.

$$Q_{cc} = 2296,7 \cdot NA^{3,9718} \quad (46)$$

Em que:

Q_{cc} = vazão calculada ($L \cdot s^{-1}$);

NA = Nível d'água (m).

Com base nos dados de nível em função do tempo (linigrama) e com o emprego da Equação (46) obtiveram-se as vazões médias a cada 5 minutos, e a partir disso gerou-se informações importantes para a análise do comportamento hidrológico da BHCG em diferentes escalas de tempo.

Na Tabela 6 são apresentados os valores de referência (Q_{max} , Q_{med} , Q_{min}) e seus respectivos rendimentos específicos, em escala de 5, 10 e 30 minutos, em escala diária e mensal.

Tabela 6 - Vazões máximas, médias e mínimas e seus respectivos rendimentos específicos em diferentes escalas de tempo, do Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.

Vazões de referência	Escala temporal de referência				
	5 min	10 min	30 min	diária	mensal
Q_{max} (L.s⁻¹)	3513,77	3368,05	2192,75	328,57	96,37
Q_{med} (L.s⁻¹)	56,56	56,56	56,62	56,42	56,31
Q_{min} (L.s⁻¹)	21,64	21,64	21,64	23,46	31,13
RE_{max} (L.s.(Km²)⁻¹)	985,72	944,84	615,13	92,17	27,036
RE_{médio} (L.s.(Km²)⁻¹)	15,87	15,87	15,88	15,82	15,80
RE_{min} (L.s.(Km²)⁻¹)	6,07	6,07	6,07	6,58	8,73

Fonte: do autor.

Da análise dos valores constata-se o efeito da escala temporal sobre os valores máximos, ressaltando a importância de se dispor de registros no menor intervalo de tempo possível, pois mais próximo do valor real o registro estará, porque em geral, o valor máximo é instantâneo, sobretudo em pequenas bacias hidrográficas, que é o caso presente. Não há efeito sobre os valores médios, e sobre os valores mínimos o efeito é o oposto ao observado para valores máximos, nas escalas diária e mensal.

Vale ainda destacar a amplitude de variação entre os valores extremos (máximo e mínimo) que neste caso em particular deve ser avaliado na escala temporal de 5min. A relação ($Q_{max}/Q_{min} = 162,4$) demonstra a magnitude desta variação, e reflete o comportamento de bacias hidrográficas de pequeno porte, e, em particular as ditas “bacias de cabeceira”.

Os RE_{máx} encontrado nas diferentes escalas, ocorreram durante o período chuvoso, no mês de março, mês que houve a segunda maior lâmina precipitada e também a maior precipitação (10/03), este evento teve início às 17:05 e término às 21:40, o pico registrado de nível aconteceu às 18:45, quando o total precipitado foi de 76,6 mm. Além do mais, o lençol estava sendo recarregado desde o início do período chuvoso (outubro), ou seja, em março a recarga do lençol estava elevada, resultando em altas vazões. Ademais, nos 3 dias anteriores à referida data, já havia acontecido eventos

significativos de precipitação, que juntos somaram 57 mm, dessa forma, o solo estava com grande quantidade de água armazenada, o que resulta numa menor capacidade de infiltração e intensifica o escoamento superficial direto e conseqüentemente a vazão do rio.

O $RE_{\text{médio}}$ que a BHCG apresentou está consistente com os estimados para o Sul de Minas por Silva (2014), que encontrou valores de $RE_{\text{médio}}$ variando entre 15,45 e 22,15 $L.(s.km^2)^{-1}$.

Moreira (2017) trabalhando com registros de 30 minutos, encontrou para a Bacia Hidrográfica do Alto Ribeirão das Antas (BHARA) localizada no mesmo município da BHCG, RE_{max} igual a 249,7 $L.(s.km^2)^{-1}$, um valor relativamente baixo que pode ser resultante do efeito de amortecimento de cheias, por parte da Represa de Águas Claras, situada 18km à montante. $RE_{\text{médio}}$ elevado de 32,15 $L.(s.km^2)^{-1}$, que segundo o autor pode ser resultado não só do elevado índice pluvial incidente sobre a área de drenagem, como também do elevado grau de regularização do regime de escoamento apresentado pela bacia, incluindo-se também neste aspecto a contribuição do efeito regulatório do reservatório.

A vazão mínima representa a condição crítica da bacia, sendo que ocorrem no período de estiagem, quando a oferta de água é limitada (SILVA, et al., 2017). Elas refletem a capacidade de produção de água da bacia hidrográfica, pois são o resultado do fenômeno de recarga do aquífero subterrâneo (OLIVEIRA, 2013).

O RE_{min} estimado para a BHCG ocorreu em outubro, início das chuvas na região, quando o nível do lençol estava baixo, refletindo em vazões menores aos que são encontrados com a intensificação do período chuvoso. No período de seca da região (abril-setembro), as vazões mínimas em escala de 5, 10 e 30 minutos foram respectivamente 39,70, 40,82 e 41,19 $L.s^{-1}$, e seus respectivos RE 11,14, 11,45 e 11,55 $L.(s.km^2)^{-1}$. Esses valores mais elevados no período seco, pode ser em consequência da grande lâmina precipitada entre janeiro a março que ocasionou elevação do lençol, ainda, com a precipitação de 93,6 mm ocorrida nos 4 meses mais secos (abril-julho), o deplecionamento do lençol ocorreu de forma lenta, sendo também uma indicação de um regime bem regularizado da BHCG.

O valor de RE_{\min} encontrado em todo o período de estudo é inferior ao de $9,83 \text{ L} \cdot (\text{s} \cdot \text{km}^2)^{-1}$ estimado por Moreira (2017). A BHARA tem área de $152,40 \text{ km}^2$, expressivamente maior que a BHCG, tendo, um reservatório de água subterrânea também maior, o que por si só resulta numa menor taxa de deplecionamento, que se associa ainda ao efeito regulatório já mencionado do reservatório da represa de Águas Claras, além naturalmente das possíveis diferenças relativas às características de solo, cobertura vegetal e topografia.

Essas características são evidenciadas por Menezes et al. (2009) na Bacia do Rio Grande, segundo os autores, na região de cabeceira da Bacia, predominam solos rasos e pouco profundos (Cambissolos), com pouca capacidade de infiltração de água, gerando valores de rendimento específico menores se comparados à região do baixo Rio Grande com relevo e classes de solos diferentes.

Nas Figuras 26 e 27 observam-se os fluviogramas e os hietogramas nas escalas diária e mensal respectivamente.

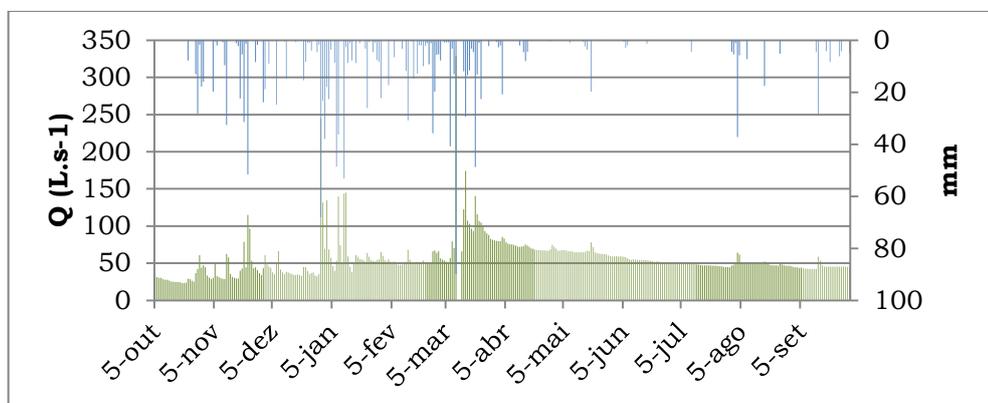


Figura 26 - Hietograma e Fluviograma em escala diária para a BHCG, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

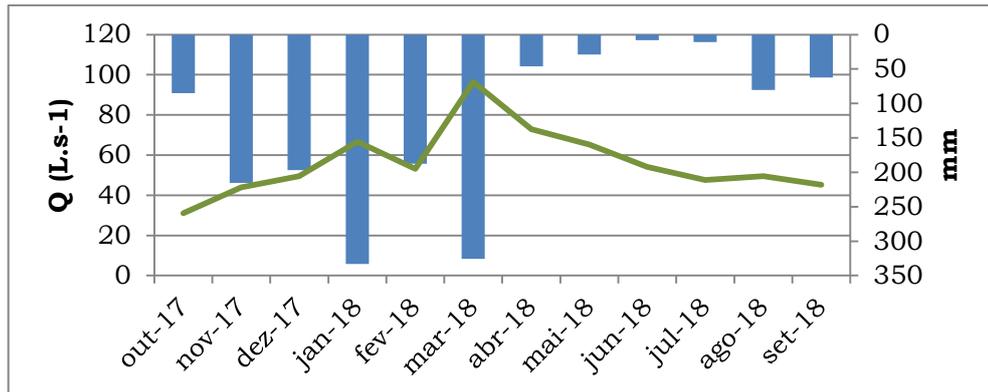


Figura 27 - Hietograma e Fluviograma em escala mensal para a BHCG, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

Comparando-se as figuras 26 e 27, fica claro que a escala diária propicia uma análise mais detalhada do comportamento hidrológico da bacia. Quando se avalia o início do período chuvoso é possível observar nos dois gráficos que a vazão se encontrava em níveis mais baixos que durante o período de estiagem. Na escala média diária (FIGURA 26) ainda é possível observar que em outubro ainda estava ocorrendo deplecionamento da vazão, com a intensificação do período chuvoso os valores começam a aumentar devido à recarga do lençol.

Em termos de participação no deflúvio anual, cada um dos dois períodos, contribuiu com 50% da lâmina drenada, indicando um regime bastante regularizado.

Para melhor entendimento do comportamento hidrológico do Córrego do Gigante foram adotados como referência a Q_{50} (vazão extraída da curva de permanência cuja probabilidade de ser igualada ou superada é de 50%). Q_{90} (vazão mínima esperada em 90% do tempo), Q_{95} (vazão mínima esperada em 95% do tempo). Obtiveram-se então os valores: $Q_{50} = 50,57 \text{ L.s}^{-1}$, $Q_{90} = 33,53 \text{ L.s}^{-1}$ e $Q_{95} = 28,78 \text{ L.s}^{-1}$, os quais correspondem respectivamente à RE_{50} ($13,84 \text{ L.(s.km}^2)^{-1}$), RE_{90} ($9,17 \text{ L.(s.km}^2)^{-1}$) e RE_{95} ($7,88 \text{ L.(s.km}^2)^{-1}$).

O RE_{90} está consistente com os valores indicados por Silva (2014), para o qual são sinalizados valores maiores que $5,5 \text{ L.(s.km}^2)^{-1}$ para o Sul de Minas Gerais. É importante ressaltar a persistência das vazões, pelas relações entre $Q_{90}/Q_{50} = 0,66$ e $Q_{95}/Q_{50} = 0,57$, que ratificam a avaliação de um regime de escoamento regularizado.

Uma abordagem complementar pode ser desenvolvida considerando-se que com o valor da vazão de referência Q_{95} (28,78 L.s⁻¹) o valor do deflúvio anual corresponde é de 254,6 mm, o que significa se mantida esta vazão, 50,88% do deflúvio anual estaria garantido. Com Q_{90} (33,53 L.s⁻¹) o deflúvio mínimo seria de 296,6 mm, ou, 59,3% do deflúvio garantido. Estes índices corroboram a afirmação de um regime de escoamento com elevado grau de regularização natural, pois, neste caso, não há reservatórios artificiais na área, os quais, poderiam estar concorrendo para esta performance.

As vazões máximas, médias e mínimas mensais, e, seus respectivos RE, são apresentados na Tabela 7 e na Figura 28.

Tabela 7 – Precipitação, Vazões máximas, médias e mínimas mensais e seus respectivos rendimentos específicos em escala mensal, do Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.

mês	Precipitação	$Q_{\text{máx}}$	Q_{min}	Q_{med}	$RE_{\text{máx}}$	RE_{min}	$RE_{\text{médio}}$
	(mm)	(L.s⁻¹)			(L.(s.km²)⁻¹)		
out/17	85	126,54	21,64	31,13	35,50	6,07	8,73
nov/17	215,4	206,12	27,10	43,90	57,82	7,60	12,32
dez/17	196,8	843,10	30,19	49,59	236,51	8,47	13,91
jan/18	333	777,36	23,21	66,75	218,07	0,00	18,73
fev/18	187,6	120,40	47,19	53,21	33,78	13,24	14,93
mar/18	325,6	3513,77	49,21	90,50	985,71	13,81	25,39
abr/18	46	109,72	64,01	72,91	30,78	17,96	20,45
mai/18	28,8	101,53	55,68	65,19	28,48	15,62	18,29
jun/18	8,2	64,01	46,20	54,12	17,96	12,96	15,18
jul/18	10,6	53,46	43,79	47,64	15,00	12,29	13,36
ago/18	80,32	89,70	43,79	49,57	25,16	12,29	13,91
set/18	62,28	86,52	39,70	45,29	24,27	11,14	12,70

Fonte: Do autor.

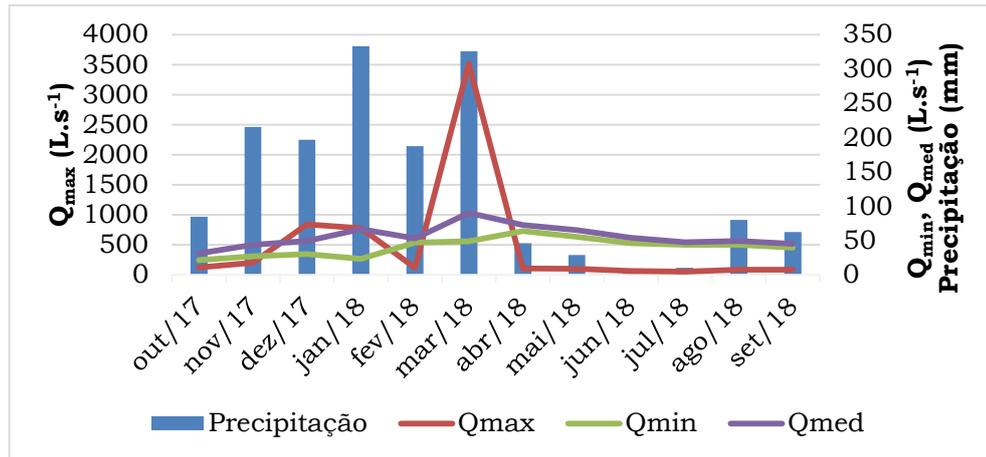


Figura 28 - Precipitação, Vazões máximas, médias e mínimas mensais e seus respectivos rendimentos específicos em escala mensal, do Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.

Fonte: Do autor.

Essas informações são extremamente relevantes no contexto hidrológico, nota-se que a bacia responde fortemente ao período chuvoso. O mês de março ocorreu o pico das vazões máximas e médias, as vazões mínimas apresentaram o pico em abril, o que mostra a perpetuação de vazões elevadas, mesmo com a diminuição das chuvas. As Q_{min} e Q_{med} mostraram grande elevação com a intensificação do período chuvoso, e se mantiveram mais elevadas até final do período seco, os RE_{min} e RE_{med} dos meses de novembro de dezembro comparados com os meses de precipitações baixas como julho e agosto, apresentaram praticamente os mesmos valores, indicando um bom nível de recarga do lençol e um regime de escoamento bem regularizado.

5.3.1 Análise do escoamento e separação de suas componentes

5.3.1.1 Análise na escala diária – método dos filtros digitais de Eckhardt (2005)

O coeficiente de deplecionamento (k) estimado foi de 0,979 representando um elevado grau de persistência das vazões do escoamento de base. O valor de IG estimado foi da ordem de 0,69. Estes valores estão consistentes com a geologia estrutural e tipos de solo predominante LVA

(profundo) com 60,7% da área, e o aquífero dominante é superficial, estando, portanto, sob influência das condições pedológicas do Latossolo (porosidade e topografia favoráveis à recarga), associado ao efeito positivo da cobertura vegetal existente na área da bacia.

A utilização destes valores na equação proposta por Eckhardt (2005) permitiu estimar as vazões diárias do escoamento de base e por diferença as vazões diárias do escoamento superficial direto para o ano hidrológico 2017/2018, cuja representação gráfica é a Figura 29. Na Figura 29 é possível observar que no início do estudo a vazão ainda estava em deplecionamento, porém, com o adentrar do período chuvoso a recarga do lençol é nítida, refletindo no aumento das vazões do escoamento subterrâneo. Já com o início do período de estiagem, o regime de escoamento entra no processo de deplecionamento, porém, ainda com um escoamento de base superior ao do início do estudo.

O deflúvio total estimado foi de 499,2mm, dos quais, 358,2mm oriundos do escoamento de base (D_{Base}) e 141mm do escoamento superficial direto (D_{SD}), os quais significam que o deflúvio base contribuiu com 71,7% do deflúvio total e o deflúvio superficial direto com 28,3%, sinalizando um comportamento hidrológico ambientalmente positivo.

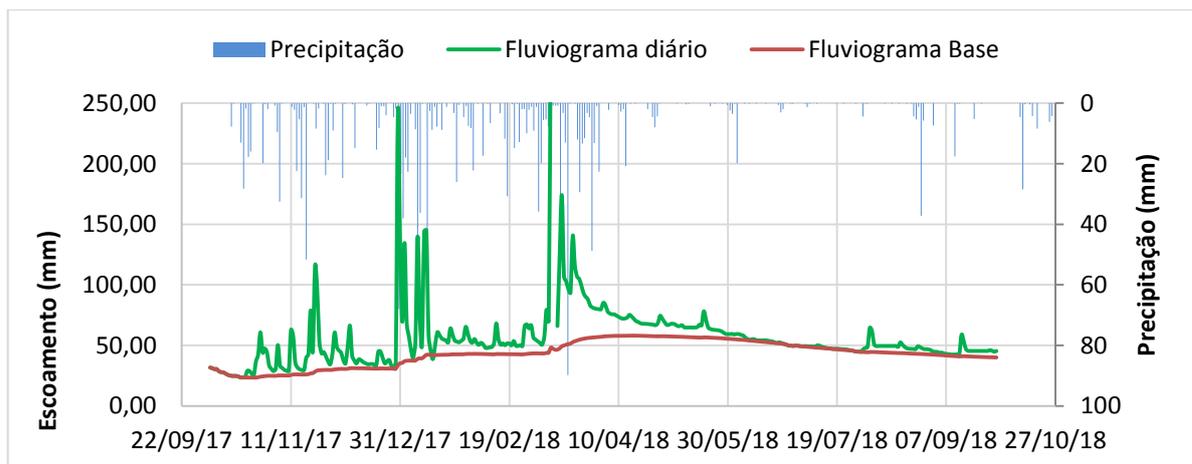


Figura 29 - Escoamento superficial e de base em escala diária, Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

5.3.1.2 Análise na escala diária – método de Barnes

A Tabela 8 e a Figura 30 sintetizam os dados utilizados e os gerados pela aplicação do método de Barnes, para realizar a separação vazão em suas duas componentes, o escoamento de base e o escoamento superficial direto. No período de deplecionamento (março a setembro) o valor de k foi 0,975, e no período de recarga $k= 1,111$.

Tabela 8 - Valores médios mensais de vazão, $D_{\text{lâmina}}$, deflúvio de base e deflúvio superficial direto para o Córrego do Gigante – Poços de Caldas - MG.

Mês	Precipitação mensal (mm)	Q_{med} ($L.s^{-1}$)	$D_{\text{lâmina}}$ (mm)	D_{Base} (mm)	D_{SD} (mm)
out/17	85	31,13	23,39	23,39	0,00
nov/17	215,4	43,90	32,98	26,74	6,24
dez/17	196,8	49,59	37,25	30,58	6,68
jan/18	333	66,75	50,15	34,96	15,19
fev/18	187,6	53,21	39,98	39,98	0,00
mar/18	325,6	90,50	67,99	45,71	22,28
abr/18	46	72,91	54,78	38,61	16,17
mai/18	28,8	65,19	48,98	37,65	11,34
jun/18	8,2	54,12	40,66	36,71	3,96
jul/18	10,6	47,64	35,79	35,79	0,00
ago/18	80,32	49,57	37,24	34,90	2,35
set/18	62,28	45,29	34,03	34,03	0,00
TOTAL	1579,60	-	503,23	419,04	84,19

Fonte: Do autor.

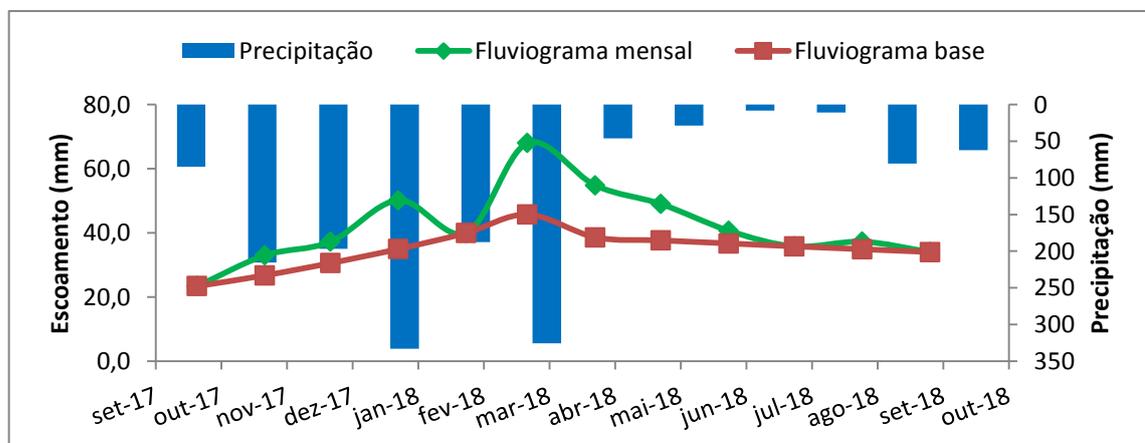


Figura 30 - Deflúvio Superficial e de base em escala mensal para o Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

A comparação dos resultados da aplicação das duas metodologias evidencia o melhor detalhamento e provavelmente uma maior precisão na escala diária, e ratifica a importância do monitoramento contínuo e com um nível de detalhamento, como o desenvolvido nesta pesquisa para um melhor entendimento do comportamento hidrológico e por consequência uma melhor gestão dos recursos hídricos.

Do deflúvio total de 503,5mm, o deflúvio de base (D_{Base}) participou com 402,8 mm (80%), e o deflúvio superficial direto com 100,7mm (20%), sinalizando um regime de escoamento ambientalmente favorável. Entre os meses secos (abril-setembro) ocorreram 54% do D_{Base} , o que denota a persistência do escoamento subterrâneo no período de estiagem, e justifica as vazões mais elevadas que no início do período chuvoso. Já para o D_{SD} 69% ocorreram nos meses chuvosos. Esta parcela do escoamento é a principal responsável pela produção e transporte de sedimentos. O mês de março foi responsável por 28,5% do total escoado superficialmente, sendo um mês importante no transporte de sedimentos suspensos da bacia. Nos meses de abril e maio ainda houve grande quantidade de D_{SD} , juntos somam 25,5% do total, refletindo o efeito da umidade antecedente do solo na geração de escoamento.

A taxa de restituição de água ao aquífero ($TRAP = D_{base}/P$) no período estudado foi de: $402,8/1579,6 = 0,255$; ou seja, 25,5% da precipitação deve compor a recarga de água para o aquífero superficial, pois, em termos de sustentabilidade do aquífero, a recarga do lençol deve repor o que lhe foi drenado.

Essa relação é influenciada por diversos fatores, Durães (2013) em uma área de estudo que abrangeu as bacias hidrográficas dos rios Paraopeba (BHRP) e Sapucaí (BHRS), delimitadas em Ponte da Taquara e Careaçú, respectivamente, localizadas no estado de Minas Gerais, observou o deflúvio de base e as precipitações em 16 seções, dentre elas o maior valor de recarga foi encontrado para a estação Fazenda da Guarda, localizada na serra da Mantiqueira, onde o percentual de 49,8% da precipitação tem potencial para ser convertido em recarga. Ainda segundo o autor estação Fazenda da Guarda, localizada na BHRS, essa região é caracterizada por

estar sob influência de Mata Atlântica, à altitude de 1.501 m. A cobertura florestal em questão tem papel predominante no comportamento da infiltração (e da relação chuva-vazão), uma vez que mantém a umidade do solo, promove a formação de fluxos preferenciais, diminuindo o escoamento superficial direto e aumentando o potencial para recarga do aquífero.

O valor estimado para a TRAP para a BHCG embora seja relativo a apenas um ano hidrológico, sinaliza uma situação favorável e um pouco acima da média dos valores apresentados para regiões próximas à estudada. Valores próximos são apresentados por Durães (2013) em estações da Bacia Hidrográfica do Rio Paraopeba (Entre Rios de Minas e São Brás do Suaçuí – Montante e Belo Vale) apresentaram um comportamento de recarga médio, com 23,8%, 21,6% e 29%, respectivamente. Esses pontos, estão localizados na região denominada Alto Paraopeba, caracterizada pelas maiores altitudes e assim como a BHCG, predomina o clima do tipo Cwb, além de apresentar predominantemente solos da classe Latossolo.

Gomes (2008) encontrou para uma bacia rural com predomínio de 41% de plantio de eucalipto, localizada na região Centro-Oeste no estado de São Paulo, uma relação (D_{base}/P) variando de 24% e 26% nos anos de 2004-2007. Na mesma área de estudo Lucas (2012) encontrou para o período de 2008-2011 uma porcentagem de recarga variando de 21 e 28%, sendo o valor médio igual a 24%.

Para Wittenberg; Sivapalan (1999), somente uma pequena porção da precipitação atua diretamente na recarga da água subterrânea, podendo ser superior a 30% em regiões de clima temperado e menor que 5% em condições semiáridas.

A BHCG apresenta proporção média entre o escoamento de base e a precipitação, devido a alguns aspectos importantes, que propicia infiltração e recarga do lençol, destacando-se as áreas de mata nativa, a pastagem não utilizada e as áreas de silvicultura serem de plantios não adensados. Alves; Pereira (1990) mostram que os eucaliptos cultivados para produção intensiva, em povoamentos de alta densidade, apresentam consumos de água por evapotranspiração superiores aos da vegetação rasteira ou outros tipos de florestas tipicamente menos consumidoras de água.

Por outro lado, ao se focar no D_{SD} , também chamado de escoamento rápido, constata-se que em média 6,38% ($100,7/1579,6 = 0,0638$) da precipitação foi transformada em escoamento superficial direto. Valor próximo dos 5% encontrado por Lucas (2012), e dos 7% estimados por Wedland; Barreto; Gomes (2007).

Considerando que o deflúvio total (D_{total}) no período de outubro/2017 a setembro/2018, da ordem de 503,2 mm, o coeficiente de escoamento superficial, resultante é de 0,319 ($503,2/1579,6$). Isto significa que 31,9% das precipitações ocorridas concorreram para o escoamento superficial, e, que, 68,1% deve ter sido evapotranspirado, refletindo um clima úmido onde a precipitação supera a evapotranspiração, propiciando excedente para o escoamento superficial.

O valor estimado é igual ao encontrado por Silva (2014) para a Região hidrográfica do Alto Rio Grande (GD1), que encontrou também para as Regiões hidrográficas do Rio das Velhas (SF5) e do Rio Verde Grande (SF10) coeficiente de escoamento superficial de 0,286 e 0,341 respectivamente, refletindo a interação clima, solo e relevo.

Pereira et al. (2007) conduziram um estudo na bacia do Rio São Francisco e mostraram que em algumas sub-bacias, como a do Rio Pandeiros que tem uma precipitação média de aproximadamente 1100 mm, somente 17% da precipitação é convertida em vazão.

A BHCG apresentou características de uso de solo que promovem maior potencialidade de infiltração de água no solo, e conseqüentemente menor capacidade de geração de escoamento superficial. Esses efeitos foram concluídos também por Menezes (2011 apud SILVA, 2014) que avaliou o potencial de recarga das águas subterrâneas em duas sub-bacias hidrográficas da região do Alto Rio Grande, uma com predominância de relevo montanhoso e presença de Mata Atlântica e a outra com predominância de um relevo mais suave. A autora concluiu que, apesar da sub-bacia com relevo mais suave apresentar características geomorfológicas favoráveis para a infiltração de água, o uso do solo sem técnicas de conservação e manejo adequado e, juntamente, com o regime de precipitação, foram responsáveis pela menor capacidade de infiltração de

água no perfil do solo nessa região, se comparado à sub-bacia em relevo mais movimentado e cobertura do tipo floresta Atlântica.

Com base nos indicadores analisados, a BHCG apresentou um regime de escoamento superficial bem regularizado, com valores de vazão mínima elevado, fruto de um regime pluvial, bem distribuído durante o período chuvoso, e com alguns eventos durante o período seco, bem como, e de uma boa interação entre os solos e a positiva contribuição da cobertura de mata (nativa ou plantada) e também das características de uso da pastagem, refletindo numa boa capacidade de infiltração de água no solo, que dá sustentação ao escoamento de base, e concorreu para a redução do escoamento superficial direto.

5.3.2 Análise de hidrógrafas associados aos eventos erosivos

Nem todos os eventos classificados como erosivos, foram utilizados na análise. Eventos “complexos” com vários picos de vazão seguidos não foram analisados devido à dificuldade de separação destes eventos. Dessa forma, foram analisados 8 eventos, conforme Tabela 9 e as Figuras 31 a 38.

Com a identificação dos tempos de início do escoamento superficial direto e de seu término, TA e TC respectivamente, foi possível analisar as hidrógrafas geradas, e, assim, avaliar a resposta hidrológica da bacia em diferentes eventos.

Nos eventos analisados a maior lâmina precipitada foi de 30,8 mm no dia 13/02/18, e, a menor, 13,4 mm ocorreu no evento do dia 16/03/18. Para a precipitação antecedente acumulada 5 dias antes do evento da hidrógrafa, destacam-se os do dia 15/03/2018 que totalizou 102,2 mm, refletindo-se nas altas vazões apresentadas na Figura 35 e na Tabela 9, em associação com os elevados valores de vazão que persistiam no período, graças ao fato do processo de recarga do lençol superficial estar em seu estágio mais avançado. A lâmina precipitada desse evento (29,4 mm) ocorreu em dois períodos o primeiro com 2,6 mm e após 50 minutos o segundo com 26,8 mm, isso justifica uma primeira elevação da vazão para 417,53 L.s⁻¹ ocorre uma recessão e após o segundo período de precipitação, a vazão

chega no pico com 465,30 L.s⁻¹.

O evento que apresentou menor lâmina precipitada nos últimos 5 dias foi o do dia 07/12/2017 com 9,4 mm, sendo que 8,6 ocorrem nos 2 primeiros dias. Comparado com o de maior lâmina fica evidenciado a influência da umidade no aumento da vazão. Na hidrógrafa do dia 15/03 logo após o início das chuvas o deflúvio do córrego já é alterado e o pico é atingido 3 horas após o início da hidrógrafa, com um aumento de 137,29 para 465,30 L.s⁻¹. Já na hidrógrafa do dia 07/12 o aumento da vazão é mais demorado, chegando ao pico após 4,92 horas. Além disso, o acréscimo na vazão é de 110,8 L.s⁻¹, enquanto que no dia 15/03 foi de 328,01 L.s⁻¹.

Outra avaliação está associada as precipitações efetivas ou deflúvios gerados exclusivamente pelas precipitações, que, em geral, foram valores bem reduzidos, sinalizando uma boa capacidade da área em infiltrar as precipitações. Esta avaliação se sintetiza de forma mais concreta, por meio do C_{SD}, cujo valor médio para os eventos analisados é 0,026, significando que, em média, 2,6% das precipitações concorreram para o escoamento superficial direto, o que representa uma performance ambiental muito positiva.

Complementarmente a análise dos valores de CN estimados (Tabela 9) para cada evento, refletem as condições hidrológicas da BHCG prevalentes no evento, sendo que o valor mínimo de 69,7, o máximo de 83,4 e o médio de 76,7.

Tabela 9 - Parâmetros calculados para análise da hidrógrafa associada ao evento erosivo.

(Continua)

Estágio	Símbolo	22 a 23/11/17	07 a 10/12/17	13 a 15/02/18	27 a 28/02/18	15/03/18	16 a 17/03/18	20/03/18	23 a 24/03/18
Pré-Evento	QA (L.s ⁻¹)	84,96	35,50	49,21	59,74	137,29	97,18	93,80	97,18
	TA	16:09:12	18:30:06	10:33:31	15:06:24	00:39:41	14:39:41	01:24:40	15:13:05
	QA ₁ (L.s ⁻¹)	72,37	53,25	50,44	71,52	123,12	106,35	93,44	99,53
	PA (mm)	91,60	9,40	15,20	49,60	102,20	41,80	62,20	70,80
	PA ₁ (mm)	60	0,8	15,2	47,4	12,2	41,6	19,4	63,4
Evento	tE (min)	1225,00	4235,00	2615,00	1540,00	720,00	870,00	569,00	1365,00
	P _{total} (mm)	22,80	24,20	30,80	18,60	29,40	13,40	18,20	22,20
	tP (min)	634,80	240,00	189,96	169,80	205,20	139,98	75,00	222,96
	IP (mm)	20,00	24,00	30,80	18,60	29,20	13,40	18,20	21,00
	IP5 (mm)	3,80	5,40	3,80	3,60	5,00	3,60	5,20	3,20
	TB	20:54:12	23:25:06	14:13:31	20:21:24	03:39:41	17:39:41	02:49:40	16:53:05
	QB (L.s ⁻¹)	206,12	146,38	120,40	80,41	465,30	127,59	132,91	127,59
	Tasc (min)	285,00	295,00	220,00	315,00	180,00	180,00	85,00	100,00
	TiQ (L.s ⁻¹)	0,425	0,376	0,324	0,066	1,822	0,169	0,460	0,304
	Remax (L.s ⁻¹ .Km ²)	57,82	41,06	33,78	22,56	130,53	35,79	37,29	35,79
	Qmed (L.s ⁻¹)	140,60	53,25	63,42	68,59	267,77	110,70	112,67	107,82
	Remed (L.s ⁻¹ .Km ²)	39,44	14,94	17,79	19,24	75,12	31,05	31,61	30,25
	Remin (L.s ⁻¹ .Km ²)	23,83	9,96	13,81	16,76	38,51	27,26	25,16	27,26

Tabela 9 - Parâmetros calculados para análise da hidrógrafa associada ao evento erosivo.

(Conclusão)

Estágio	Símbolo	22 a 23/11/17	07 a 10/12/17	13 a 15/02/18	27 a 28/02/18	15/03/18	16 a 17/03/18	20/03/18	23 a 24/03/18
Evento	TC	12:34:03	17:05:06	06:08:31	16:46:24	12:39:41	05:09:41	10:53:05	13:58:05
	QC (L.s ⁻¹)	84,96	35,50	49,21	59,74	137,29	97,18	93,80	97,18
	Trec (min)	940,00	3940,00	2395,00	1225,00	540,00	690,00	484,00	1265,00
	TvQ (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	P _{efet} (mm)	1,11	1,27	0,63	0,23	1,12	0,20	0,18	0,25
	C	0,048	0,052	0,020	0,012	0,038	0,015	0,010	0,011
	CN*	78,94	78,292	69,66	77,9	73,52	83,4	77,8	74,48

CN* calculado a partir de P_{efet} e P.

Fonte: Do autor.

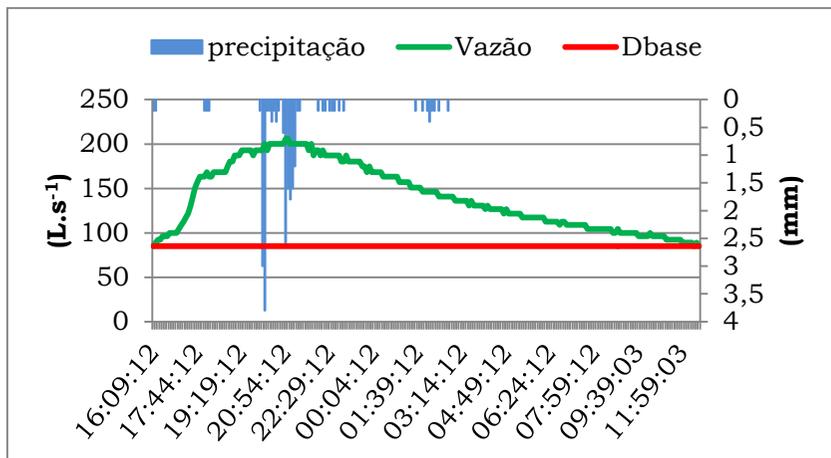


Figura 31 - Hidrógrafa do evento com início no dia 22 e término dia 23/11/17.

Fonte: Do autor.

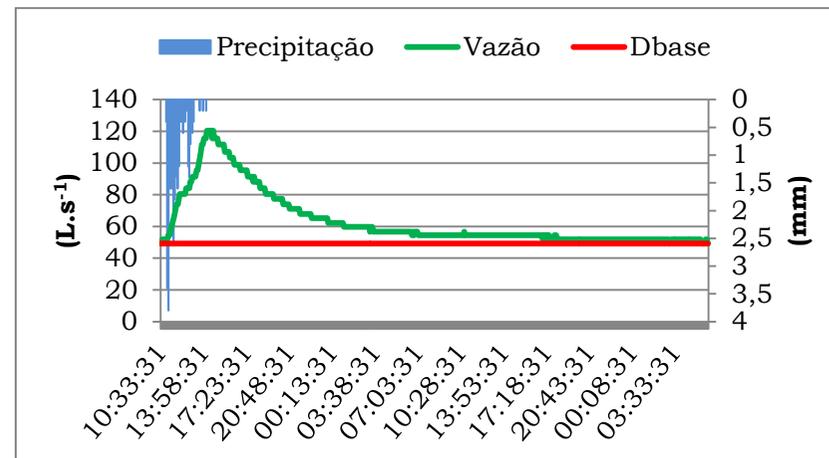


Figura 33 - Hidrógrafa do evento com início no dia 13 e término dia 15/02/18.

Fonte: Do autor.

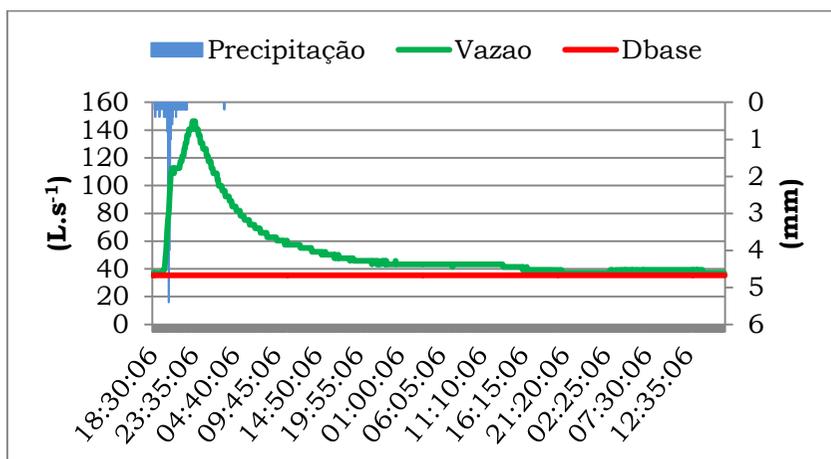


Figura 32 - Hidrógrafa do evento com início no dia 07 e término dia 10/12/17.

Fonte: Do autor.

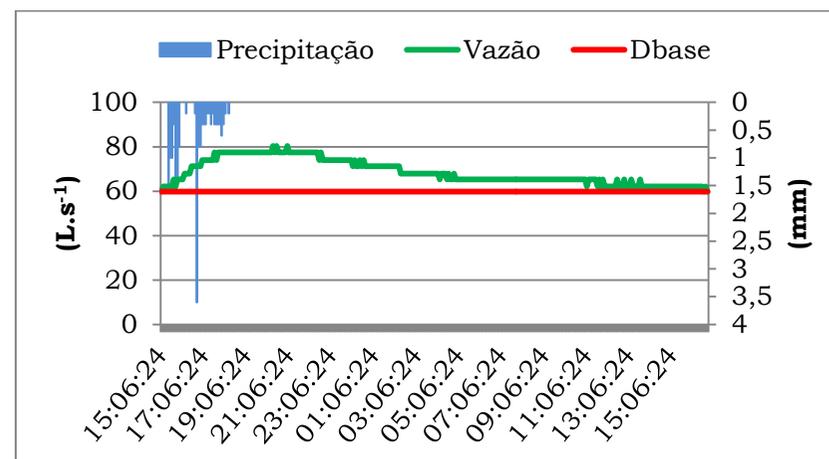


Figura 34 - Hidrógrafa do evento com início no dia 27 e término dia 28/02/18.

Fonte: Do autor.

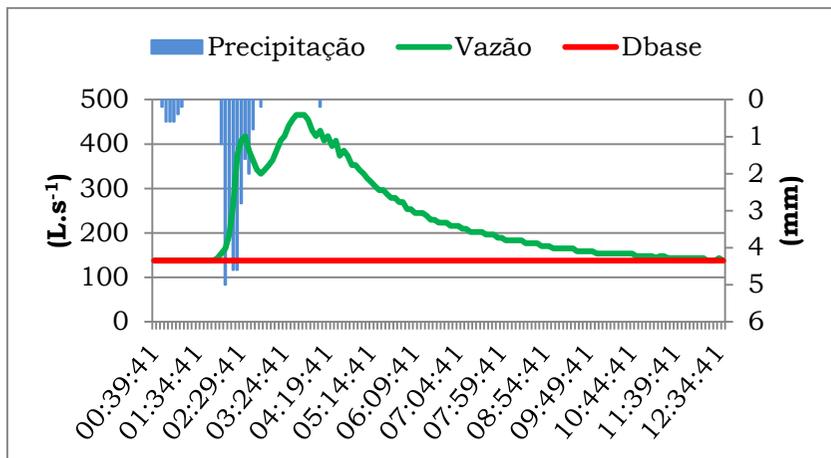


Figura 35 - Hidrógrafa do evento com início no dia e término dia 15/03/18.

Fonte: Do autor.

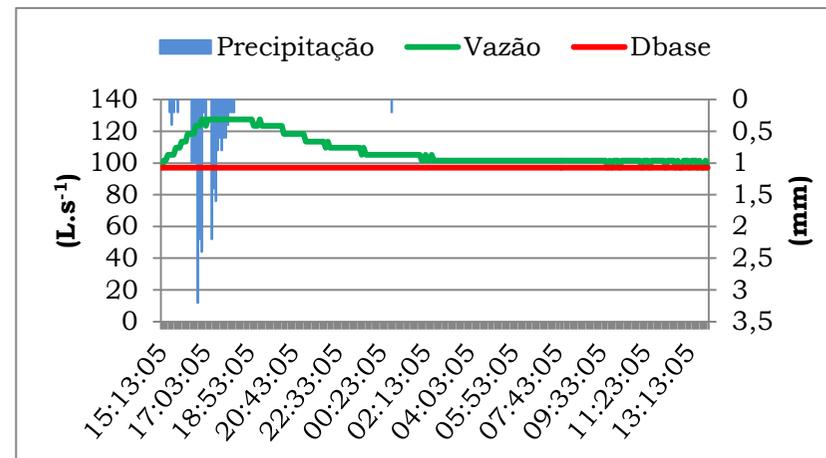


Figura 37 - Hidrógrafa do evento com início no dia e término dia 20/03/18.

Fonte: Do autor.

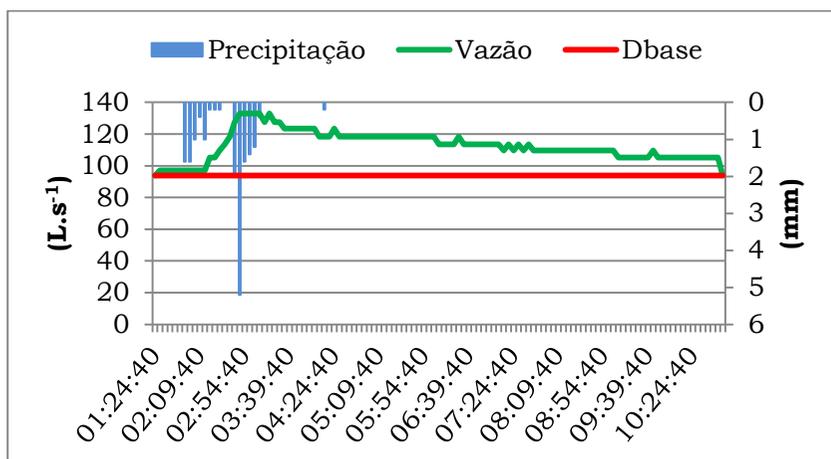


Figura 36 - Hidrógrafa do evento com início no dia 16 e término dia 17/03/18.

Fonte: Do autor.

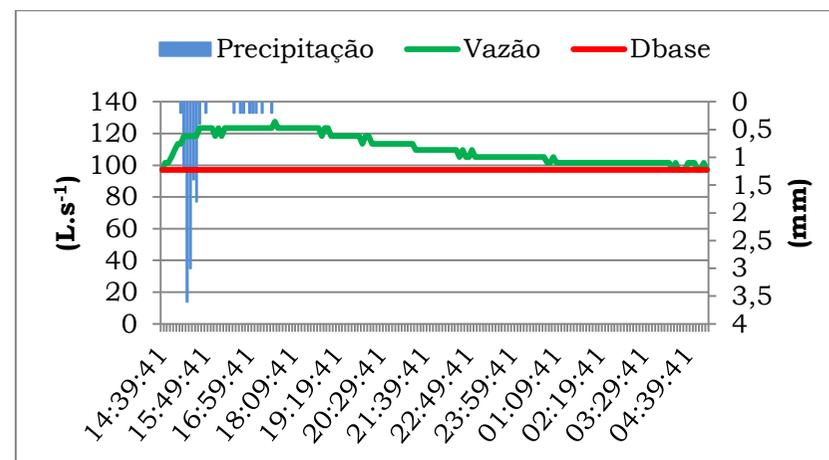


Figura 38 - Hidrógrafa do evento com início no dia 23 e término dia 24/03/18.

Fonte: Do autor.

A aplicação do método da CN para a BHCG contemplando as classes de solo, de declividade e de uso, esta sintetizada na Tabela 10, cuja síntese final se reproduz na Tabela 11.

Tabela 10 - Síntese dos valores de CN para cada combinação de uso e classe de solo da BHCG.

Uso	Solo	Área (ha)	CN	CN_{total}
Solo Exposto	CX	11,92	92	1096,64
Solo Exposto	LVA	20,64	81,5	1682,16
Campo/pastagem	CX	65,5	83,5	5469,25
Campo/pastagem	LVA	93,4	58,5	5463,9
Mata Nativa e reflorestamento	CX	49,47	76	3759,72
Mata Nativa e reflorestamento	LVA	84,85	65,5	5557,675
Total		325,78	-	23029,35

Fonte: Do autor.

Tabela 11 - Síntese dos valores de CNII para a BHCG.

Classe Solo	CX	LVA	BHCG
Área (ha)	126,89	198,89	325,78
CN (Médio)	81,37	63,87	70,69

Fonte: Do autor.

Os valores de CN da Tabela 11 representam a condição de umidade antecedente II, segundo o método, sendo que para as condições I (muito seco) e III (muito úmido) os valores de CN são 49,4 e 84,3 respectivamente. Portanto, os valores estimados para CN para os eventos estão inseridos dentro do intervalo obtido para a BHCG.

5.3.3 Hidrograma unitário experimental

O evento analisado foi o do 15/03/2018 que apresenta um agrupamento de chuvas efetivas, e, portanto, não deveria ser o mais indicado para a estimativa do HU. Entretanto, ele permite que se identifique alguns aspectos peculiares da BHCG, e, também, do processo de geração do HU. As informações deste evento encontram-se na Tabela 1 do apêndice A.

A Figura 39 representa a hidrógrafa do evento do dia 15/03/2018 com

a separação de suas componentes (Escoamento Superficial e Escoamento Base) com informações a cada 5 minutos.

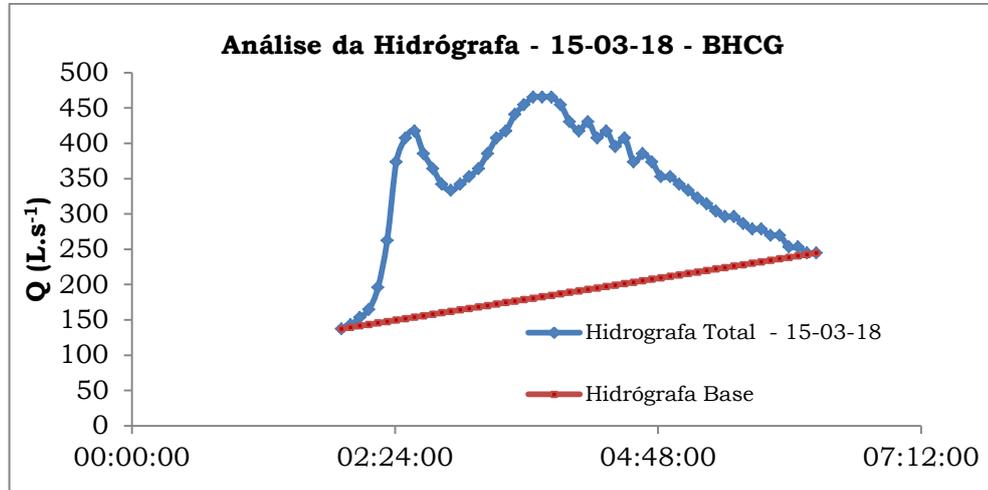


Figura 39 - Hidrógrafa do evento 15/03/2018 para a BHCG – Poços de Caldas – MG.

Fonte: Do autor.

Como resultado do processo de separação do escoamento, obteve-se a hidrógrafa do escoamento superficial direto ($QSD = f(t)$), identificada como H_{obs} (0,656mm; 20min) que está representado na Figura 40, com informações a cada 5min. A Figura 40 apresenta-se também o H_{obs} (0,656 mm; 20 min) com informações a cada 10 min (a média de duas vazões consecutivas defasadas de 5 min, representou a vazão média a cada 10min). O efeito destas escalas de tempo se visualiza pelo achatamento nos valores de vazão, visualizado na redução nos valores das vazões de pico.

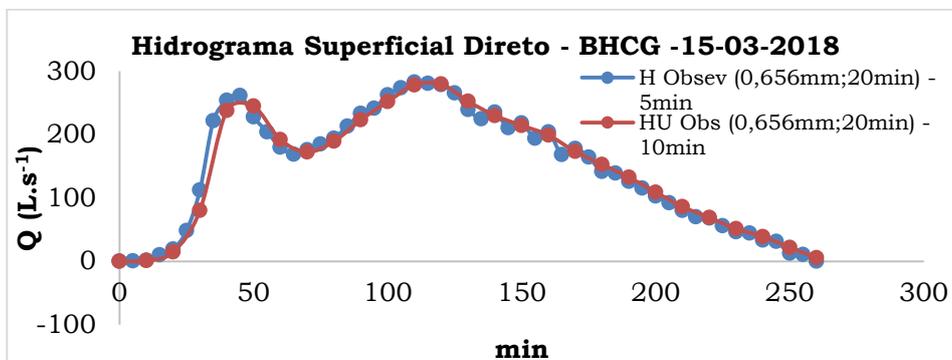


Figura 40 - Hidrógrafas do Escoamento superficial direto, com informações a cada 5 e 10 min, para o evento de 15/03/2018 BHCG – Poços de Caldas – MG.

Fonte: Do autor.

O deflúvio superficial direto gerado totalizou um volume de 2339654 L, que corresponde a uma precipitação efetiva de 0,656 mm.

A precipitação que causou o evento de cheia teve uma duração de 135 min, com um total de 29,4mm, conforme apresentado nas Figuras 41 e 42, em intervalos de 5 e 10 minutos, respetivamente.

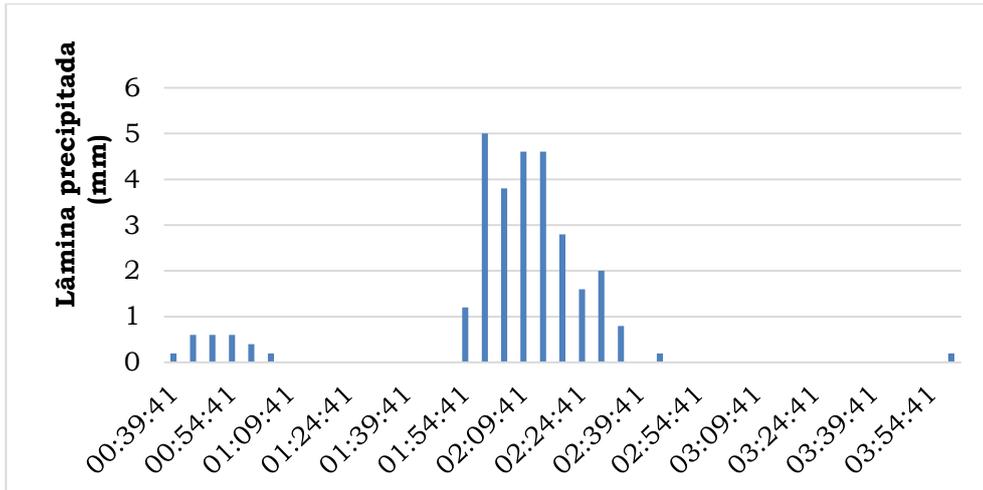


Figura 41 – Precipitação do dia 15/03/2018 em intervalo de 5 minutos, Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

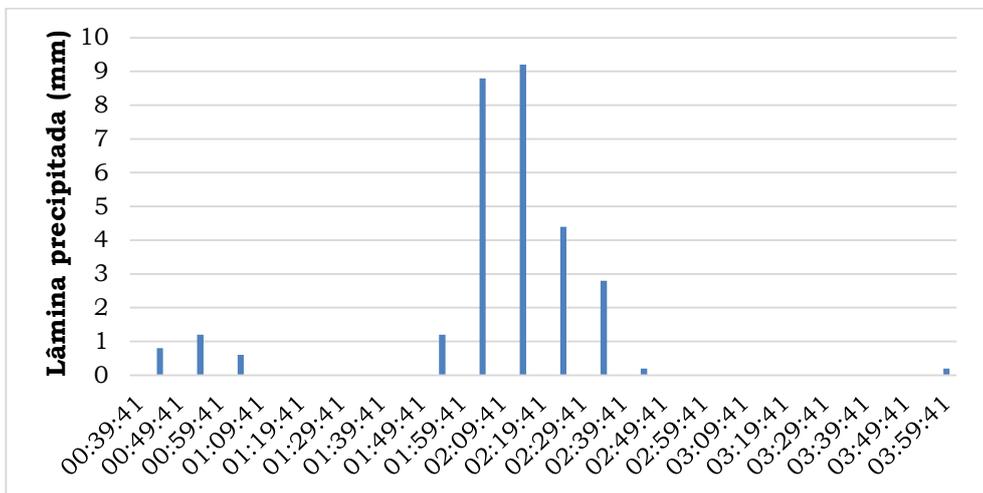


Figura 42 - Precipitação do dia 15/03/2018 em intervalo de 10 minutos, Córrego do Gigante, Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

Entretanto, em 20 minutos, no período entre 01:54:41 e 02:14:41, precipitaram 18mm (que corresponde a uma intensidade de precipitação média de 54mm.h⁻¹), sendo, portanto, este o período de interesse para analisar, conforme sintetizado na Tabela 12.

Tabela 12 - Lâminas precipitadas e respectivas intensidades médias de precipitação para intervalos de 5 e 10 minutos.

Hora	Precipitação a cada 5 min (mm)	Int. Precipitação 5 min (mm.h⁻¹)	Precipitação a cada 10 min (mm)	Int. Precipitação 10 min (mm.h⁻¹)
01:59:41	5	60		
02:04:41	3,8	45,6	8,8	52,8
02:09:41	4,6	55,2		
02:14:41	4,6	55,2	9,2	55,2

Fonte: Do autor.

A estimativa das chuvas efetivas, com base no valor do Índice ϕ , estimado para intervalos de 5 e de 10 min, cujos resultados estão sumarizados no Tabela 13, permitindo-se assim, estimar precipitações efetivas associadas a estas durações, e, por consequência gerar HU, vinculados às referidas durações (5 min e 10 min).

Tabela 13 - Síntese da análise da precipitação com valores para Índice Φ e das precipitações efetivas.

Tempo (min)	D_{lâmina} (mm)	Índice Φ	P_{efet 1} (mm)	P_{efet 2} (mm)	P_{efet 3} (mm)	P_{efet 4} (mm)
5	0,656	54,18	0,485	0	0,085	0,085
10	0,656	52,03	0,128	0,528	-	-

Fonte: Do autor

5.3.3.1 HU Experimental gerado a partir do Hobs (0,656 mm; 20 min) com informações a cada 5 min

Observa-se pela Tabela 13, que para o intervalo de tempo de 5 min foram identificadas 4 precipitações efetivas, uma das quais é nula, pois, a intensidade de precipitação neste intervalo (45,6mm.h⁻¹) foi inferior ao índice ϕ (54,18mm.h⁻¹). Já para o intervalo de 10min foram identificadas 2 precipitações efetivas.

A partir do H_{obs} (0,656mm; 20min) com vazão média a cada 5min, e com as 4 precipitações efetivas (P_{efet 1} =0,485mm; P_{efet 2} =0mm; P_{efet 3} = P_{efet 4} =

0,085mm), aplicou-se o processo de solução matricial para estimar o HU(1mm;5min), cujo resultado está apresentado no Figura 43.

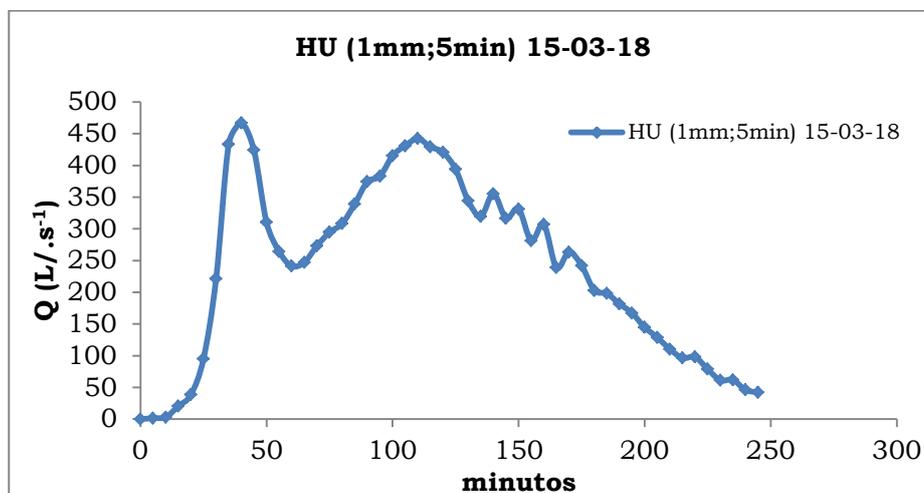


Figura 43 - Hidrograma unitário (1mm, 5 min) evento 15/03/2018.
Fonte: Do autor.

A estimativa do HU com precipitações a cada 5min, permitiu detalhar o comportamento da BHCG em termos de resposta à precipitação. Como foram identificadas 4 parcelas de precipitação efetiva, e, sendo uma delas nula, fica evidente o seu efeito, pois a vazão da hidrógrafa observada, apresenta um decaimento, para reiniciar, a posterior, o processo de ascensão. Isto evidencia de forma clara que o tempo de resposta da bacia é pequeno, como é de se esperar pelo porte de sua área superficial.

A análise do primeiro pico de vazão do HU (1mm;5min), fornece um valor de 467 L.s⁻¹, e um tempo de 40 min para ocorrer. O primeiro pico de vazão é maior do que o segundo, refletindo assim, o efeito da magnitude da primeira parcela da precipitação efetiva (0,485mm), que dentre elas, é a de maior valor.

A continuidade da análise da hidrógrafa unitária, mostra uma recessão e posterior ascensão, a qual se inicia aos 60 min, atingindo o pico aos 110 minutos, necessitando, pois, 50 minutos neste processo, sendo o valor de pico da ordem de 442,15 L.s⁻¹. Quanto ao tempo para atingir a vazão de pico, observa-se um aumento de 10 min, em relação ao tempo de ascensão do primeiro pico de vazão, que se explica pelo fato de ser resultante de 2 eventos que estão defasados de 5 min cada, mais que se sobrepõem.

O efeito da sobreposição dos eventos fica mais evidente ao se analisar o processo de aplicação do HU, neste caso, para gerar a hidrógrafa que resulta quando se considera, as 4 precipitações que foram utilizadas na estimativa do referido HU, ou seja, a hidrógrafa estimada, que deve ser confrontada com a observada, como critério de verificação da representatividade do mesmo.

A partir do HU (1mm;5min) e das precipitações efetivas, foram geradas 3 hidrógrafas, H1(0,485mm; 5min); H3(0,085mm; 5min) e H4(0,085mm; 5min), nota-se a ausência da H2 (0 mm; 5min), por conta da mesma ser nula, não existir. Gerou-se também $H_{Est}(0,656mm;20min)$ resultante da integração de H1, H2, H3 e H4, sendo os resultados conforme Figura 44.

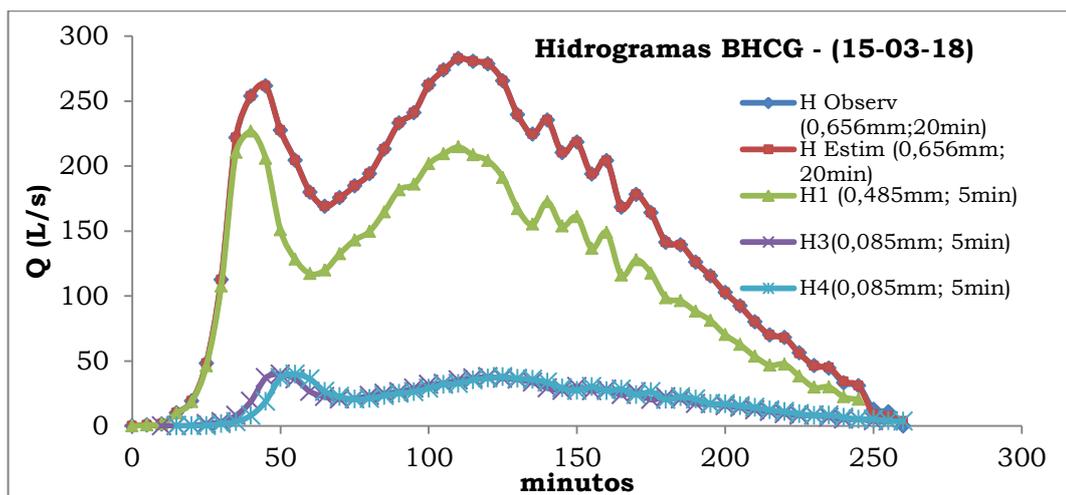


Figura 44 - Hidrogramas Observado e Estimados a partir do HU(1mm;5min) para o dia 15-03-2018 na BHCG.

Fonte: Do autor.

Conforme se observa os hidrogramas $H_{Obs}(0,656mm;20min)$ e $H_{Est}(0,656mm;20min)$ são muito semelhantes, o que se comprova pelo valor do coeficiente de Nash-Sutcliff ($C_{NS} = 0,999$).

Na Figura 44 é possível se avaliar com detalhes o processo de aplicação do HU. Novamente fica evidente a questão do tempo de resposta da BHCG, que para H1 apresenta um tempo de pico de 40 min, como no HU, e uma vazão de pico de $226,64 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$, fruto da ocorrência da primeira parcela de precipitação efetiva ($0,485 = 226,64/467$), cujo valor expressa a

proporcionalidade entre P_{efet}/P_U . Os Hidrogramas H3 e H4, são idênticos, estando apenas defasados entre si, em 5min.

Outra evidência bem clara na Figura é o efeito da sobreposição das hidrógrafas H1;H2; H3 e H4 para resultar a $H_{\text{Est}}(0,656\text{mm}; 20\text{min})$.

5.3.3.2 HU Experimental gerado a partir do Hobs (0,656 mm; 20 min) com informações a cada 10 min

Para facilitar o processo de sobreposição dos hidrogramas, analisou-se as precipitações no mesmo intervalo em que se dispõe informações de vazão, ou seja, 10min.

Assim sendo, para as chuvas totalizadas a cada 10min, foram identificadas duas precipitações efetivas ($P_{\text{efet}1} = 0,128\text{mm}$, e $P_{\text{efet}2} = 0,528\text{mm}$) conforme Tabela 13.

A partir do $H_{\text{Obs}}(0,656\text{mm};20\text{min})$ com vazão média a cada 10min, e com as duas precipitações efetivas, aplicou-se o processo de solução matricial para estimar o $HU(1\text{mm};10\text{min})$, cujo resultado está apresentado no Figura 45.

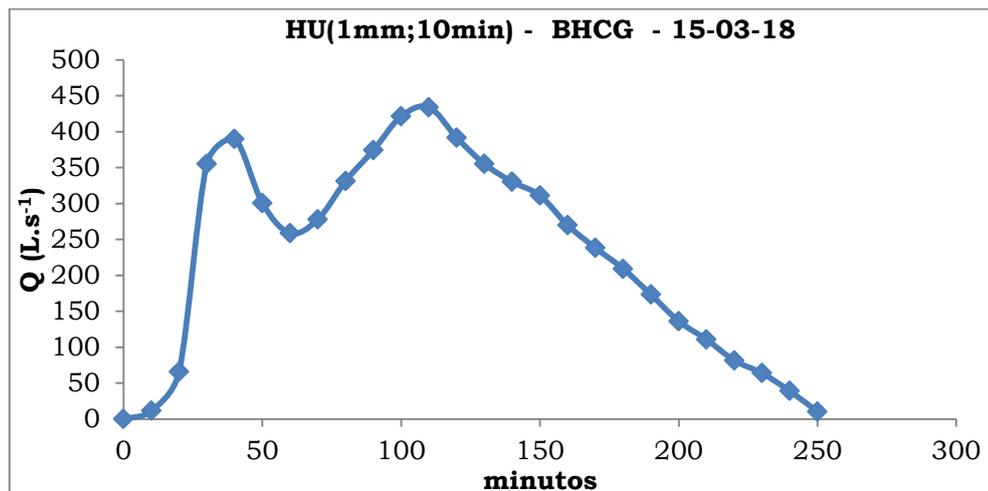


Figura 45 - Hidrograma Unitário (1mm;10min) com informações a cada 10 minutos, para BHCG – 15-03-2018.

Fonte: Do autor.

Observa-se também para o HU(1mm;10min) a presença de 2 picos de vazão, o que pode ser questionado, pois, aparentemente ocorreram duas precipitações efetivas, e, consecutivas de 10 minutos cada. Porém, na realidade para a P_{efet1} a precipitação só foi efetiva nos primeiros 5 min, a imposição de analisar a cada 10 minutos é que acarretou a identificação da precipitação como de intensidade uniforme nos 10 minutos, tanto é, que a intensidade média resultante reduz de 60mm.h^{-1} para $52,8\text{mm.h}^{-1}$ e reduziu por consequência a efetividade da precipitação (P_{efet1}) que neste caso se reduz a apenas $0,128\text{mm}$. Como consequência, contrariamente ao obtido para HU(1mm;5min), o primeiro pico de vazão, é menor do que o segundo pico de vazão, o qual foi influenciado sobretudo pela P_{efet2} ($0,528\text{mm}$).

A partir do HU(1mm;10min), estimou-se as hidrógrafas H1 ($0,128\text{mm};10\text{min}$), H2($0,528\text{mm};19\text{min}$) e a resultante da integração de H1 com H2, HEst($0,656\text{mm};20$), cujos resultados estão na Figura 46.

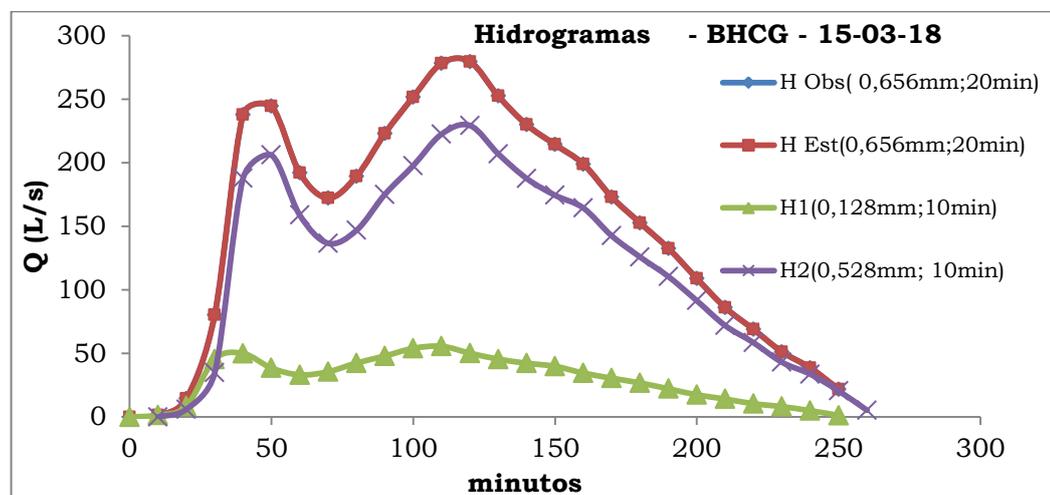


Figura 46 -Hidrogramas observado e estimados a partir do HU(1mm;10min) para o dia 15-03-2018 na BHCg.

Fonte: Do autor.

A análise dos resultados, novamente evidencia e ratifica, a questão do tempo de resposta da BHCg, que para H1 apresenta um tempo de pico de 40 min, como no HU, e uma vazão de pico de $49,55\text{ L.s}^{-1}$, fruto da ocorrência da primeira parcela de precipitação efetiva ($0,128 = 49,99/390$), cujo valor expressa a proporcionalidade entre P_{efet}/P_U . O Hidrograma H2 apresenta um

tempo de pico de 50 min, consequência da defasagem de 10min em relação à H1, uma vazão de pico de $206 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$, fruto da ocorrência da segunda parcela de precipitação efetiva ($0,528 = 206/390$). A sobreposição de H1 sobre H2 resultou no $H_{\text{Est}}(0,656\text{mm};20\text{min})$ cuja confrontação com o $H_{\text{Obs}}(0,656\text{mm};20 \text{ min})$ sinaliza um excelente ajuste, comprovado pelo valor do coeficiente de Nash-Sutcliff ($C_{\text{NS}} = 0,9998$).

Os resultados obtidos com as duas alternativas de tempo de referência das vazões, permitem, que se destaquem algumas observações acerca do comportamento da bacia e do efeito do detalhamento das informações.

Nas duas alternativas utilizadas ficou evidente o tempo de resposta da BHCG em termos da vazão de pico, caracterizado como sendo 40minutos em ambas. Este aspecto também ficou evidente, sobretudo na escala de 5min, pelo fato de ter ocorrido um evento nulo de P_{efet} , resultando num processo de recessão da vazão, e a existência de 2 picos de vazão.

O efeito da escala de tempo de detalhamento das informações, também se evidenciou, no HU resultante, assim é que na escala de tempo de 5 min, o HU(1mm, 5min) apresentou o primeiro pico de vazão com maior valor que o segundo pico de vazão, fruto de que $P_{\text{efet}1}$ foi a maior dentre as parcelas de precipitação efetiva. Já para a escala de tempo de 10min, a $P_{\text{efet}2}$ foi maior, e, portanto, determinou maior valor para a segunda vazão de pico. Embora tenha havido este efeito de inversão na ordem das vazões de pico, os resultados obtidos pela aplicação dos HU(1mm; 5min) e HU(1mm;10min) foram consistentes, evidenciando apenas o efeito de achatamento nas vazões de pico para o segundo, pois, os valores de suas vazões representam um intervalo de tempo maior, e resultam da média de dois valores que podem apresentar mais detalhamento nas informações.

5.4 REGIME DE SEDIMENTOLÓGICO DA BHCG

5.4.1 Perdas de solo da BHCG

Na Tabela 14 apresenta-se a síntese dos resultados do monitoramento

das perdas de solo nas parcelas em diferentes combinações de uso x solo.

Tabela 14 - Síntese do monitoramento da erosão hídrica nas parcelas instaladas na BHCG, Poços de Caldas-MG.

Parcela	Uso	Solo	LP (mm)	LE (mm)	Perda de solo (t.ha.ano ⁻¹)	Perda de solo (t.ano ⁻¹)	C
1	Solo Exposto	CX	948,88	636	9,74	116,111	0,67
2	Solo Exposto	LVA	958,75	642	5,88	121,36	0,67
3	Campo/pastagem	CX	1145,27	172,6	0,16	10,15	0,15
4	Campo/pastagem	LVA	1231,15	56,84	0,14	13,08	0,05
5	Mata Nativa e reflorestamento	CX	1186,11	44,27	0,05	2,23	0,04
6	Mata Nativa e reflorestamento	LVA	1342,40	26,59	0,07	5,94	0,02

LP = Lâmina precipitada; LE = Lâmina escoada; C = Coeficiente de escoamento superficial.
Fonte: Do autor.

As parcelas 1 e 2 (solo exposto) destacam-se na quantidade de solo perdido em comparação com os outros usos, demonstrando a importância da cobertura vegetal na proteção do solo e atenuação da erosão, como também relatado por vários autores (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2012; CORREA; MORAES; LUPINACCI, 2016; GALETI, 1987; MORGAN et al, 1995; PRUSKI, 2009;). As parcelas sob o uso de campo/pastagem tiveram perdas superiores que as de mata nativa e reflorestamento, como também encontrado por Lelis e Calijuri (2010) na bacia do ribeirão São Bartolomeu, Zona da Mata de Minas Gerais.

Quando se avalia as classes de solo, nota-se que de modo geral o Cambissolo Háplico apresentou maior perda que o Latossolo Vermelho-Amarelo, reafirmando que os CX são mais susceptíveis a erosão que os LVA (SILVA et al., 2014). Houve uma exceção para as parcelas 5 e 6, onde a maior perda de solo ocorreu parcela com LVA. Este valor pode ter sido alterado devido a declividade diferente entre as parcelas, e ainda a diferença, mesmo que pequena, da área de cobertura da mata nativa entre elas. Silva et al. (2011) estimaram perda de solo em parcela experimental para floresta nativa de 0.067 t.ha.ano⁻¹ na região do Vale do Rio Doce, sob LVA, valor similar ao encontrado em ambas.

Os coeficientes de escoamento superficial também foram maiores nas

parcelas com ausência de cobertura, fator que favorece o deflúvio superficial, e, por consequência, a perda de solo. Dessa forma, fica claro a função da cobertura na redução da velocidade do escoamento superficial pelo aumento do atrito. Conforme também foi concluído por Lino (2009), onde a mata nativa apresentou o maior impacto na redução do escoamento superficial e da produção de sedimentos.

As parcelas 3 e 4 apresentaram diferenças significativas nos valores do coeficiente de escoamento superficial (C), sendo que a parcela com CX o C é 3 vezes maior que a de LVA. Os Cambissolos, são muito susceptíveis à erosão, uma vez que contêm textura franca, o que pode produzir selamento da superfície em solos expostos, reduzindo a sua capacidade de infiltração de água, gerando maior escoamento superficial (BESKOW et al., 2009). Neste caso, além das características do CX e LVA, outros fatores não mensurados podem justificar a diferença como: declividade, compactação superficial e sub-superficial, dessemelhança entre a cobertura do solo exercida pela pastagem, e até variabilidade das chuvas.

Por fim, totalizando-se as perdas dos referidos usos e ponderando-as com as áreas que ocupam na BHCG, estimou-se uma taxa de perda de solo por erosão hídrica (PSEH) igual à $0,825 \text{ ton.}(\text{ha.ano})^{-1}$. Deve-se destacar a participação expressiva no resultado, das áreas com solo descoberto, mesmo sendo muito pequena área por eles ocupadas na bacia.

Outra estimativa da PSEH para a BHCG, sendo neste caso, uma estimativa do potencial de perda de solo, foi realizada por Melo Neto et al., (2017), por simulação, com o emprego da RUSLE, que encontrou um valor de $10,40 \text{ ton.}(\text{ha.ano})^{-1}$. Os dois resultados são bem distintos, e, em parte, em função das características do modelo de simulação empregado.

Os dois valores estimados para a PSEH foram utilizados para o cálculo da Taxa de transferência de sedimentos suspensos (TTSS) da área de drenagem estudada.

5.4.2 Massa de sólidos transportado pelo Córrego do Gigante

Com as Equações 43 e 45 estabelecidas foram calculadas as CSS

(mg.L^{-1}) em função da vazão (CSS_Q) e dos registros de turbidez (CSS_{TUR}), respectivamente, em intervalos de 5 em 5 minutos e posteriormente calculado a massa de sólidos suspensos transportada MSST_{CSS} e MSST_{TUR} em (kg) no mesmo intervalo.

Para os valores registrados de turbidez, foi realizado uma análise exploratória dos dados, afim de avaliar e conhecer os dados registrados pelo turbidímetro e se necessário propor um limite para eliminar valores exorbitantes da série.

Moreira (2017) realizou uma eliminação de valores acima de 500 NTU, utilizando apenas 1/3 dos dados registrados pelo sensor em sua pesquisa. Pinheiro et al., 2013 com o objetivo de calibrar um turbidímetro por meio da ressuspensão de sedimentos, analisar a confiabilidade das estimativas da concentração de sedimentos suspensos e avaliar a dinâmica sedimentológica de uma seção do Rio Umbuzeiro, Ceará, concluíram que a concentração de sedimentos suspensos, estimada pelo turbidímetro, é confiável até a faixa de turbidez de 409 NTU, decrescendo em seguida e apresentando baixa confiabilidade para as medidas de turbidez acima de 689 NTU.

Com a análise dos dados observou-se que apenas 157 registros, ou seja, 0,16% do total são maiores que 400 NTU. Ainda, após este valor os dados não apresentavam consistência, tendo variações muito grandes de um registro para o outro em continuidade. Com base nestas constatações, calculou-se o valor da CSS_{TUR} para 400 NTU e verificou-se quantos valores seriam superiores ao referido valor, na série de CSS, estimada em função da vazão (CSS_Q), tendo sido encontrado apenas 1 valor superior ao teto definido, sinalizando, portanto, uma boa consistência da série de registros de turbidez utilizada. Assim sendo estabeleceu-se o corte de registros superiores à 400 NTU.

Na tabela 15 é possível observar a frequência dos dados registrados pelo turbidímetro, a quantidade que seria eliminada pelo valor estabelecido na série em NTU e também a CSS_{TUR} na série de CSS_Q .

Tabela 15 - Análise exploratória dos valores registrados pelo sensor de turbidez.

Série de registros de turbidez - NTU			Série de CSS_Q estimada - (mg.L⁻¹)		
Limite estabelecido - NTU	Valores Excluídos	% uso	Limite estabelecido - CSS _{TUR} (mg.L ⁻¹)	Valores Excluídos	% uso
400	157	99,84	1547,56	1	100,00
300	235	99,76	911,67	2	100,00
200	418	99,57	441,78	2	100,00
100	1263	98,71	137,89	18	99,98
50	6823	93,03	48,195	96	99,90
40	10076	89,70	35,236	131	99,87
30	13853	85,84	23,937	216	99,78
20	20997	78,54	14,298	867	99,11
10	51850	47,01	6,319	29696	69,65

Fonte: Do autor.

Nota-se ainda que apenas 1,29% dos valores são superiores a 100 NTU. Considerando o valor de 10 NTU conclui que cerca 53% dos registros são menores, quando analisados pela concentração de sólidos suspensos observa-se que cerca 30% é inferior a quantidade estimada pela CSS_Q com esse valor, demonstrando bom nível de registros pelo sensor, e indicando uma baixa quantidade de sólidos transportado pelo rio.

Com os dados estimados pelas 2 equações em intervalos de 5 minutos foi possível estimar a massa de sólidos transportada até final de setembro em diversas escalas de interesse.

Na Tabela 16 e no gráfico apresentado na Figura 47 verifica-se a variação ocorrida ao longo do período de monitoramento da lâmina mensal precipitada e escoada.

Tabela 16 - Deflúvio mensal, Lâmina precipitada mensal, Massa suspensa de sólidos transportada mensal calculadas pelas duas equações, Córrego do Gigante, Out/2017 a Set/2018- Poços de Caldas- MG.

Mês	Deflúvio (mm)	Precipitação (mm)	MSST_{CSS} (Kg)	MSST_{TUR} (Kg)
out/17	23,39	85	256,6	1202,45
nov/17	32,98	215,4	678,7	1471,73
dez/17	37,25	196,8	1840	3278,35
jan/18	50,15	333	2725	4726,22
fev/18	39,98	187,6	715,5	3349,14
mar/18	67,99	325,6	14006	20064,60
abr/18	54,78	46	1434	7092,54
mai/18	48,98	28,8	1175	1968,14
jun/18	40,66	8,2	773,8	1055,54
jul/18	35,79	10,6	614,2	849,12
ago/18	37,24	80,32	673,3	2200,48
set/18	34,03	62,28	540,9	2646,79
TOTAL	503,23	1579,6	25432,34	49905,11

Fonte: Do autor.

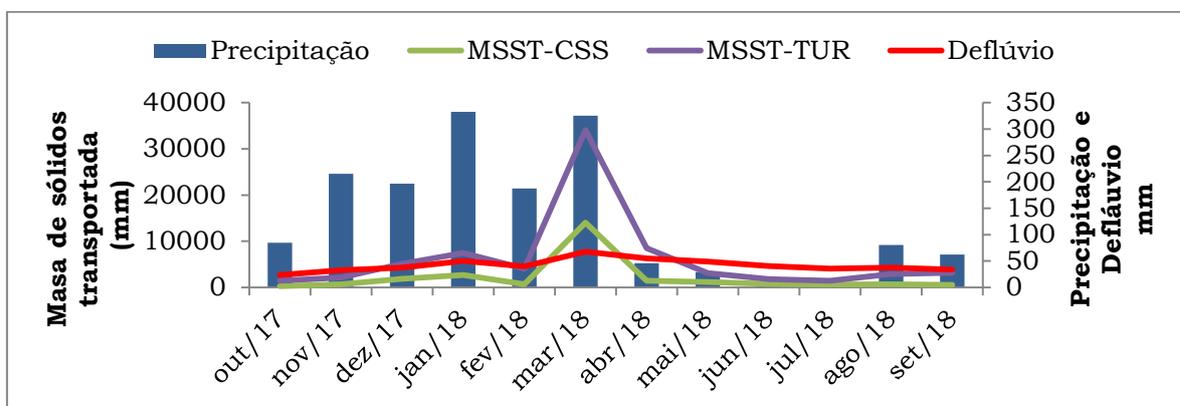


Figura 47 - Deflúvio, Massa suspensa de sólido transportada e Lâmina precipitada mensal, Out/2017 a Setembro/2018- Córrego do Gigante - Poços de Caldas- MG.

Fonte: Do autor.

A MSST manteve-se crescente desde o início do período chuvoso, tendo-se o pico no mês de maior deflúvio, a partir disso com a diminuição da precipitação a MSST também decresce, voltando a elevar-se no mês de agosto, isto por consequência de ter ocorridos chuvas relevantes no período.

O período chuvoso foi responsável por 80% da massa de sólidos transportada pela BHCg. Para massa estimada pela turbidez esta percentagem é menor que 68%.

O mês de março foi responsável pela maior massa de sólidos transportada, representando 55% da CSS_Q total, e 40% da CSS_{TUR} . O mês de janeiro (maior lâmina mensal precipitada), também apresentou grande MSST para ambas as curvas, porém um valor pelo menos 4 vezes menor. Isto pode ser explicado pela dinâmica das chuvas apresentadas nos dois meses, sendo que no mês de março ocorreram precipitações maiores e mais intensas que no primeiro mês de 2018, como o maior evento registrado de 89,8 mm ocorrido dia 10/03. Este resultado também é visto pelo deflúvio registrado, onde março também é superior aos demais.

O desempenho do sensor de turbidez pode ser avaliado, em termos qualitativos, com bons resultados, sendo possível observar na Figura 47, a variação de seus valores estimados semelhantes a variação da $MSST_{CSS}$ no decorrer dos meses.

Nota-se também que em meses de maior precipitação (janeiro e março) a diferença entre as estimativas é maior, já no período seco os valores estimados pelas duas equações são mais próximos, ou seja, a utilização dos dados registrados pelo sensor tende a superestimar os valores de concentração de sólidos e por consequência a MSST. Sendo assim, para o período de outubro/2017 a setembro/2018 a $MSST_{CSS}$ total foi de 25,43 t.ano⁻¹, e a $MSST_{TUR}$ foi de 49,91 t.ano⁻¹, que resultada respectivamente, em uma massa transportada de 0,070 t.ha.ano⁻¹ e 0,14 t.ha.ano⁻¹.

Com base na perda média de solo na bacia (PSEH) encontrado no valor de 0,825 t.ha.ano⁻¹ com o monitoramento das parcelas de solo e utilizando o valor de 10,40 ton.ha.ano⁻¹ estimado para a BHCG, por Melo Neto et al., (2017), calculou-se a taxa de transferência de sedimentos suspensos (%) com as seguintes combinações:

$$TTSS_1 = (MSST_{CSS} / PSEH); TTSS_2 = (MSST_{CSS} / PSEH_{RUSLE});$$

$$TTSS_3 = (MSST_{TUR} / PSEH); TTSS_4 = (MSST_{TUR} / PSEH_{RUSLE}).$$

A TTSS estimada para as combinações foram respectivamente, 8,65% e 0,69% para as $TTSS_1$ e $TTSS_2$, e 16,97% e 1,35% para as $TTSS_3$ e $TTSS_4$.

Os valores obtidos para $TTSS_1$ e $TTSS_3$, levando-se em conta a produção média de sedimentos medidos a campo apresentaram uma maior taxa de transferência. Moreira (2017) encontrou para a BHARA, uma taxa de

transferência de sedimentos suspensos de 2,81%. Esta variação pode ocorrer por diversos fatores, como pela variação dos fatores geomorfológicos e ambientais, no qual inclui a natureza, extensão e localização das fontes de sedimento, relevo, com as características do declive, padrão de drenagem e hidráulica dos canais, cobertura vegetal, uso do solo, textura e estrutura do solo, além do clima (WALLING, 1983). A BHCG integra a BHARA, e é de uma área 43 vezes menor. Segundo Walling (1999), quanto maior a área de drenagem de uma bacia, menor é o valor da TTSS.

Worrall et al. (2014) avaliaram em 192 bacias hidrográficas localizadas no Reino Unido, com área de drenagem variando entre 4 e 9948 km², para um período de 36 anos (1974 a 2010) a TTSS e perceberam uma relação inversa com a área, ou seja, para bacias menores, a taxa era consideravelmente maior, o que implica em uma maior deposição de sedimentos nas cabeceiras dos rios. Essa correlação negativa entre a produção de sedimentos e a área de drenagem foi interpretada em função da mudança no uso do solo, da hidrologia e de fatores climáticos.

Para as TTSS₂ e TTSS₄, a percentagem total da carga de sedimento gerada na bacia, por erosão, e que foi transportada até a seção de controle é baixa. Valores estes muito próximos aos valores médios encontrado por Beskow et al., (2009) de 0,016 e 1,62%.

Utilizando a MSST_{TUR} há uma elevação da TTSS, da mesma forma quando se utiliza os valores de perda de solo estimado por modelos como é o caso da RUSLE. De maneira geral, a BHCG apresentou uma taxa de transferência de sedimentos baixa, mesmo para a TTSS₃.

5.4.3 Análise sedimentológica dos eventos erosivos

Para a análise hidrosedimentológica levou-se em consideração, os eventos classificados como erosivos que coincidiram com os monitoramentos de campo, dessa forma, foram analisados 5 eventos representativos. Nestes eventos calculou-se parâmetros relacionado a precipitação, deflúvio e a massa de sólidos transportada, sendo possível a melhor compreensão das respostas da bacia em diferentes eventos, além de facilitar o entendimento

das interações entre os parâmetros hidrossedimentológicos, conforme Tabela 17.

Tabela 17 - Parâmetros hidrossedimentológicos calculados para os eventos erosivos.

	Símbolo	23 a 24/01/18	13 a 15/02/18	27 a 28/02/18	20/03/18 (1)	20/03/18 (2)
Pré-Evento	QA (L.s ⁻¹)	51,84	49,21	59,74	93,80	89,70
	QA ₁ (L.s ⁻¹)	52,41	50,44	71,52	93,44	101,75
	PA (mm)	4,40	15,20	49,60	62,20	80,40
	PA ₁ (mm)	3,2	15,2	47,4	19,4	27,4
	tE (min)	1130,00	2615,00	1540,00	569,00	95,00
	P _{total} (mm)	26,00	30,80	18,60	18,20	29,20
	tP (min)	64,80	189,96	169,80	75,00	60,00
	IP (mm)	26,00	30,80	18,60	18,20	28,20
	IP5 (mm)	4,20	3,80	3,60	5,20	5,60
Evento	QB (L.s ⁻¹)	98,90	120,40	80,41	132,91	417,53
	Tasc (min)	180,00	220,00	315,00	85,00	35,00
	QC (L.s ⁻¹)	56,82	49,21	59,74	93,80	229,59
	Trec (min)	950,00	2395,00	1225,00	484,00	60,00
	P _{efet} (mm)	0,35	0,63	0,23	0,18	0,11
	C	0,014	0,020	0,012	0,010	0,004
	CSS _{max} (mg.L ⁻¹)	10,32	10,32	8,25	14,33	56,89
	MTSS _{CSS} (Kg.ha ⁻¹)	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12
	MTSS _{TUR} (Kg.ha ⁻¹)	0,14	0,14	0,12	0,10	0,19

Fonte: Do autor.

Dentre os eventos analisados, o ocorrido no dia 20 de março destaca-se nos valores de vazões iniciais maiores que os demais eventos. Isto, em decorrência da lâmina precipitada nos 5 dias anteriores ao evento, superior as outras datas.

A umidade antecedente do solo aumenta a velocidade da resposta da bacia para gerar picos de cheia, podendo observar os tempos de ascensão

menores que os eventos com umidade antecedente menor. Se comparar os dois eventos ocorridos no dia 20 de março fica ainda mais claro a influência da umidade do solo na velocidade de gerar picos de cheia.

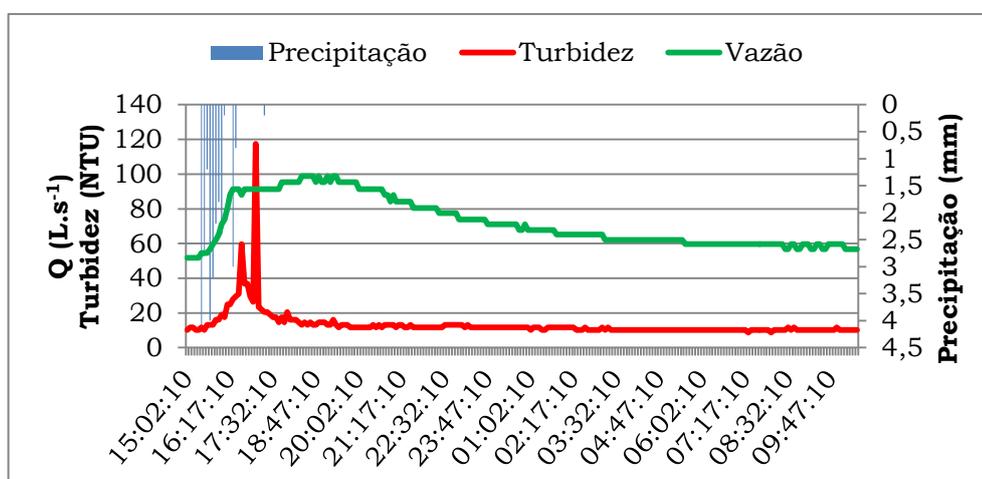
Da mesma forma, os dois eventos do mês de março apresentaram maior intensidade de precipitação em 5 minutos, e também maior concentração de sólidos para o mesmo intervalo.

A segunda precipitação ocorrida no dia 20/03 destaca-se em todos os fatores (umidade antecedente, menor tempo de ascensão, maior CSS e intensidade de precipitação em 5 minutos).

O evento do dia 27/02/18 apresentou o mesmo valor para a $MTSS_{CSS}$ dos eventos de 20/03. Para essa data, destaca a precipitação ocorrida nos 3 dias anteriores ao evento.

As massas de sólidos suspensa transportadas calculadas pelos registros do sensor de turbidez tendem a ser superestimadas. Dos eventos estudados, em dois deles, a $MTSS_{TUR}$ foi 27% maior que a $MTSS_{CSS}$, que no dia de maior intensidade teve um aumento de 58%, o que torna necessário maior atenção para o uso quantitativo dos dados registrado sob essa condição. A mesma massa foi encontrada em um evento e subestimada para o outro.

Nas Figuras 48 a 52 são apresentados de forma gráfica os valores registrados de turbidez, precipitação e o fluviograma do Córrego do Gigante durante cada evento.



Fonte: Do autor.

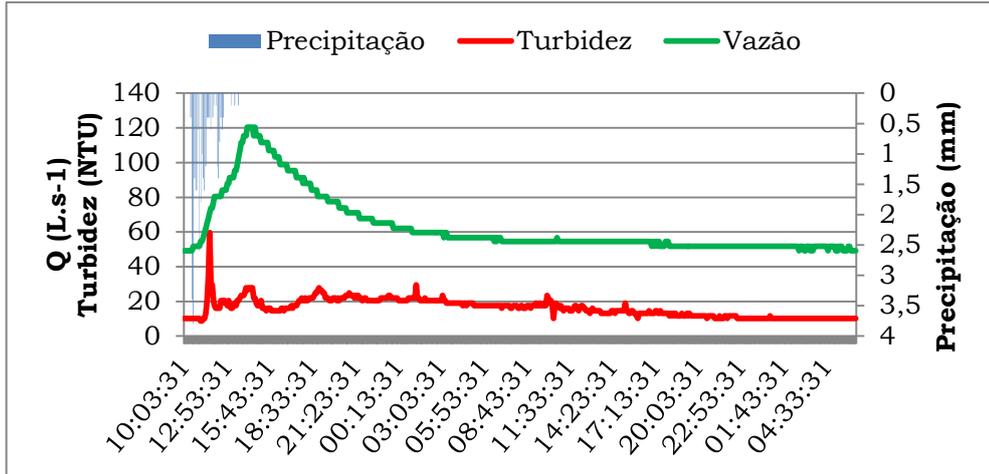


Figura 49 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do evento com início no dia 13 e término dia 15/02/18.

Fonte: Do autor.

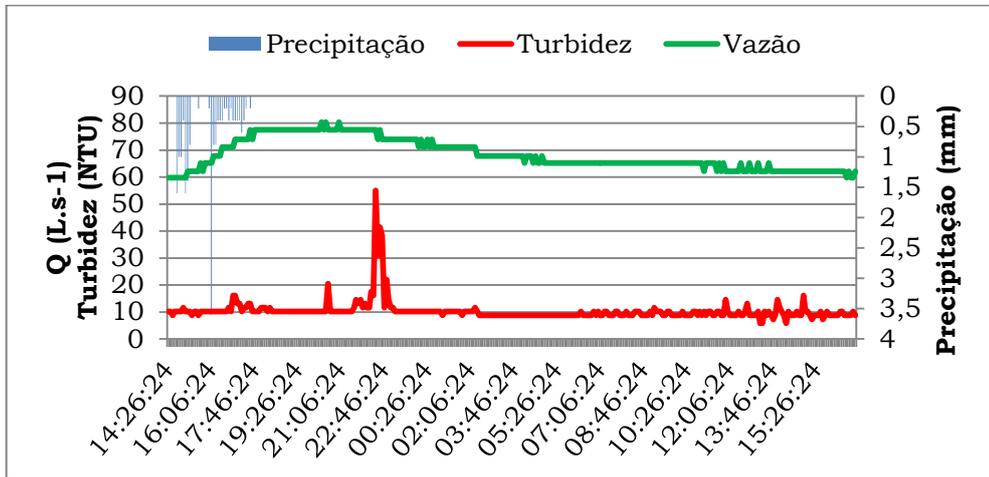


Figura 50 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do evento com início no dia 27 e término dia 28/02/18.

Fonte: Do autor.

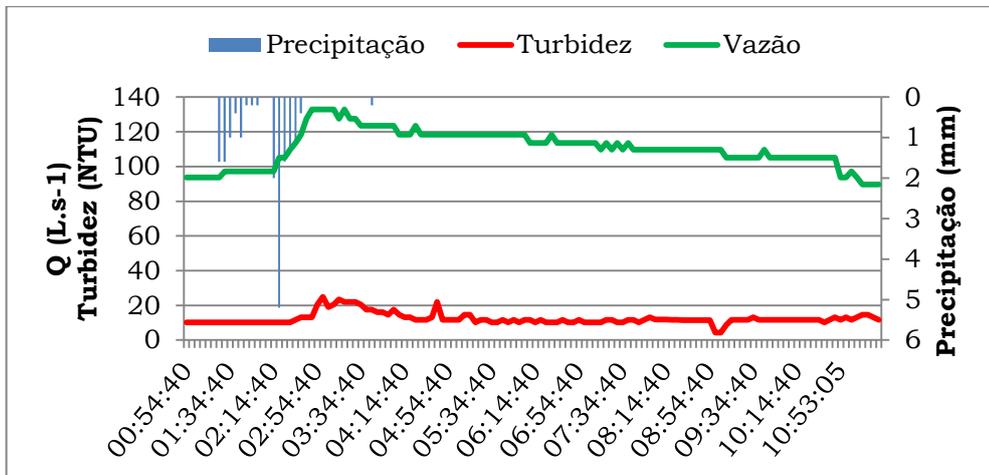


Figura 51 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do primeiro evento do dia 20/03/18.

Fonte: Do autor.

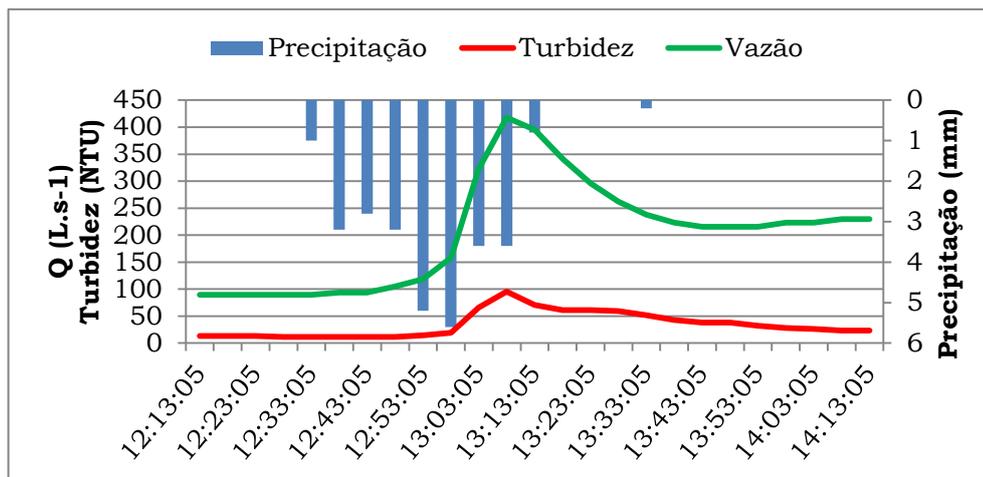


Figura 52 - Fluviograma, sedimentograma e pluviograma do segundo evento do dia 20/03/18.

Fonte: Do autor.

Em termos qualitativos o sensor de turbidez apresentou bom desempenho, com a elevação de seus valores com a intensificação das chuvas e do aumento da vazão do córrego. Esse comportamento foi observado em todos os eventos estudados durante o período.

Com os valores de perda média de solo estimado pelo monitoramento nas parcelas durante as campanhas de campo na mesma data dos eventos erosivos, calculou-se a taxa de transferência de sedimento com a $MTSS_{CSS}$ ($TTSS_{CSS}$) e com $MTSS_{TUR}$ ($TTSS_{TUR}$) para cada um dos eventos, conforme apresentado na Tabela 18.

Tabela 18 - Taxa de transferência de sedimentos suspensos nos eventos erosivos, calculadas para a MSST estimada pela amostragem direta no rio e indireta via sensor de turbidez. Córrego do Gigante. Poços de Caldas-MG.

	23 a 24/01/18	13 a 15/02/18	27 a 28/02/18	20/03/18 (1)	20/03/18 (2)
TTSS_{CSS}	5,45%	0,30%	0,46%	0,19%	0,19%
TTSS_{TUR}	6,93%	0,38%	0,46%	0,16%	0,30%

Fonte: Do autor.

O evento do dia 23/01/2018 apresentou maior taxa para ambas as MSST. O uso da $MTSS_{TUR}$ também superestima a $TTSS$, entretanto, todos os valores encontrados representaram uma baixa $TTSS$ da área de drenagem.

Em escala de eventos o turbidímetro apresentou bom desempenho, podendo ser utilizado para estimar a concentração e o transporte de sedimentos, desde que seja realizada a manutenção e limpeza do equipamento frequentemente, e a série de registros seja previamente analisada e se necessário feito às devidas correções, a fim de eliminar valores elevados e sem consistência.

A baixa MSST e TTSS pelo Córrego do Gigante, tanto em eventos erosivos como durante todo o período estudado, pode ser resultado de muitos fatores como declividade, solo, uso e ocupação das terras da bacia e precipitação ocorrida durante o período estudado. Santos; Sparovek (2011) mostraram a mata ciliar previne ou minimiza a movimentação de sedimentos e compostos gerados durante o processo erosivo, diminuindo a contaminação dos mananciais.

O uso dentro da APP do Córrego do Gigante com potencial de impacto negativo sobre o ciclo hidrossedimentológico é o cultivo anual, que fica por alguns meses em condição de solo exposto, e ainda devido o sistema de plantio adotado ser o convencional, a área é frequentemente revolvida acarretando aumento da produção de sedimentos, principalmente nos meses de setembro a novembro, início do período chuvoso e início do plantio. Além disso, por estar próximo ao córrego facilita o transporte de sedimentos para dentro do leito do rio estudado.

As áreas de campo/pastagem que se encontram dentro da BHCG e principalmente dentro da APP do córrego é uma pastagem natural, não utilizada para fins econômicos, como criação extensiva de bovino, dessa forma, a vegetação herbácea ali existente, não sofre alguns efeitos danosos como compactação proveniente de pisoteio dos animais e perda de área foliar pelo pastoreio. Assim, o desenvolvimento das plantas é rápido e promove uma cobertura densa no solo, protegendo-o dos impactos das gotas de chuvas, o que diminui a quantidade de solo erodido e transportado para a rede de drenagem.

Além disso, essa pastagem pelas condições que se encontra, consegue reter grande parte dos sedimentos que são produzidos em áreas próximas com outros usos de solo da bacia, como de solo exposto provenientes da

mineração, e as de plantio anual que são os usos com maior potencial erosivo dentro da área de drenagem estudada. Esse efeito faz com que a massa de sedimentos que chega e é depositado dentro da calha do rio é baixa. Dessa forma, quando se avalia a ocupação e o uso das terras da área de drenagem estudada, e, principalmente, dentro da faixa de 30 metros do córrego observa-se que em relação a retenção de sedimentos, a mata nativa e a pastagem exercem papéis fundamentais neste sentido.

Na Figura 53 é demonstrado a área de APP do Córrego do Gigante com a indicação das condições dos usos dentro da faixa de 30 metros.

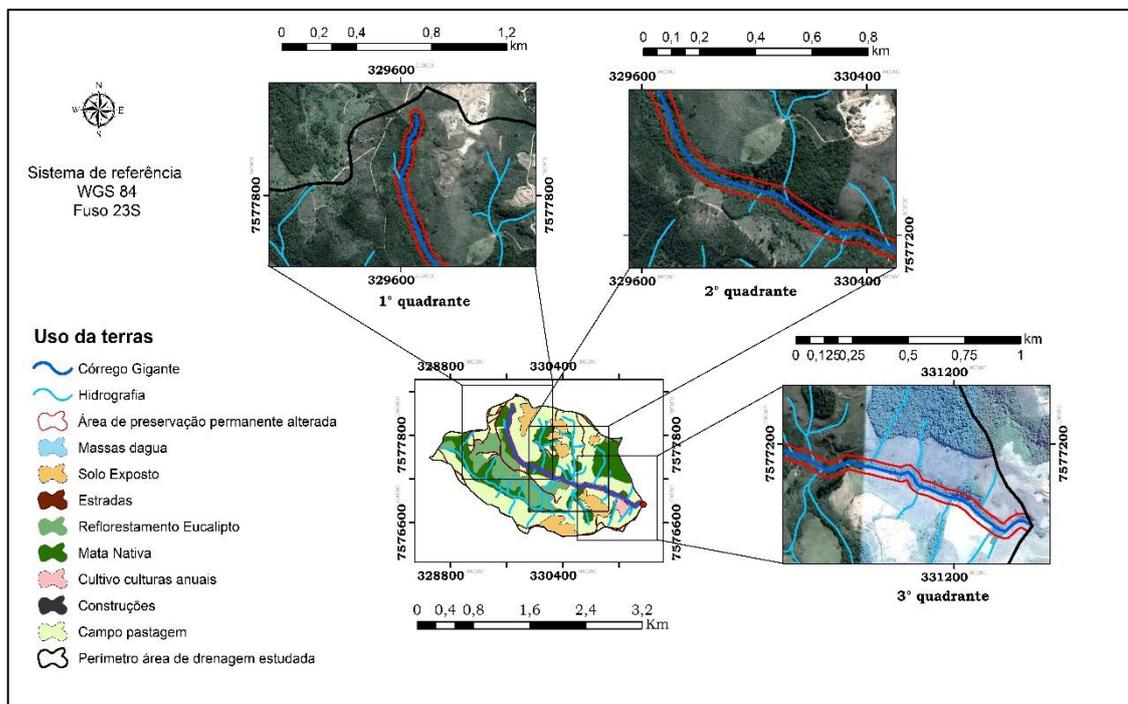


Figura 53 – Detalhamento do uso e ocupação da APP do Córrego do Gigante, BHCg - Poços de Caldas-MG.

Fonte: Do autor.

A APP apresentada no 1º quadrante é a melhor preservada em comparação com os outros dois. Além disso, é o quadrante com menos áreas com declividades superiores a 45°, que também são consideradas APP de acordo com o Art. 4º, inciso V da lei 12651/12 (BRASIL, 2012). Outro ponto positivo em termos ambientais, é que a área alterada dentro da faixa de 30 metros já está em processo de recuperação, sendo encontrado além das gramíneas bem formada, indivíduos regenerantes arbustivos, representando bem as características de campo da região. Esta vegetação mais densa pode

ser notada também pela imagem de satélite da figura 53.

No 2º quadrante é encontrado a maior porção de declividades a cima de 45°, porém já encontra-se preservada com mata nativa. Dentro da faixa de APP, a parte alterada está ocupada por pastagem sem utilização como o restante da área. Nesta porção, diferentemente do 1º quadrante, são encontradas apenas gramíneas bem desenvolvidas, que promovem um efeito de filtro dos sedimentos provenientes de outras áreas de maior impacto, como solo exposto da mineração e estradas, porém em menor grau quando se compara com as do quadrante anterior.

No 3º quadrante parte da APP alterada está ocupada por pastagem em grande estágio de desenvolvimento e apresenta algumas vegetações arbustivas de características de campo. Encontra-se em menor regeneração em comparação com a APP do 1º quadrante mas em grau superior ao do 2º quadrante. Um ponto importante é que 0,07 ha de APP está sendo ocupada por cultivo de culturas anuais em sistema convencional de plantio, é um uso que facilita a perda de solo via erosão, além disso, a jusante do plantio está também alterada. Pelas características do campo/pastagem, juntamente com a pequena faixa preservada neste quadrante também é realizada um importante papel de filtro dos sedimentos gerados no solo exposto da mineração, na área de plantio e nas estradas não pavimentadas.

A retenção dos sedimentos fica ainda mais claro com os resultados apresentados pela comparação entre as batimetrias realizadas na seção de controle. Na Figura 54 é apresentado o levantamento altimétrico da seção de controle realizado no início do período de monitoramento.

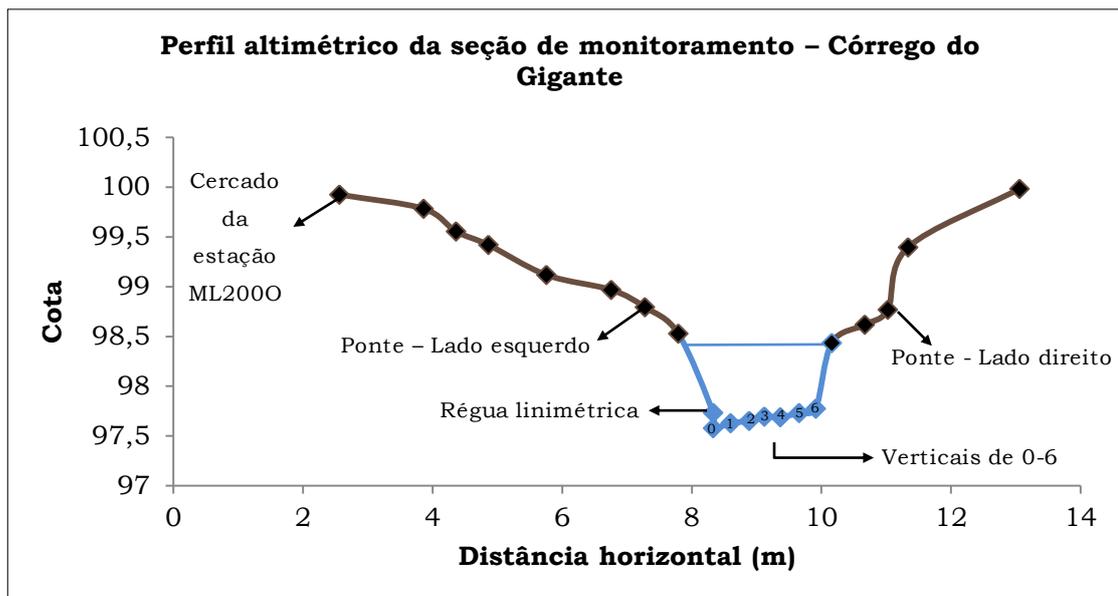


Figura 54 - Perfil altimétrico da seção de monitoramento - Córrego do Gigante.
Fonte: Do autor.

Foram realizadas durante o período chuvoso batimetrias auxiliares, porém, não se detectou mudanças significativas no perfil da seção, sinalizando estabilidade durante o período de estudo, garantida pela presença de leito rochoso e margens estáveis. Outro aspecto favorável, relaciona-se com as características da bacia, como topografia e uso do solo, principalmente próximo ao ponto de monitoramento onde encontra-se uma pastagem muito desenvolvida e também sem uso econômico como criação de animais. Ainda, o rio estudado possui trechos com leito rochosos, isto é totalmente passível de ocorrer mesmo em canais com declividade relativa baixa (HOWARD, 1998 p.308; MILLER, 1991), como é o caso do Córrego do Gigante. O ponto do qual se encontra a seção de monitoramento é um desses trechos, que sofre erosão fluvial mais lenta que em um trecho aluvial, ou seja, essa característica faz com que não há em um pequeno prazo de tempo, como o período estudado, alteração na profundidade do canal o que modificaria a seção. Além disso, as margens da seção são bem definidas e vegetadas, evitando erosão e deposição de material no leito.

Essa característica apresentada pela seção de monitoramento aumenta a confiabilidade da curva-chave gerada, e conseqüentemente as vazões estimadas, pois um dos principais pontos a ser considerado é a instabilidade da seção, se ela modificasse durante o período chuvoso, a

curva-chave teria de ser alterada.

Pela a análise da APP do Córrego do Gigante, levando em consideração a declividade das áreas e as características do uso e ocupação da bacia e da faixa de 30 metros, juntamente com a estabilidade da seção pode-se avaliar que a BHCG tende a apresentar baixa quantidade de solo transportado que chega até a seção de controle. Isto por efeito da retenção de sedimentos exercida pela vegetação ripária, pela cobertura vegetal encontrada nas áreas de maior declive dentro da bacia e também pela presença de pequenos barramentos que servem como depósito de sedimentos ao longo do ano.

6 CONCLUSÕES

As características da BHCG sinalizam uma sub-bacia hidrográfica com respostas rápidas às precipitações, com a presença de áreas relevantes no tocante à erosão hídrica dos solos, como as mineradas que expõem o solo, e a ocorrência de Cambissolos que são mais vulneráveis a erosão.

As características dos usos das terras da bacia, principalmente da pastagem (natural/plantada) não explorada para pastoreio, a expressiva presença de mata nativa e reflorestamento, constituem-se em fatores positivos em termos ambientais;

O monitoramento promovido, seja em relação ao número de parâmetros monitorados, como, em relação à escala de tempo, propiciaram uma base de dados bem robusta, sustentando a sua análise e discussão dos resultados com fundamentação consistente.

O regime pluvial evidenciou um elevado grau de concentração das chuvas no período chuvoso (85%), bem como, apenas 2 meses (janeiro e março) que contribuíram com 49%. O mês de março concorreu com os eventos mais extremos de precipitação tendo participação preponderante também nos eventos erosivos. Quase 50% da precipitação ocorrida, se enquadrou como erosiva, sendo que o número de eventos erosivos e a erosividade estimada caracterizam o regime como de elevado grau erosividade e com alto grau de concentração em poucos eventos. O período chuvoso concentrou 97 % do EI_{30} anual na BHCG, sendo que, o mês de março contribuiu com 42%, seguido do mês de janeiro, que participa com 20% da EI_{30} total

De modo geral, os indicadores hidrológicos estimados para a BHCG apontam para um regime de escoamento superficial regularizado, com valores de vazão mínima elevada, fruto de um eficiente processo de recarga do aquífero superficial, tendo como fatores determinantes, a boa capacidade de infiltração de água no solo, a contribuição positiva da cobertura de mata (nativa ou plantada) e também as características de uso da pastagem e tipo de solo predominante. Como bacia de cabeceira apresentou uma grande amplitude entre os valores extremos de vazão.

Em termos de perdas de solo, as maiores taxas ocorreram nos solos expostos, e nas áreas de pastagem, as perdas de solo foram superiores do que na mata nativa e reflorestamento. O Cambissolo foi mais vulnerável à erosão do que o Latossolo.

A MSST pelo Córrego do Gigante foi baixa. O período chuvoso foi responsável por 80% da massa de sólidos transportada pela BHCG. Para massa estimada pela turbidez esta percentagem é menor de 68%.

O uso dos dados do sensor ótico de turbidez, apresentou uma boa performance na análise dos eventos isolados, no entanto, no período integral estudado, superestimou a MSST, sendo que em eventos de maior lâmina, a elevação da estimativa em comparação com a MSST_{CSS} foi maior. Utilizando a MSST_{TUR} há uma elevação da TTSS, da mesma forma quando se utiliza os valores de perda de solo estimado por modelos como é o caso da RUSLE. De maneira geral, a BHCG apresentou uma taxa de transferência de sedimentos baixa.

O sensor de turbidez em termos qualitativos apresentou bom desempenho, com a elevação de seus valores com a intensificação das chuvas e do aumento da vazão do córrego. Para estimativa indireta da CSS e MSST, recomenda-se a análise da série de registros e se necessário, realizar às devidas correções, a fim de eliminar valores elevados e sem consistência.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, M. R. F. **Análise da descarga sólida em suspensão na Bacia do Córrego Riacho Fundo (DF)**. 2015. 87f. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas) - Universidade de Brasília, Brasília, 2015.
- ALENCAR, D. B. S.; SILVA, C. L.; OLIVEIRA, C. A. S. Influência da precipitação no escoamento superficial em uma microbacia hidrográfica do Distrito Federal. **Eng. Agríc.**, Jaboticabal, v. 26. 103-112 p. 2006. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/%0D/eagri/v26n1/30101.pdf>>. Acesso em: 02 jan. 2019.
- ALVES, A. A. M. ; PEREIRA, J. M. S. - **Impactes ambientais e sócio-económicos do eucaliptal em Portugal**. Departamento de Engenharia Florestal do Instituto Superior de Agronomia, Lisboa (Portugal), 1990.
- ANA - Agência Nacional de Águas. **Apoio à gestão de recursos hídricos. ANA - Agência Nacional de Águas**, 2014. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/institucional/SobreaAna/gestaoderecursoshidricos.aspx>>. Acesso em: 10 mar. 2018.
- ANTONIAZZI, L.B. **Oferta de serviços ambientais na agricultura**. 2008. 91f. Dissertação (Mestrado em Agricultura) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- APHA. **Standard methods for the examination of water and wastewater**. 20th Edition, American Public Health Association, American Water Works Association and Water Environmental Federation, Washington DC, 1998.
- AQUINO, R. et al. Spatial variability of the rainfall erosivity in southern region of Minas Gerais state, Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras-MG. v. 36, p. 533-542. 2012.
- ARROIO JUNIOR, P. P. **Avaliação da produção e transporte de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio Itaqueri, municípios de Itirapina e Brotas – SP**. 2013. 134 f. Dissertação (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental) – Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.
- BARNES, H. H. Jr. **Roughness characteristics of natural channels**. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, Water Supply Paper, n.1849. 213f. 1967.
- BARROS, C. A. P. **Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem**. 2012. 179 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.
- BARTELS, G. K. **Monitoramento hidrossedimentológico numa Bacia Hidrográfica do Escudo Sul-Rio-Grandense**. 2015. 87 f. Dissertação

(Mestrado em Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2015.

BEASLEY, R. P. **Erosion and sediment pollution control**. The Iowa State University Press. 1 ed. [S.I].1972.

BELLINASSO, T. B.; PAIVA, J. B. D. Avaliação da produção de sedimentos em eventos chuvosos em uma pequena bacia hidrográfica semi-urbana de encosta. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 12, n. 4, p.169-181, dez. 2007. Disponível em: <https://abrh.s3.sa-east-1.amazonaws.com/Sumarios/17/2287db2c92588abbbd41c518025e3fec_29f18ccb876737648c767e44d37f6a7b.pdf>. Acesso em: 19 dez. 2018.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 8. ed. São Paulo: Ícone Editora, 2012.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F.L. **Conservação do Solo**. 5. ed. São Paulo: Ícone. 2005.

BESKOW, S. et al. Soil erosion prediction in the Grande river basin, Brazil using distributed modeling. **Catena**, v. 79, n. 1, p. 49-59, 2009.

BESTLEILOES, **Equipamentos pesquisa e monitoramento hidrologia** Disponível em: <<https://www.bestleiloes.com.br/lotas/visualizar/766>>. Acesso em 02 jun. 2018.

BICALHO, C. C. **Estudo do transporte de sedimentos em suspensão na bacia do rio Descoberto**. 2006. 123f. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos), Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, 2006.

BRASIL. **Código Florestal Brasileiro**. 2012. Disponível em: <http://www.jusbrasil.com.br/legislacao/1032082/lei-12651-12> Acesso: 20 jan. 2019.

BRASINGTON, J.; RICHARDS, K. Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. **Hydrological Processes**, p. 1448-1463, 2000.

BRITO, L.F. **Erosão hídrica de latossolo vermelho distrófico típico em áreas de pós-plantio de eucalipto na região de Guanhães (MG)**. 2004. 78f. Dissertação (Mestrado em ciências do solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.

BUTZER, K. W. Book reviews: Chorley, R.J., Schumm, S.A. and Sugden, D.E. 1984: Geomorphology. London: Methuen. xviii + 605 pp. 17.95. **Progress in Physical Geography**, v. 10, n. 2, p. 292-293, 1984.

CARDOSO, A. T. **Estudo hidrossedimentológico em três bacias embutidas no município de Rio Negrinho - SC**. 2013. 101 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2013.

CARVALHO, F. H. **Uso do modelo SWAT na estimativa da vazão e da produção de sedimentos em bacia agrícola do Cerrado brasileiro**. 2014. 154f. Dissertação (Mestrado em agronomia) - Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

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

CARVALHO, N.O. **Hidrossedimentologia - prática**. 2. ed. rev. atual. e ampliada. Rio de Janeiro: Editora Interciências, 2008.

CARVALHO, N.O.; FILIZOLA JÚNIOR, N.P.; SANTOS, P.M.C.; LIMA, J.E.F.W. **Guia de práticas sedimentométricas**. Brasília: ANEEL. 154p. 2000.

CHAGAS, D. S. **Relação entre concentração de sólidos suspensos e turbidez da água medida com sensor de retroespalhamento óptico**. 2015. 78 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas, 2015.

CHECCHIA, T. Influência da zona ripária sobre os recursos hídricos: Aspectos quantitativos e qualitativos: Zonas Ripárias. In: Seminário de Hidrologia Florestal, 1., 2003, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, 2003.

CHOW V. T; MAIDMENT DR; MAYS LW. **Applied Hydrology**. 1ª ed. New York, McGraw Hill, 1988.

CHRISTOFOLETTI, A. A unidade morfoestrutural do planalto de Poços de Caldas. **Notícias Geomorfológicas**, v. 13, n. 26, p. 77-85, 1973.

CHRISTOFOLETTI, A. Aplicabilidade do Conhecimento Geomorfológico nos Projetos de Planejamento. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. 8ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1981.

CORRÊA, E.; MORAES, I.; PINTO, S.; LUPINACCI, C. Perdas de Solo, Razão de Perdas de Solo e Fator Cobertura e Manejo da Cultura de Cana-de-Açúcar: Primeira Aproximação. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 32, p. 72-87, 27 dez. 2016.

COUTO JÚNIOR, A. **Erosão hídrica e transporte de sedimentos na Bacia do Ribeirão Cachoeirinha, Rio Claro (SP)**. 2016. 81f. Dissertação (Mestrado em Geociência e Meio Ambiente) - Universidade Estadual Paulista “Julio De Mesquita Filho”. Rio Claro, 2016.

D’ÁVILA, W. P. S. **Avaliação da produção de sedimentos em estradas não pavimentadas com diferentes níveis de uso**. 2013. 106 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2013.

DALBIANCO, L. et al. Eficiência na estimativa da concentração de sedimentos em suspensão por diferentes estratégias amostrais na calibração de turbidímetros. In: Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, 10, Porto Alegre, RS: ABRH, 2012. **Anais...** Porto Alegre, 2012.

DE BOER DH, CAMPBELL IA. Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin. **Catena** 16: 277–290, 1989.

DE MARIA, I.C. **Cálculo da erosividade da chuva**. In: MANUAL de programas de processamento de dados de campo e de laboratório para fins de experimentação em conservação do solo. Campinas: IAC/SCS, 1994. n.p

DESCROIX, L.; NOUVELOT, J.-f.; VAUCLIN, M.. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 263, n. 1-4, p.114-130, jun. 2002.

DURÃES, M. F. **Desenvolvimento do índice de perturbação hidrossedimentológica: aplicação nas bacias hidrográficas dos rios Paraopeba e Sapucaí, MG**. 2013. 224 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2013.

DURÃES, M. F.; MELLO, C. R. Hydrosedimentologic disturbance index applied to watersheds of Minas Gerais state. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 38, p. 61–67, jan. / fev. 2014.

DURÃES, M. C. O. et al. Caracterização dos impactos ambientais da mineração na bacia hidrográfica do rio São Lamberto, Montes Claros/MG. **Caderno de Ciências Agrárias**, [S.l.], v. 9, n. 1, p. 49-61, abr. 2017. ISSN 2447-6218. Disponível em: <<https://seer.ufmg.br/index.php/ccaufmg/article/view/4420/3239>>. Acesso em: 16 jan. 2019.

DUVERT, Clément et al. Towards prediction of suspended sediment yield from peak discharge in small erodible mountainous catchments (0.45–22 km²) of France, Mexico and Spain. **Journal of Hydrology**, v. 454, p. 42-55, 2012.

ECKHARDT, K. How to constructo recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 507-515, 2005.

ELLERT, R. **Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas**. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras - USP, v. 237, n. 18, p. 5-63, 1959.

FANG, N.; SHI, Z.; LI, L.; GUO, Z.; LIU, Q.; AI, L. The effects of rainfall regimes and land use changes on runoff and soil loss in a small mountainous watershed. **Catena**, v.99, p.1-8, 2012.

FAO. **Food and Agriculture Organization of the United Nations**, 2015. Disponível em: <<http://www.fao.org/documents/card/en/c/c6814873-efc3-41db-b7d3-2081a10ede50>> . Acesso em: 04 jun. 2018.

FAY, E. F.; SILVA, C. M. M. S. **Índice de uso sustentável da água (ISA - Água) na região do sub - médio São Francisco**. 1. ed. Jaguariúna: Embrapa Meio Ambiente, 2006.

FERREIRA, A. M.; SILVA, A. M. ; PURCINO, M. D. ; MENEZES, P. H. B. J. ; ALMEIDA FILHO, G. S. ; ZANON, M. C. Mapeamento da erosão hídrica na bacia do Ribeirão do Cipó, Poços de Caldas - MG - com base na USLE e SIG. In: Congresso Internacional de Hidrossedimentologia, 2, 2017, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: 2017. v. 1.

FINLAYSON, B. L. Field calibration of a recording turbidity meter. **Catena**, v. 12, n. 2-3, p. 141-147, 1985.

FLANANGAN, D.C.; FOSTER, G.R.; MOLDENHAUER, W.C. Storm pattern effect on infiltration, runoff and erosion. **Transaction of the ASAE**, St. Joseph, v.31, n.2, p.11-26, 1988.

FU, B.; NEWHAM, L. T.H.; RAMOS-SCHARRÓN, C.E. A review of surface erosion and sediment delivery models for unsealed roads. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, p. 1-14, 2010.

GALETI, P. A.. **Práticas de Conservação à Erosão**. Campinas: Instituto Campineiro de Ensino Agrícola, 278 p. 1987.

GAO, P.; JOSEFSON, M. Temporal variations of suspended sediment transport in Oneida Creek watershed, central New York. **Journal of Hydrology**, v. 426-427, p. 17-27, 2012.

GOETHE. Simplesmente comece. In: LEVINE, Stuart R. **Vá direto ao assunto: 100 regras para se tornar mais produtivo e recuperar o tempo perdido**. Rio de Janeiro: Sextante, 2009. p. 16.

GOMES, L. H. **Determinação da recarga profunda na bacia piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**

a partir de balanço hídrico na zona saturada. 2008.167f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

GORE, P. J. W. **Depositional sedimentary environments.** 2010. Disponível em:
<http://facstaff.gpc.edu/~pgore/geology/historical_lab/2010SedimentaryEnvironments.pdf>. Acesso em: 26 set. 2017.

GRAY, J. R.; GARTNER, J. W. Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring. **Water Resources Research**, v. 45, n. Nov. 2008, p. W00D29, 2009.

HOWARD, A. D. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E.E., (eds.), **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels.** American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p.297-319. (Geophysical monograph 107).

HSU, P.; CHEN, C.; TASI, C. Real-time prediction of the peak suspended sediment concentration and sediment yield of the Lao-Nung River during storms. **International Journal of Sediment Research**, v. 26, n. 2, p. 163-180, 2012.

ILHA, R. et al. Estimativa da produção de sedimentos em suspensão por meio da relação com a vazão máxima do evento. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 21., 2017, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Q, 2017.

ISTOK, J.D.; BOERSMA, L. Effect of antecedent rainfall on runoff during low-intensity rainfall. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.88, p.329-42, 1986.

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

KÖPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra.** Fondo de Cultura Económica. México. 1948.

LEAL, D. A. et al. **Determinação da precipitação efetiva em uma bacia hidrográfica experimental.** Campo Grande: Congresso Brasileiro de Gestão Ambiental, 8. 2017. Disponível em:
<<https://www.ibeas.org.br/congresso/Trabalhos2017/VIII-046.pdf>>. Acesso em: 02 jan. 2019.

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L. A. Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica na região sudeste do Brasil, utilizando o SWAT. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 5, n. 2, p. 158-174, 2010.

LIMA, E.A.M. **Avaliação da qualidade dos sedimentos e prognóstico geoquímico ambiental da zona estuarina do Rio Botafogo**. 2008. 205f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 2008.

LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. B. **Hidrologia de matas ciliares**. Disponível em: <<http://www.ipef.br/hidrologia/mataciliar.asp>>. Acesso em: 20 jan. 2019.

LINO, J.F.L. **Análise da dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do Rio Preto (SC) com o modelo SWAT**. 2009.150 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis: UFSC/CTC/ENS. 2009.

LIPORACI, S. R. **Procedimentos e metodologias de mapeamento geotécnico: Aplicado na cidade e parte do município de Poços de Caldas, Minas Gerais – escala 1: 25.000 – Visando o planejamento do uso e ocupação do meio físico**. 1994. 2v. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo – USP, 1994.

LUCAS, M. C. **Influência da precipitação e do uso do solo sobre a taxa de recarga em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. 2012. 155f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlo, São Carlos, 2012.

LUCE, C. H.; WEPLE, B.C. Introduction to special issue on hydrologic and geomorphic of forest roads. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, p.111-113, 2001.

MELLO , C. R.; SILVA, A. M. **Hidrologia: Princípios e aplicações em sistemas agrícolas**. Lavras: UFLA, 2013.

MELLO, C. R.; SÁ, M. A. C.; CURI, N.; MELLO, J. M.; VIOLA, M. R.; SILVA, A. M. Erosividade mensal e anual da chuva no Estado de Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 42, n. 4, p. 537-545. 2007.

MELO NETO, J. O. ; SILVA, A. M. ; FERREIRA, A. M. ; MENEZES, P. H. B. J. ; GUIMARAES, D. V. Vulnerabilidade dos solos à erosão em bacia hidrográfica minerada no sul de Minas Gerais. In: Congresso Internacional de Hidrossedimentologia, 2., Foz do Iguaçu. **Anais...**, Foz do Iguaçu, 2017.

MENEZES, M.D. et al. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha, Serra da Mantiqueira, MG. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175-184, jun. 2009.

MILLER, J. R. The Influence of bedrock geology on knickpoint development and channel bed degradation along downcutting streams in South-central Indiana. **Journal Geology**, v. 99, p.591-605. 1991.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 41, n. 3, p. 424-432, Mar. 2011.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G.; REICHERT, J. M.; ROLOFF, O.; ABREU, A. S. Turbidimetria e a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão. In: IDE, C. N.; VAL, L. A. A.; RIBEIRO, M. L. (Organizadores) **Produção de sedimentos e seus impactos ambientais, sociais e econômicos**. Campo Grande, Ed. Oeste, 2009.

MINELLA, J. PG; MERTEN, G. H.; MAGNAGO, P. F. Análise qualitativa e quantitativa da histerese entre vazão e concentração de sedimentos durante eventos hidrológicos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, Campina Grande, PB, v. 15, n. 12, p. 1306–1313, set. 2011.

MONTEIRO, J. C. L. **Caracterização hidrossedimentológica de seis microbacias na APA Estadual da Cachoeira das Andorinhas, Ouro Preto, MG**. 2013. 137f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2013.

MORAES, F. T. **Zoneamento geoambiental do Planalto de Poços de Caldas, MG/SP a partir de análise fisiográfica e pedoestratigráfica**. 2007. 173f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. 2007.

MORAES, Fernanda Tonizza; JIMÉNEZ-RUEDA, Jairo Roberto. Fisiografia da região do planalto de Poços de Caldas, MG/SP. **Revista brasileira de geociências**, v. 38, n. 1, p. 196-208, 2008.

MOREIRA, F. H. D. S. **Interações entre escoamento superficial, hidrossedimentos e radionuclídeos (210pb, 226ra, 228ra, th e u) no Alto Ribeirão das Antas, Poços De Caldas-MG**. 2017. 138f. Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Alfenas, UNIFAL. Poços de Caldas, 2017.

MORGAN, R. P. C. Vegetative-based technologies for erosion control. In A. Stokes, I. Spanos, J. E. Norris,; E. Cammeraat(Eds.), *Eco- and ground bio-engineering: The use of vegetation to improve slope stability*. Dordrecht: **Springer**, p. 265–271, 2007.

MORGAN, R. P. C.; QUINTON, J. N.; EDWARDS, J. 3.05 **Vegetation strategies for combating desertification**. MEDALUS II Project 3 Managing Desertification. Contract EV5V-CT92-0165, Final Report covering the period 1 jan. 1991 to 30 set. 1995.

MOTHA, J. A. Determining the sources of suspended sediment in a forested catchment in southeastern Australia. **Water Resources Research**, v. 39, n. 3, p. 1056, 2001.

MOURA, M. M. **Influência de diferentes fontes e escalas de informação do relevo sobre a estimativa de cheias a partir do Hidrograma Unitário Instantâneo de Nash**. 2018. 292 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos)- Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2018.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. **Journal of hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

OLIVEIRA, F.G.C. **Influência da concentração e da granulometria na medida da turbidez com o uso de sensor ótico**. 2017. 70f. Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Alfenas, UNIFAL, Poços de Caldas, 2017.

OLIVEIRA, V. A. **Regionalização de vazões nas regiões das Unidades de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos GD1 e GD2, Minas Gerais**. 2013. 99f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2013.

PANDEY, M. et al. Assessment of metal species in river Ganga sediment at Varanasi, India using sequential extraction procedure and SEM-EDS. **Chemosphere**, v.134, p. 466–74, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemosphere.2015.04.047>>. Acesso em 02 junho. 2018.

PENG, T.; WANG, S. Effects of land use, land cover and rainfall regimes on the surface runoff and soil loss on karst slopes in southwest China. **Catena**, v. 90, p. 53-62, 2012.

PEREIRA JÚNIOR, J. D. S. P. **Recursos hídricos – conceituação, disponibilidade e usos**. Consultoria Legislativa, Brasília-DF, 2004. Disponível em: <<http://bd.camara.gov.br/bd/handle/bdcamara/1625>>. Acesso em: 10 mar. 2018.

PEREIRA, M. A. F. **Processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaço temporais no bioma Mata Atlântica**. 2010. 118f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2010.

PEREIRA, S. B.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; RAMOS, M. M. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. **Rev. bras. eng. agríc. ambient.** [online]. vol.11, n.6, p.615-622. 2007. ISSN 1415-4366. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662007000600010>.

PERES, R. T. **A água como recurso territorial na agricultura: O caso de Holambra/SP**. 2017. 143f. Dissertação (Mestrado em Geografia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas) - Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho” – UNESP Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, Rio Claro, 2017.

PHENRAT, A. et al. Ten-year monitored natural recovery of lead-contaminated mine Tailing in Klity Creek, Kanchanaburi Province, Thailand. **Environmental Health Perspectives**, v. 124, p. 1511–21, 2016.

PINHEIRO, E. A. R.; ARAÚJO, J. C.; FONTENELE, S. DE B.; LOPES, W. B. Calibração de turbidímetro e análise de confiabilidade das estimativas de sedimento suspenso em bacia semiárida. **Water Resources and Irrigation Management**, v.2, p.103-110, 2013.

PINTO, N.L.; HOLTZ, A.C.T.; MARTINS, J.A. **Hidrologia de superfície. 2.ed. São Paulo: Edgard Blücher**, 179 p. 1973.

POLETO, C. **Sedimentometria fluvial - Bacias hidrográficas e recursos hídricos**. Rio de Janeiro: Interciência, v. 1, 2014.

PREFEITURA MUNICIPAL DE POÇOS DE CALDAS. **DME explica sobre a situação das represas do município**. Prefeitura de Poços de Caldas, 2016. Disponível em: <<http://pocosdecaldas.mg.gov.br/noticias/dme-explica-sobre-situacao-das-represas-municipio/>>. Acesso em: 28 ago. 2018.

PRUSKI, F. F. **Conservação do solo e água: práticas mecânicas para o controle de erosão hídrica**. 2ed. Viçosa. Editora UFV. 2009.

PRUSKI, F. F. **Conservação de solo e água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica**. Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 2006.

PURCINO, M.D. **Espacialização dos parâmetros físico-hídricos do solo e associação com a vulnerabilidade à erosão hídrica em dois ambientes antropizados do Ribeirão Cipó**. 2017. 140f. Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Alfenas, UNIFAL, Poços de Caldas, 2017.

RAMOS-SCHARRÓN, C. E.; MACDONALD, L. H. Measurement and prediction of natural and anthropogenic sediment sources, St. John, U.S. Virgin Islands. **Catena**, v. 71, p. 250-266, 2007.

REID, I. et al. Sediment erosion, transport and deposition. In: THORNE, C. R.; HEY, R. D.; NEWSON, M. D. **Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management**. New York: John Wiley & Sons, p. 95 135. 1997.

ROCHA, C.H.B. **Geoprocessamento: tecnologia transdisciplinar**. Juiz de Fora: Editora do Autor, 2000.

RODRIGUES, J. O. **O uso da terra e a resposta hidrológica de pequenas bacias em regiões semiáridas**. 2009. 128 f.: Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Fortaleza, 2009.

SANTOS, D. S.; SPAROVEK, G. Retenção de sedimentos removidos de área de lavoura pela mata ciliar, em Goiatuba (GO). **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v. 35, n. 5, oct. 2011.

SANTOS, F. P. D.; BAYER, M.; CARVALHO, T. M. D. Compartimentação pedológica da Bacia do Rio dos Bois, municípios de Cezarina, Varjão, Guapó e Palmeira de Goiás (GO) e sua relação com a suscetibilidade e risco à erosão laminar. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 28, p. 103-124, jul/dez 2008.

SANTOS, I. E. A. **Hidrometria aplicada**. [S.l.]: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, LATEC, 372p. 2001.

SANTOS, J. C. N. **Processos hidrológicos e sedimentológicos em clima semiárido tropical**. 2015. 166 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.

SANTOS, M. L.; MORAIS, E. S. Produção de sedimentos em bacia hidrográfica de pequena ordem: uso de modelos matemáticos, Bacia do Ribeirão Maringá, Paraná – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Maringá, v. 13. 2012.

SARDINHA, S. et al. Base de dados de desastres naturais no município de Poços de Caldas/MG: ferramenta para o planejamento e a gestão territorial. urbe. **Revista Brasileira de Gestão Urbana**, v. 8, n. 3, 2016..

SCHOELLHAMER, D. H. Variability of suspended-sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 11-13, p. 1857-1866, 2002.

SEEGER, M.; et al. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. **Journal of Hydrology**, v. 288, n. 3-4, p. 299-311, 2004.

SILVA JUNIOR, V. P. E et al. Calibração de turbidímetro para estimativa da concentração de sedimento em suspensão como parâmetro de qualidade. In: Simpósio de 15 Recursos Hídricos do Nordeste, 11. 2012, João Pessoa. **Anais...Paraíba**, 2012.

- SILVA JUNIOR, V.P. **Investigação do escoamento superficial e produção de sedimentos em bacia representativa do semiárido**. 2010. 96f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFRPE, Recife, 2010.
- SILVA, A. M. et al. Erosividade da chuva e erodibilidade de Cambissolo e Latossolo na região de Lavras, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 6, p. 1811-1820, 2009.
- SILVA, L. A. **Deflúvio Superficial em Minas Gerais – caracterização e associação com fatores físicos e ambientais**. 2014. 121f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Sistemas Agrícolas) – Universidade Federal de Lavras, UFLA, Lavras, 2014.
- SILVA, L. A. **Regime de escoamento e recarga subterrânea de nascentes na região do Alto Rio Grande**. 2009. 134f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.
- SILVA, L.A. et al. Vazões mínimas e de referência e rendimento específico para o estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 12, p. 543-549, 2017.
- SILVA, M. A. et al. Sistemas de manejo em plantios florestais de eucalipto e perdas de solo e água na região do Vale do Rio Doce, MG. **Ciência Florestal**, v. 21, n. 4, p. 765-776, 2011.
- SILVA, P. M. D. O. **Modelagem do escoamento superficial e da erosão hídrica na Sub-bacia Hidrográfica do Ribeirão Marcela, Alto Rio Grande, MG**. 2006. 155f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2006.
- SILVA, R. V. Estimativa de largura de faixa vegetativa para zonas ripárias: uma revisão. In: Seminário de Hidrologia Florestal, 1, 2003. Florianópolis: **Anais...** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, 2003.
- SIVIEIRO, M. R. L.; COIADO, E. M. A produção de sedimento a montante de uma seção no rio Atibaia associada à descarga sólida transportada. In: Simpósio Brasileiro De Recursos Hídricos. 8., 1999, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: ABRH, 1999.
- SCS, U. S. National engineering handbook. **Hydrology Section**, v. 4, 1972.
- SOLER, M.; LATRON, J.; GALLART, F. Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). **Geomorphology**, v. 98, n. 1-2, p. 143-152, 2008.

SOUZA, D. H. N., FERREIRA, R. L. Aproveitamento de Águas Pluviais no Estado do Ceará. **Caderno Meio Ambiente e Sustentabilidade**. 2014.

SYVITSKI, J. P. M et al. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. **Sedimentary Geology**, v. 162, n. 1-2, p. 5-24, 2003.

THOMAZ, E. L.; ANTONELI, V.; DIAS, W. A. Estimativa de proveniência de sedimento em cabeceira de drenagem com alta densidade de estradas rurais não pavimentadas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 2, p. 25-37, 2011.

THOMAZ, E. L.; PEREIRA, A. A. Estrada rural não pavimentada como fonte de escoamento superficial e sedimento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, 2013.

TIECHER, T. et al. Contribuição das fontes de sedimentos em uma bacia hidrográfica agrícola sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 2, p. 639-649, 2014.

TINÓS, T. M. et al. Aplicação e avaliação de metodologia de classificação automática de padrões de formas semelhantes do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 3, p.353-370, 31 jul. 2014.

Disponível em:

<<http://lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/viewFile/455/399>>. Acesso em: 1 jul. 2018.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2 ed. Porto Alegre: Ed.Universidade/UFRGS: ABRH, p. 79-164. 2001.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2º ed. Porto Alegre: UFRGS. 2005.

VERNIER, **Flow rate sensor**. Disponível em:

<<https://www.vernier.com/products/sensors/flo-bta/>>. Acesso em 02 jun. 2018.

VESTENA, L. R. **Análise da relação entre a dinâmica de áreas saturadas e o transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica por meio de monitoramento e modelagem**. 2008. 268f. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis. 2008.

WAGNER, C. S.; MASSAMBANI, O. Análise da relação intensidade de chuva-energia cinética de Wischmeier & Smith e sua aplicabilidade à região de São Paulo. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 12, n. 3, p. 197-203, 1988.

WALLING, D. E. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. **Water Resources Research**, v. 13, n. 3, p. 531-538, 1977.

WALLING, D. E. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. In: **Man and River Systems**. Springer, Dordrecht, 1999. p. 223-240.

WALLING, Des. The changing sediment loads of the world's rivers. **Annals of Warsaw University of Life Sciences-SGGW. Land Reclamation**, v. 39, p. 3-20, 2008.

WALLING, Des E. The sediment delivery problem. **Journal of hydrology**, v. 65, n. 1-3, p. 209-237, 1983.

WALLING, D. E.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. **Global and planetary change**, v. 39, n. 1-2, p. 111-126, 2003.

WARD, A. D.; TRIMBLE, S. W. **Environmental hydrology**. New York: Lewis Publishers, n. 2°, p. 475, 1995.

WENDLAND, E.; BARRETO, C. E. A. G.; GOMES, L. H. Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. **Journal of Hydrology**, v. 342, n. 3-4, p. 261-269, 2007.

WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. **Journal of Hydrology**, v. 111, n. 1-4, p. 89-106, 1989.

WISCHMEIER, Walter H. et al. Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. **Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning**, 1978.

WITTENBERG, H.; SIVAPALAN, M. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. **Journal of Hydrology**. v. 219, n. 1-2, p. 20-33, jun. 1999.

WOLMAN, M. Gordon; MILLER, John P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **The Journal of Geology**, v. 68, n. 1, p. 54-74, 1960.

WORRALL, Fred et al. Variation in suspended sediment yield across the UK—a failure of the concept and interpretation of the sediment delivery ratio. **Journal of hydrology**, v. 519, p. 1985-1996, 2014.

ZABALETA, A.; MARTÍNEZ, M.; URIARTE, J. A.; ANTIGÜEDAD, I. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. **Catena**, v. 71, n. 1, p. 179-190, 2007.

APÊNDICES

APENDICE A – Tabela de dados

Tabela 19 - Vazões dos Hidrogramas: registrado(Q), de base (Q_{Base}), superficial direto (Q_{SD}) e do HU da BHCG - Poços de Caldas – MG. (Continua)

Tempo (min)	Data	Hora	Q (L.s ⁻¹)	Q_{Base} (L.s ⁻¹)	Q_{SD} (L.s ⁻¹)	HU
					Hobs (0,656mm;20min)	(1mm;5min)
0	15/03/2018	01:49:41	137,29	137,29	0,00	0,00
5	15/03/2018	01:54:41	137,29	139,36	0,75	1,55
10	15/03/2018	01:59:41	142,92	141,42	1,50	3,09
15	15/03/2018	02:04:41	153,48	143,48	9,99	20,33
20	15/03/2018	02:09:41	164,61	145,55	19,06	38,47
25	15/03/2018	02:14:41	195,81	147,61	48,19	95,21
30	15/03/2018	02:19:41	262,13	149,68	112,45	221,41
35	15/03/2018	02:24:41	373,52	151,74	221,79	433,58
40	15/03/2018	02:29:41	407,43	153,80	253,63	467,06
45	15/03/2018	02:34:41	417,53	155,87	261,66	424,17
50	15/03/2018	02:39:41	385,38	157,93	227,45	310,52
55	15/03/2018	02:44:41	364,24	159,99	204,24	264,34
60	15/03/2018	02:49:41	341,78	162,06	179,72	241,30
65	15/03/2018	02:54:41	333,09	164,12	168,97	247,22
70	15/03/2018	02:59:41	341,78	166,18	175,59	273,03
75	15/03/2018	03:04:41	352,87	168,25	184,62	294,66
80	15/03/2018	03:09:41	364,24	170,31	193,93	308,25
85	15/03/2018	03:14:41	385,38	172,38	213,01	339,24
90	15/03/2018	03:19:41	407,43	174,44	232,99	374,24
95	15/03/2018	03:24:41	417,53	176,50	241,03	382,96
100	15/03/2018	03:29:41	440,93	178,57	262,36	415,34
105	15/03/2018	03:34:41	454,35	180,63	273,72	431,06
110	15/03/2018	03:39:41	465,30	182,69	282,61	442,16
115	15/03/2018	03:44:41	465,30	184,76	280,54	429,45
120	15/03/2018	03:49:41	465,30	186,82	278,48	420,49
125	15/03/2018	03:54:41	454,35	188,88	265,46	393,95
130	15/03/2018	03:59:41	430,41	190,95	239,46	344,18
135	15/03/2018	04:04:41	417,53	193,01	224,52	319,61
140	15/03/2018	04:09:41	430,41	195,07	235,34	355,31
145	15/03/2018	04:14:41	407,43	197,14	210,29	316,76
150	15/03/2018	04:19:41	417,53	199,20	218,33	331,36
155	15/03/2018	04:24:41	395,07	201,27	193,80	281,33
160	15/03/2018	04:29:41	407,43	203,33	204,10	306,76
165	15/03/2018	04:34:41	373,52	205,39	168,13	238,86
170	15/03/2018	04:39:41	385,38	207,46	177,93	263,36
175	15/03/2018	04:44:41	373,52	209,52	164,00	242,13

Tabela 19 - Vazões dos Hidrogramas: registrado(Q), de base (Q_{Base}), superficial direto

(QSD) e do HU da BHCG - Poços de Caldas – MG

(Conclusão)

Tempo (min)	Data	Hora	Q (L.s ⁻¹)	Q _{Base} (L.s ⁻¹)	Q _{SD} (L.s ⁻¹)	HU
					H _{Obs} (0,656mm;20min)	(1mm;5min)
180	15/03/2018	04:49:41	352,87	211,58	141,29	202,95
190	15/03/2018	04:59:41	341,78	215,71	126,06	181,62
195	15/03/2018	05:04:41	333,09	217,77	115,31	167,16
200	15/03/2018	05:09:41	322,46	219,84	102,62	144,72
205	15/03/2018	05:14:41	314,14	221,90	92,24	128,82
210	15/03/2018	05:19:41	303,98	223,97	80,01	110,24
215	15/03/2018	05:24:41	296,02	226,03	69,99	96,37
220	15/03/2018	05:29:41	296,02	228,09	67,93	97,83
225	15/03/2018	05:34:41	286,29	230,16	56,14	78,73
230	15/03/2018	05:39:41	278,69	232,22	46,47	61,24
235	15/03/2018	05:44:41	278,69	234,28	44,40	61,82
240	15/03/2018	05:49:41	269,39	236,35	33,05	45,97
245	15/03/2018	05:54:41	269,39	238,41	30,98	42,09
250	15/03/2018	05:59:41	253,25	240,47	12,78	
255	15/03/2018	06:04:41	253,25	242,54	10,71	
260	15/03/2018	06:09:41	244,60	244,60	0,00	

Tabela 20 - Vazões (L.s⁻¹) dos Hidrogramas (H1; H2; H3 e H4) e da Hidrógrafa Estimada HEst (0656mm;20min) (Continua)

Tempo (min)	H1 (0,485mm;5min)	H2 (0mm;5min)	H3 (0,085mm;5min)	H4 (0,085mm;5min)	HEst (0,656mm;5min)
0	0,00				0,00
5	0,75	0,00			0,75
10	1,50	0,00	0,00		1,50
15	9,86	0,00	0,13	0,00	9,99
20	18,67	0,00	0,26	0,13	19,06
25	46,20	0,00	1,73	0,26	48,19
30	107,44	0,00	3,28	1,73	112,45
35	210,39	0,00	8,12	3,28	221,79
40	226,64	0,00	18,87	8,12	253,63
45	205,83	0,00	36,96	18,87	261,66
50	150,68	0,00	39,81	36,96	227,45
55	128,27	0,00	36,16	39,81	204,24
60	117,09	0,00	26,47	36,16	179,72
65	119,96	0,00	22,53	26,47	168,97
70	132,49	0,00	20,57	22,53	175,59
75	142,98	0,00	21,07	20,57	184,62
80	149,58	0,00	23,27	21,07	193,93
85	164,61	0,00	25,12	23,27	213,01
90	181,60	0,00	26,28	25,12	232,99
95	185,83	0,00	28,92	26,28	241,03
100	201,54	0,00	31,90	28,92	262,36
105	209,17	0,00	32,65	31,90	273,72
110	214,55	0,00	35,41	32,65	282,61
115	208,39	0,00	36,75	35,41	280,54
120	204,04	0,00	37,69	36,75	278,48
125	191,16	0,00	36,61	37,69	265,46
130	167,01	0,00	35,84	36,61	239,46
135	155,09	0,00	33,58	35,84	224,52
140	172,41	0,00	29,34	33,58	235,34
145	153,71	0,00	27,25	29,34	210,29
150	160,79	0,00	30,29	27,25	218,33
155	136,51	0,00	27,00	30,29	193,80
160	148,85	0,00	28,25	27,00	204,10
165	115,90	0,00	23,98	28,25	168,13
170	127,79	0,00	26,15	23,98	177,92
175	117,49	0,00	20,36	26,15	164,00
180	98,48	0,00	22,45	20,36	141,29
185	96,14	0,00	20,64	22,45	139,23
190	88,13	0,00	17,30	20,64	126,07
195	81,11	0,00	16,89	17,30	115,30
200	70,22	0,00	15,48	16,89	102,59

Tabela 20 - Vazões (L.s⁻¹) dos Hidrogramas (H1; H2; H3 e H4) e da Hidrógrafa Estimada HEst (0656mm;20min) (Continua)

Tempo	H1	H2	H3	H4	HEst
(min)	(0,485mm;5min)	(0mm;5min)	(0,085mm;5min)	(0,085mm;5min)	(0,656mm;5min)
205	62,51	0,00	14,25	15,48	92,24
210	53,49	0,00	12,34	14,25	80,08
215	46,76	0,00	10,98	12,34	70,08
220	47,47	0,00	9,40	10,98	67,85
225	38,20	0,00	8,22	9,40	55,81
230	29,72	0,00	8,34	8,22	46,27
235	30,00	0,00	6,71	8,34	45,05
240	22,31	0,00	5,22	6,71	34,24
245	20,43	0,00	5,27	5,22	30,92
250		0,00	3,92	5,27	9,19
255			3,59	3,92	7,51
260				3,59	3,59