

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**  
Instituto de geociências  
Departamento de Geografia  
Programa de Pós-Graduação em Geografia e Análise Ambiental

Polyana Duarte de Oliveira Silva

**UTILIZAÇÃO DO ISÓTOPO  $^7\text{Be}$  COMO MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO DA  
EROSÃO EM ESCALA DE VERTENTE**

Belo Horizonte

2020

Polyana Duarte de Oliveira Silva

**UTILIZAÇÃO DO ISÓTOPO  $^7\text{Be}$  COMO MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO DA  
EROSÃO EM ESCALA DE VERTENTE**

Dissertação apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Geografia.

Orientadora: Cristina Helena Ribeiro Rocha  
Augustin (Geociências-UFMG)  
Coorientadores: Rubens Martins Moreira  
(CDTN-BH) e  
Alexander Dario Esquivel López  
(Universidade do Panamá)

Belo Horizonte

2020

S586u  
2020

Silva, Polyana Duarte de Oliveira.

Utilização do isótopo  $^7\text{Be}$  como método de investigação da erosão em escala de vertente [manuscrito] / Polyana Duarte de Oliveira Silva. – 2020.  
104 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientadora: Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin.

Co-orientadores: Rubens Martins Moreira e Alexander Dario Esquivel López.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2020.

Bibliografia: f. 90-100.

Inclui anexos.

1. Modelagem de dados – Aspectos ambientais – Teses. 2. Isótopos – Teses. 3. Solos – Erosão – Teses. 4. Impacto ambiental – Teses. 5. Bacias hidrográficas – Minas Gerais – Teses. I. Augustin, Cristina Helena Ribeiro Rocha. II. Moreira, Rubens Martins. III. Esquivel López, Alexander Dario. IV. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 911.2:519.6(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

## ATA DA DEFESA DA DISSERTAÇÃO DA ALUNA **POLYANA DUARTE DE OLIVEIRA SILVA**

Realizou-se, no dia 30 de junho de 2020, às 10:00 horas, teleconferência, da Universidade Federal de Minas Gerais, a defesa de dissertação, intitulada *Utilização do isótopo  $^{7}\text{Be}$  como método de investigação da erosão em escala de vertente*, apresentada por POLYANA DUARTE DE OLIVEIRA SILVA, número de registro 2018661145, graduada no curso de GEOGRAFIA/DIURNO, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, à seguinte Comissão Examinadora: Prof(a). Cristina Helena R Rocha Augustin - Orientador (Universidade Federal de Minas Gerais), Prof(a). Rubens Martins Moreira (Programa de Pós-Graduação-CDTN), Prof(a). Roberto Célio Valadão (UFMG), Prof(a). Fábio Soares de Oliveira (UFMG), Prof(a). Edivaldo Lopes Thomaz (UNICENTRO - Guarapuava).

A Comissão considerou a dissertação:

Aprovada

Reprovada


Finalizados os trabalhos, lavrei a presente ata que, lida e aprovada, vai assinada por mim e pelos membros da Comissão.

Belo Horizonte, 30 de junho de 2020.

Prof(a). Cristina Helena R Rocha Augustin (Doutora)

Prof(a). Rubens Martins Moreira (Doutor)

Prof(a). Roberto Célio Valadão (Doutor)

  
Prof(a). Fábio Soares de Oliveira (Doutor)



Prof(a). Edivaldo Lopes Thomaz (Doutor)

*À Universidade Pública de qualidade, à  
ciência e aos que persistem em disseminar o  
conhecimento qualquer seja a circunstância.*

## AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Minas Gerais pela incrível oportunidade de me formar não só Geógrafa, mas também cidadã do mundo.

À CAPES pela bolsa de estudos e à FAPEMIG pelo financiamento do Projeto de Sustentabilidade da Bacia do Rio Pandeiros.

À minha Orientadora Profa. Cristina Augustin, pelo apoio, trocas e ensino, em enredos muito maiores do que apenas o mundo acadêmico.

Ao meu coorientador Prof. Rubens Moreira, pela disposição e cuidado durante todo o trajeto até aqui.

Ao meu também coorientador Prof. Alexander Esquivel, por todo auxílio e solicitude.

Ao Prof. Roberto Pellacani Monteiro por toda ajuda e disponibilidade ao longo desses dois anos.

Aos excepcionais Professores e Professoras encontrados no caminho, de suma importância para a elaboração deste trabalho e minha formação, em especial Prof. Roberto Valadão, Prof. Fábio Oliveira, Prof. Antônio Magalhães e Profa. Cristiane Valéria.

À minha família por todo amor e suporte proporcionados durante esta etapa e por toda a vida.

Aos meus amigos pelo companheirismo, apoio e ensinamentos.

Às Mestres Luísa Ferreira e Nayara Rosa por termos compartilhado esta caminhada da melhor maneira possível, entre altos e baixos, sempre juntas.

Aos demais que de alguma forma participaram na construção deste projeto e do meu desenvolvimento como profissional e pesquisadora, meu mais sincero muito obrigada, sua contribuição foi de máxima importância para a escrita desta dissertação.

## RESUMO

Processos erosivos são naturais modeladores da superfície terrestre. Quando intensificados podem causar impactos ambientais significativos. Medir as perdas de sedimentos constitui, assim, importante etapa na avaliação desses impactos e na construção de modelos preventivos. Entretanto, como mostra a literatura, a utilização dos métodos já consagrados ainda apresenta falhas metodológicas ou dificuldades de aplicação. Este trabalho objetiva aplicar o método de quantificação do radionuclídeo  $^7\text{Be}$  através da espectrometria gama e relacionar os resultados com dados obtidos por meio de análises físicas e químicas de amostras de regolitos, coletadas nas porções centrais de sítios geomorfológicos (SG), identificados através de medidas de declividade ao longo de transectos, do topo até a base de vertentes, em diferentes porções da bacia do Rio Pandeiros – MG, Brasil. Os resultados mostram que o sítio de referência, localizado na Chapada das Gerais, superfície relativamente plana da porção mais elevada da bacia, apresentou um inventário de  $139,94 \text{ Bq.m}^{-2}$  de perda de sedimentos, enquanto todos os três SG ao longo do transecto do Córrego Catolé, localizado na porção central da bacia, mostraram perda significativa assim como os transectos amostrados no Córrego Mandim, na baixa porção da bacia. Os dados deste trabalho subsidiaram a espacialização dos processos em unidades geomorfológicas semelhantes, formadas por substrato de rochas siliciclásticas, cumprindo o objetivo inicialmente proposto.

**Palavras-Chave:** uso de  $^7\text{Be}$ ; perda erosiva; erosão dispersa; processos de vertente; Bacia do rio Pandeiros - MG.

## ABSTRACT

Erosive processes are natural modelers of the Earth's surface. When intensified, they can cause significant environmental impacts. Measuring sediment losses is therefore an important step in evaluating these impacts and building preventive models. However, as the literature shows, the use of already established methods still presents methodological flaws or application difficulties. This work aims to apply the  $^7\text{Be}$  radionuclide quantification method through gamma spectrometry and relate the results with data obtained through physical and chemical analyzes of regolith samples, collected in the central portions of geomorphological sites (SG), which were identified through measurements of slope along transects from the top to the base of slopes located in different portions of the Pandeiros River basin – MG, Brazil. The results show that the reference site, located in Chapada das Gerais, a relatively flat surface in the highest portion of the basin, presented an inventory of 139.94 Bq.m<sup>-2</sup> of sediment loss, while all three SG along the transect of Córrego Catolé, located in the central portion of the basin, showed significant loss, as did the transects sampled in Córrego Mandim, in the lower portion of the basin. The data from this work supported the spatialization of processes in similar geomorphological units, formed by siliciclastic rock substrate, fulfilling the initially proposed objective.

**Key-Words:**  $^7\text{Be}$ ; erosional loss; sheet erosion; slope processes; river Basin Pandeiros-MG.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Decaimento radioativo de radionuclídeos.....	29
Figura 2 - Exemplo do inventário e cálculo de remoção ou deposição de material através do $^7\text{Be}$ .....	34
Figura 3 - Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Pandeiros.....	35
Figura 4 - Mapa da vegetação da Bacia do Rio Pandeiros.....	37
Figura 5 - Mapa de Solos da Bacia do Rio Pandeiros .....	38
Figura 6 - Mapa Geológico da Bacia do Rio Pandeiros .....	39
Figura 7 - Localização das vertentes amostradas na Bacia do Rio Pandeiros.....	42
Figura 8 - Localização da amostragem Alto da Chapada das Gerais .....	43
Figura 9 - Vista da Chapada das Gerais na área de amostragem de controle, onde se pode observar a cobertura vegetal esparsa. A) ponto de coleta B) a presença de relevo relativamente plano e a presença ocasional de árvores de baixo porte .....	44
Figura 10 – Chapada das Gerais (Ponto Rima). A) área sem cobertura vegetal. O empoçamento da água de chuva indica a pouca inclinação do terreno no alto da chapada. B) Cobertura vegetal esparsa, mostrando solo exposto, mesmo assim, com deposição de matéria orgânica, presente na borda da chapada .....	44
Figura 11 – Chapada das gerais.....	45
Figura 12 - Localização Transecto Catolé.....	45
Figura 13 - Alta vertente / Transecto Catolé .....	46
Figura 14 - Média vertente / Transecto Catolé.....	46
Figura 15 - Baixa vertente / Transecto Catolé.....	46
Figura 16 - Localização Transecto Mandim.....	47
Figura 17 - Alta vertente/Transecto Mandim. A) Visada lateral esquerda do ponto. B) Visada lateral direita do ponto.....	48
Figura 18 - Média vertente/Transecto Mandim.....	48
Figura 19 - Baixa vertente/Transecto Mandim.....	48
Figura 20 - Leito Córrego Mandim .....	49
Figura 21 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ na Chapada das Gerais (Ponto Rima). A e B diferentes momentos de coleta de amostras .....	51
Figura 22 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ na Alta vertente/ Transecto Catolé.....	51

Figura 23 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ na meia vertente/Transecto Catolé. A) Visada da área de coleta, B) Ponto de coleta.....	52
Figura 24 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ na Baixa vertente/Transecto Catolé. A) Visada da área de coleta, B) Ponto de coleta .....	52
Figura 25 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ na Alta vertente/Transecto Mandim.....	53
Figura 26 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ na meia vertente/Transecto Mandim.....	53
Figura 27 - Ponto de coleta para $^7\text{Be}$ em Baixa vertente/Transecto Mandim.....	53
Figura 28 - Perfilagem em campo de $^7\text{Be}$ .....	54
Figura 29 - R1 - Dados de Granulometria por profundidade. ....	58
Figura 30 - Representação das frações granulométricas de R1 .....	59
Figura 31 - Concentração de Matéria Orgânica em R1 .....	61
Figura 32 - Valores de pH de R1 .....	63
Figura 33 - Representação dos perfis no Transecto Catolé .....	64
Figura 34 – Granulometria (%) no C1, de acordo com a profundidade (cm).....	65
Figura 35 - pH de C1 .....	65
Figura 36 – Granulometria (%) no C2, de acordo com a profundidade (cm).....	66
Figura 37 - pH de C2 .....	67
Figura 38 - Concentração de Matéria Orgânica em C1 .....	68
Figura 39 - Concentração de Matéria Orgânica em C2.....	68
Figura 40 - Granulometria (%) no C3, de acordo com a profundidade (cm) .....	70
Figura 41 - pH de C3 .....	71
Figura 42 - Concentração de Matéria Orgânica em C3 .....	72
Figura 43 - Representação das frações granulométricas (%) ao longo dos perfis (m) do Transecto Catolé.....	74
Figura 44 - Representação dos perfis do Transecto Mandim .....	74
Figura 45 - Granulometria (%) no M1, no acordo com a profundidade (cm).....	75
Figura 46 - pH de M1 .....	76
Figura 47 - Granulometria (%) no M2, de acordo com a profundidade (cm) .....	77
Figura 48 - pH de M2 .....	78
Figura 49 - Granulometria (%) no M3, de acordo com a profundidade (cm) .....	79
Figura 50 - pH de M3 .....	80
Figura 51 - Representação das frações granulométricas obtidas nos perfis do Transecto Mandim.....	81
Figura 52 - Inventário de $^7\text{Be}$ no R1 .....	82

Figura 53 - Inventário $^7\text{Be}$ no C1.....	83
Figura 54 - Inventário $^7\text{Be}$ no C2.....	84
Figura 55 - Inventário $^7\text{Be}$ no C3.....	85
Figura 56 - Inventário $^7\text{Be}$ no M1.....	86

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Pontos amostrados nas vertentes selecionadas.....	42
Tabela 2 - Concentração do $^7\text{Be}$ nas amostras analisadas no R1.....	61
Tabela 3 - Concentração de $^7\text{Be}$ nas amostras coletadas no C1 .....	69
Tabela 4 - Concentração de $^7\text{Be}$ nas amostras coletadas no C2 .....	69
Tabela 5 - Concentração de $^7\text{Be}$ nas amostras coletadas no C3 .....	72
Tabela 6 - Concentração de $^7\text{Be}$ nas amostras coletadas no M1 .....	80

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	12
1.1 Objetivos.....	15
1.1.1 Objetivos gerais .....	15
1.1.2 Objetivos específicos.....	15
<b>2. REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	16
2.1 Erosão .....	16
2.2 Erosão pluvial.....	19
2.3 Métodos convencionais de quantificação da erosão.....	22
2.4 Métodos alternativos de quantificação da erosão .....	24
2.5 O $^7\text{Be}$ como instrumento de quantificação.....	26
2.5.1 Decaimento radioativo do $^7\text{Be}$ .....	26
2.5.2 Densidade espacial e densidade de atividade espacial .....	30
2.5.3 Inventário do $^7\text{Be}$ no Sítio de Referência .....	31
2.5.4 Perda de material no sítio de amostragem.....	32
2.5.5 Deposição de material no sítio de amostragem .....	32
<b>3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA</b> .....	35
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	41
4.1 Etapa pré-campo .....	41
4.2 Etapa de campo.....	41
4.3 Etapa pós-campo .....	54
4.3.1 Análises físicas e químicas .....	54
4.3.2 Espectrometria gama .....	56
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	58
5.1 Perfil Rima (Sítio de Referência) - Chapada das Gerais .....	58
5.2 Transecto Catolé.....	63
5.3 Transecto Mandim.....	74
5.4 Espacialização e análise dos dados do $^7\text{Be}$ na escala da Bacia do Rio Pandeiros.....	82
<b>6. CONCLUSÃO</b> .....	88
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	90
<b>ANEXOS</b> .....	101

## 1. INTRODUÇÃO

Segundo Selby (1985, p. 216), a erosão em vertente é “uma função do poder erosivo das gotas de chuva, da água de escoamento e de movimentos de deslizamentos ou fluxos de massas de terra e da erodibilidade do solo ou rocha”. A mobilização dos sedimentos também pode ser causada por outros agentes, como o vento, o gelo e mesmo o homem (Cooke; Doornkamp, 1974; Warburton, 2014). A erosão em vertente pode apresentar vários *modi operandi*, dependendo do agente atuante, e dos mecanismos envolvidos na movimentação, e no transporte, das partículas. Inclui tanto os deslocamentos de sedimentos por água de escoamento de chuva (*runoff*), por vento, gelo, ou pelo homem, como também os movimentos de massa. A mobilização ocorre, normalmente, apenas quando o material se encontra intemperizado, pedogeneizado ou não, e não consolidado, uma vez que a resistência da rocha sã tende a superar as forças envolvidas em seu deslocamento (Selby, 1982). A erosão, quando não envolve o homem, é um processo natural, que atua modelando a superfície da terra diferenciando-a em padrões de relevo (Carson e Kirkby, 1972; Young, 1972; Hugget, 2014). O uso inadequado dos recursos naturais pode, contudo, gerar taxas muito maiores e mais rápidas de desprendimento e transporte de sedimentos ao longo da vertente, causando, entre outros problemas, a perda e/ou o empobrecimento de solos agricultáveis e o assoreamento de canais fluviais, de represas e lagos, entre outros, com grande impacto socioambiental (Jansson, 1982; Crowder, 1987; Lal, 2001; Morgan, 2005; Cohen *et al*, 2006; Telles *et al*, 2011; Pennock, 2019).

Por se tratar de duas perspectivas sobre o mesmo fenômeno, Cooke e Doornkamp (1974) os distingue em erosão do tipo “geológica”, quando natural, e em “acelerada” quando provocada pelo homem. Isto, porque os efeitos desse último tipo podem ser devastadores e vem acontecendo há muito tempo (Dotterweich, 2013), o que explica o grande interesse sobre o tema demonstrado pelo grande número de artigos, cerca de 7.348, publicados entre 2016 e 2018 sobre o tema (Pennock, 2019).

Mesmo levando em consideração esse imenso volume de pesquisas realizadas, aspectos importantes da dinâmica erosiva ainda permanecem pouco compreendidos, ou mesmo controversos (Pennock, 2019).

Entre eles, destaca-se a importância dos processos erosivos para a manutenção dos complexos sistemas naturais (Augustin e Windsor, 1999). É através deles que é possível a formação de substrato que subsidia a vida micro e macroscópica, possibilitando a redistribuição de nutrientes (Fulajtar *et al.*, 2017).

Por impactar diretamente os sistemas produtivos, a erosão acelerada, ou erosão do solo induzida pelo homem (Dotterweich, 2013), é abordada pelas mais diversas áreas das ciências ambientais, havendo um consenso na urgência em compreendê-la, quantificá-la, prevê-la e controlá-la (Lal, 2001; Telles *et al.*, 2011).

Os tipos mais comuns de erosão em meios tropicais úmidos são as de respingo (*rainsplash*), a dispersa (*sheet wash*), a concentrada em pequenos sulcos (*rilling*), e a por voçorocamento, todas provocadas direta ou indiretamente pela água de chuva, ou por seu escoamento superficial (*runoff*). Enquanto os dois últimos tipos são muito visíveis na paisagem, os outros tendem a ocorrer de maneira relativamente lenta, em áreas extensas, com efeitos que se fazem sentir em médio e longo prazo. Por isto, sua quantificação é complicada, exigindo a adoção de técnicas invasivas, ou artificiais, como a de chuva induzida (Hsieh *et al.*, 2009).

Uma das limitações comumente enfrentadas pelos modelos e instrumentações mais comuns de quantificação desses tipos de erosão é que estes não mostram acurácia sobre o volume do material retirado, para onde este é mobilizado, onde é depositado e se há alguma remobilização (Coelho Netto, 1995; Marchioro; Augustin, 2007).

Nessa perspectiva, nos últimos anos surgiu a necessidade da aplicação de técnicas alternativas aos métodos até então consagrados pelas ciências ambientais, que sejam não somente mais confiáveis, como também de baixo custo, e de simples avaliação (Boardman, 2006). Segundo Fulajtar *et al.* (2017), a utilização de radioisótopos cosmogênicos surge como alternativa para suprir essas deficiências, pois alguns desses isótopos disponíveis no ambiente podem servir como rastreadores ambientais e, assim, facilitar a investigação de processos erosivos. Radioisótopos cosmogênicos são radionuclídeos (espécies nucleares com um número de prótons e nêutrons que os tornam energeticamente instáveis, emitindo radiações ao se estabilizar) gerados pela exposição de nuclídeos estáveis aos raios cósmicos (Gosse; Phillips, 2001).

Aplicações de técnicas nucleares aos estudos ambientais, e em especial da erosão, foram testadas. Exemplo disto, é o uso de  $^{137}\text{Cs}$  para registrar erosão e deposição em trabalhos de campo, de maneira a fornecer mapas em escala de detalhe. Essa técnica, entretanto, ainda apresenta grandes dificuldades de aplicação devido ao seu alto custo e demora (Boardman, 2006).

A escolha de qual isótopo será empregado e abordagens a serem utilizadas está diretamente relacionada à escala e ao tempo disponível de estudo. De acordo com Blake (1999), o  $^7\text{Be}$  possui meia vida de 53 dias e fixa-se no solo por arraste pluvial, depositando-se nas primeiras camadas da superfície. A partir do seu reconhecimento em laboratório, é possível coletar amostras de campo, detectar e mensurar a presença do isótopo e os correlacionar com as variáveis ambientais locais para quantificar a taxa de mobilização de sedimentos do sítio de estudo. Logo, a utilização do  $^7\text{Be}$  apresenta-se como uma ferramenta poderosa nos trabalhos que desejem tratar da mobilização de sedimentos a curto prazo, em escala local (Walling, 2012).

Para esse fim, foi escolhida a bacia hidrográfica do Rio Pandeiros, localizada na margem esquerda do médio curso do Rio São Francisco, na porção norte do estado de Minas Gerais. Devido à grande diversidade de fauna e flora, ao fato de se constituir em um refúgio de vida silvestre e possuir uma área úmida à jusante, a bacia é caracterizada como de altíssima relevância ecológica e faz parte da Área de Proteção Integral (APA) Pandeiros (Minas Gerais, 1995; Bethonico, 2009; Oliveira, 2019; Lima, 2019; Augustin, *et al*, 2020 a,c; Relatório final multidisciplinar do projeto sustentabilidade da bacia do rio Pandeiros, 2020).

Além da presença dos núcleos urbanos de Januária, Bonito de Minas e Cônego Marinho, as atividades de pastoreio e de extração de carvão vegetal estendem-se por toda a bacia, (Bethonico, 2009, Fonseca *et al*, 2020). Tais usos são responsáveis por impactos ambientais negativos como a erosão acelerada e destruição de veredas, colocando em risco a qualidade ambiental tanto do Rio Pandeiros, quanto de seus afluentes. O risco de assoreamento do Pantanal Pandeiros também é um fator preocupante no cenário atual da bacia, o que acarretaria não só no desequilíbrio da dinâmica fluvial, mas também dos ecossistemas ali presentes (Subprojeto 1a. in: Projeto sustentabilidade da bacia do rio Pandeiros, 2020).

Desta forma, é necessário quantificar os processos erosivos nas vertentes da Bacia do Rio Pandeiros para, inicialmente, realizar um levantamento da taxa produção de sedimentos que pode alcançar a calha fluvial e ser talvez o gatilho para a instabilidade desses ecossistemas.

Esta pesquisa fez parte do Subgrupo 1a: Análise da dinâmica de encostas e da hidrogeomorfologia da bacia de drenagem do rio Pandeiros-MG, do Projeto Sustentabilidade da bacia do rio Pandeiros- MG: Dinâmica de Vertentes da Bacia do Rio Pandeiros, FAPEMIG (APQ-03773/14).

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivos gerais**

O desenvolvimento e aplicação de método de  $^7\text{Be}$  para cálculo de perda erosiva de sedimentos provocada por água de escoamento superficial em vertentes com geocoberturas (regolitos) formadas por substrato de rochas siliciclásticas, tendo como base a representação das mesmas em escala de bacia de drenagem.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- 1) quantificar as taxas de erosão em duas vertentes de dois afluentes do Rio Pandeiros, além do ponto de controle na Chapada Geral, através da detecção e mensuração da mobilização do  $^7\text{Be}$ ;
- 2) verificar se a concentração de  $^7\text{Be}$  em materiais muito permeáveis ocorre apenas nos primeiros centímetros do solo;
- 3) compreender a relação entre a hidrologia de vertentes, características físico-químicas do perfil e a mobilização de sedimentos nas vertentes em estudo;
- 4) explicar a mobilização dos sedimentos e do  $^7\text{Be}$  vertical e lateralmente na vertente;
- 5) compreender a distribuição espacial da erosão nas vertentes selecionadas.

## 2. REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1 Erosão

A erosão é reconhecidamente uma forma natural de processo de modelagem do relevo, necessária à manutenção da vida nas esferas biótica e abiótica, uma vez que é responsável pela mobilização e distribuição de material proveniente não somente das rochas, como também orgânicos (Goudie, 2004). Ela ocorre em diversos tipos, como os ravinamentos, voçorocamentos, respingo das gotas de chuva e erosão em lençol, cujos efeitos levam, entre outros ao empobrecimento (degradação) dos solos e ao assoreamento dos corpos hídricos.

Passa a tornar-se um problema social e econômico, quando é intensificada pelo homem, afetando não somente os ecossistemas, como a própria vida humana, através da perda de solos agricultáveis e impactos adversos no meio natural (Telles *et al.*, 2011).

O processo erosivo, no entanto, ainda não é bem compreendido, primeiro, por se tratar de um conceito aberto, em reformulação constante, e segundo, por não ser analisado sob a mesma perspectiva nas diversas áreas de pesquisa que tratam do tema.

Por envolver pesquisa em diversas áreas das ciências ambientais e mesmo econômicas e sociais, e com vistas tanto ao desenvolvimento de métodos que o quantifique e qualifique, quanto para avanço na tecnologia de recursos de contenção da erosão acelerada, faz-se necessária a compreensão de como esse processo é abordado, uma vez que apresenta caráter multidisciplinar. Nesse contexto, ressalta-se o papel das escalas de estudo que subsidiam os postulados para cada área, uma vez que o entendimento e previsão dos processos erosivos possuem abordagens diversas em micro e macroescala.

A escala aparece não apenas em âmbito cartográfico, mas também geográfico e cronológico. A compreensão da erosão depende ainda, não apenas do entendimento do profissional, mas também da abrangência fenômeno em questão. Segundo Caputo (1996), nas engenharias, as medidas de mobilização e remobilização do material pela erosão são essenciais para a previsão da estabilidade de estruturas como barragens, túneis, obras de arte, corte e aterro. A escala de estudo entra como fator dependente do tipo de estrutura do projeto de construção. Cronologicamente, alcança apenas o escopo da morfodinâmica, uma vez que o tempo abrigado para cálculo de durabilidade das estruturas, mesmo que de grande porte, ainda abarca o tempo humano.

Dada à heterogeneidade de material geológico, mineralógico e pedológico das geocoberturas (regolito, que inclui o solo, e rocha), é escopo das engenharias conhecer a influência da água nos processos presentes no substrato. Levantadas essas informações é possível realizar a “boa engenharia” (Caputo, 1996, p. 5), garantindo condições de segurança e estabilidade da obra, assim como retorno econômico. A erosão, nesse caso, aparece no âmbito dos estudos de mecânica dos solos – este de viés também muito diferente da compreensão de outras áreas ambientais (Fookes *et al.*, 2007). A utilização do conceito de erosão na engenharia vem, portanto, atrelada à necessidade de evitar não apenas danos às obras em construção, mas também danos posteriores às já construídas, uma vez que a geração de passivos ambientais foge da perspectiva da “boa engenharia”.

Nas ciências agrárias, a erosão surge como fator de perda econômica, uma vez que é responsável pela queda na qualidade da lavoura ou do pasto, removendo nutrientes e umidade disponíveis para diferentes culturas. O enfoque do processo erosivo é, assim, ligado à produtividade agrícola. Enquanto para as engenharias é necessário estabelecer a relação de movimentação de sedimentos de todo o regolito, ou seja, de “tudo que se encontra entre a rocha sã e o ar fresco” (Eggleton 2001, *apud* Keith; Colin, 2008, p. 1), significando todo material entre a cobertura geológica e a superfície, para a agricultura, refere-se ao que se passa nos quarenta centímetros de profundidade da superfície, conhecido como solo edáfico, uma vez que, geralmente, a maioria das raízes das plantas cultivadas não ultrapassam esta profundidade (Brady; Weil, 2013). Neste caso, a erosão antrópica torna-se bastante impactante devido às alterações que provoca no solo ou na vegetação natural, entre outros, “pelo superpastoreio, pela derrubada de florestas para uso agrícola, pela aração de encostas ou por terraplanagens” (Brady; Weil, 2013, p.552).

Ainda no escopo das ciências agrárias, há a ciência do solo, que se dedica basicamente a estudar seu desenvolvimento e características físicas de gênese, fertilidade, morfologia, nutrição, classificação e das relações entre elas. O enfoque de estudo é, nesse caso, o perfil, no contexto do desenvolvimento ou rejuvenescimento e as questões existentes no ambiente para palco destas transformações (Leipsch, 2013; Ker *et al.*, 2012). Os processos de mobilização dos sedimentos são vistos então a partir da ação principalmente da água, para explicar os diversos fatores e não apenas o carreamento de nutrientes ou desestabilização de material na encosta. Tais processos servem para explicar a dinâmica do perfil pedológico num contexto mais amplo. Dessa maneira, tornam-se relevantes estudos da mobilização de partículas em todo o *solum* e a conexão destas com os processos pedológicos (Resende, 2014).

A geologia, segundo Mackinder (1889, apud Caputo, 1996, p.4), é “o estudo do passado à luz do presente”, embasando ainda mais a perspectiva de que a erosão é um dos instrumentos mais importantes na construção da narrativa geológica, utilizando o que é palpável na paisagem hoje associado ao que há muito foi removido. Neste caso, a abordagem dos processos erosivos na Geologia é a de explicar o que e como se deu os processos formadores das rochas, processos estes que há muito deixaram de existir, pois envolve escalas temporais de milhares/milhões de anos. Dão ênfase às análises dos processos de produção dos materiais a partir do desgaste do material parental, suas maneiras e formas de deposição, levando ainda em conta, o paleo relevo, que pode auxiliar na detecção de elementos topográficos que interferiram nesses processos. Assim, além dos processos erosivos, são importantes os de acumulação, que respondem pela formação das rochas sedimentares e após tectônica, pelas sedimentares metamórficas. Dessa maneira, a descontinuidade de determinadas feições geológicas é explicada pelos processos erosivos ao longo do tempo, sendo necessário inseri-la numa escala cartográfico-temporal muito menor e mais ampla e abrangente.

A Geomorfologia, por outro lado, parte da premissa exatamente oposta à da Geologia, ou seja, a de que busca estudar o presente “à luz do passado” (Mackinder, 1889, *apud* Caputo, 1996, p. 4, Suertegaray, 2018). Como parte da Geografia Física, em vários países do mundo, a Geomorfologia busca integrar, nesse contexto, interseção de olhares de diversas ciências ou técnicas, logo o conceito de erosão para ela também é diferente. Nos estudos e pesquisas geomorfológicas, a erosão é empregada para “indicar processos exógenos globais ou grupo de processos direcionados ao nivelamento do relevo da Terra, em contraste com os processos endógenos antagonistas que o formam” (Goudie, 2004 p. 362). Ou seja, é compreendido de forma mais ampla, como um conjunto de processos capazes de “adquirir materiais das elevações mais altas, deslocá-los de um lugar para outro e deixá-los nas terras baixas” (Goudie, 2004, p. 362). Ao fazê-lo provoca mudanças e alterações na superfície terrestre, modelando o relevo e redistribuindo energia e os materiais que a compõem. Tendo em vista que estes processos modeladores ocorrem na superfície da Terra, onde o homem habita e do qual depende para sobreviver, a abordagem geomorfológica tem uma enorme importância para a sobrevivência das espécies e como informação básica para o uso dos recursos naturais, para análises visando o equilíbrio ecossistêmico, da saúde dos cursos de água e, assim, para o planejamento sustentável (Augustin *et al.*, 2020b).

É importante lembrar que a dinâmica dos processos erosivos é condicionada pelas características de clima, material parental, unidades geomorfológicas e intensidade e

quantidade de precipitação. De acordo com Thomas (2004) e Brady e Weil (2013), em ambientes tropicais, é possível destacar a ocorrência de três tipos comuns de processos erosivos: o pluvial, o fluvial e os movimentos de massa. O primeiro é causado pela ação da água da chuva, atrelado ao potencial de erosividade e erodibilidade da superfície. O segundo é gerado pela ação da água em corpos hídricos e o terceiro, pelo desprendimento e transporte das formações superficiais vertente abaixo, pela ação em conjunto da gravidade (Florenzano, 2008).

Por tratar-se de uma área da ciência extremamente dinâmica no que tange às mudanças de escala, é sempre necessário levar em consideração, as diferentes abordagens da geomorfologia, seus aspectos teóricos, bem como metodológicos e conceituais. Por isto, é fundamental que seja observado constantemente o trânsito escalar temporal e dimensional na investigação geomorfológica (Kohler, 2002; Boardman, 2006).

## **2.2 Erosão pluvial**

Para Florenzano (2008), a erosão pluvial ocorre mediante a retirada de material inconsolidado através dos fluxos de água na superfície ou subsuperfície, configurando-se como um processo de remoção de sedimento e lavagem das encostas. O estudo da hidrologia de vertentes trata de compreender e explicar como se iniciam, desenvolvem e no que culminam os processos de *runoff* (qualquer forma de escoamento superficial) nesta escala (Kirkby, 1978; Selby, 1982; Summerfield, 1991; Bierman; Montgomery, 2014).

Young (1972), Kirkby (1978), Selby (1982), Summerfield (1991) e Bierman e Montgomery (2014), chamam a atenção para o trajeto da água de chuva antes de alcançar a superfície da vertente, ou seja, como esta entra no sistema através da precipitação, podendo ser parcialmente retida no dossel da vegetação e voltar a ser inserida na atmosfera através da evapotranspiração, não chegando a alcançar a superfície. Mostram que a parte da precipitação que atinge a superfície, o faz através do contato direto (*throughfall*), ou escorre dos troncos ou do gotejamento das folhas da vegetação (*stemflow and drip*). Parte da água tende a infiltrar na superfície da vertente, diminuindo o escoamento superficial. Em porções da superfície, onde a capacidade de infiltração é menor do que a quantidade que escoar, ocorre um excedente de precipitação, levando a formação de um fluxo, denominado de hortoniano (*overland flow*) (Horton, 1933). Este fluxo escoar superficialmente e é capaz de movimentar partículas ao longo da vertente, sendo também denominado escoamento superficial pluvial (ESP).

A formação de um excedente de precipitação advém das características da superfície, pautadas tanto na física quanto na química do material, além da topografia. A porosidade, distribuição

de macro e microporos, e a permeabilidade, conectividade entre os poros, são características preponderantes nesta análise (Kirkby, 1978; Janson, 1982; Summerfield, 1991; Smetten; Gregory, 1996).

A parte que escoar na superfície e infiltra (*soil moisture storage*), pode ser armazenada nos poros subsuperficiais das geocoberturas (Saxton, Et Al. 1986; Summerfield, 1991; Zhao; Wu, 2004). Após a infiltração, a água tende a percolar para camadas subsuperficiais da cobertura, o que corre não só de forma descendente. A depender do material e composição da parte porosa, há também movimentação da água lateralmente (*throughflow*) e por vezes a formação de túbulos em subsuperfície, os pipes e escoamento lateral através destes (Kirkby, 1978; Ollier e Pain, 1996; Augustin e Aranha, 2006).

Há também, ao longo de todo perfil e toda vertente, a ação da capilaridade em que a pressão exercida sobre a água adsorvida nos torrões é capaz de transformar o movimento de descendência pela gravidade, em ascendência, sendo possível inclusive que a água alcance a superfície (Summerfield, 1991).

Quando a água segue percolando em direção às zonas verticais mais profundas, atinge a zona de aeração (*aeration zone storage*) ou zona vadosa, caracterizada pelo limiar entre a zona não saturada da cobertura e a saturada (Ollier; Pain, 1996). Em zona não saturada ainda há a existência de fluxos laterais (*interflow ou throughflow*) e descendentes. É interessante ressaltar que os fluxos de superfície e subsuperfície laterais até então citados, em um modelo ideal, findam diretamente no abastecimento do canal fluvial (Selby, 1982).

A porção saturada (*saturated groundwater storage*) é marcada pela presença do nível freático local, e pelo fluxo basal (*baseflow*) que se conecta à rede hidrográfica, mas diferentemente dos fluxos supracitados não possui conexão com a porção não saturada da vertente (Kirkby, 1975).

Há ainda os fluxos superficiais que provém de exfiltração, os chamados fluxos de retorno. Deve-se a determinado momento em que ocorre alguma forma de descontinuidade de permeabilidade em subsuperfície, atuando como uma barreira e esses fluxos afloram em superfície (Kirkby, 1978; Selby, 1982; Ollier e Pain, 1996).

O entendimento de como atua a erosão pauta-se em como ocorrem e se direcionam os fluxos, e como estes podem ser tanto modeladores da morfografia do sistema vertente quanto produto do mesmo (Florezano, 2008). A partir da compreensão dos mecanismos dos fluxos, é possível

identificar as diferentes formas de erosão hídrica, entre elas: por salpicamento (ou *splash*), laminar e linear (Kirkby, 1975, 1978; Florezano, 2008).

Summerfield (1991) destaca que a erosão por salpicamento (*rainsplash erosion*) resume-se ao deslocamento das partículas da superfície pelo impacto das gotas de chuva, ocorrendo frequentemente onde a vegetação é esparsa ou nula. O gradiente da vertente e as características da superfície influenciam diretamente na efetividade do salpicamento. Ainda de acordo com Summerfield (1991), ela é mais efetiva em superfícies arenosas em detrimento das silto-argilosas devido a maior coesão destas últimas. Quando ocorre isoladamente, pode causar impactos significativos sendo, entretanto, mais eficaz quando atrelada ao escoamento superficial, o que normalmente acontece. Isto ocorreria, porque o escoamento por si só desaloja partículas desagregadas da superfície, mas ao retirá-las permanece a camada inferior, agregada, fazendo com que as taxas de remoção diminuam gradativamente. Entretanto, quando ocorrem concomitantemente, o salpicamento perturba o material a todo o momento, de modo que, mesmo a superfície já tenha sido lavada e as partículas soltas retiradas, o ciclo repete-se quase que instantaneamente, tornando o transporte de material contínuo. O salpicamento por si só pode ainda contribuir para a diminuição da capacidade de infiltração da água na superfície, pois o impacto da gota de chuva desloca partículas finas que preenchem os poros disponíveis formando uma espécie de crosta impermeável (Young, 1972; Kirkby, 1978; Summerfield, 1991).

Selby (1982) chama a atenção para o fato de que a erosão laminar (*sheetwash*), apesar de menos perceptível do que a linear, é responsável por maior remoção de material da vertente. É uma forma de escoamento não concentrado, que ocorre na forma de lâminas, ou seja, não há incisão vertical da água na superfície. Divide-se entre escoamento em lençol e escoamento difuso.

Ambas são capazes de mobilizar apenas pequenas partículas e tem erosividade controlada pelas características da superfície, o que inclui o tamanho e coesão da partícula, o porte e características da vegetação e gradiente da encosta (Summerfield, 1991). Entretanto, quando se trata de escoamento difuso, há uma trama de filetes de escoamento, em formato anastomosado e milimétrico, não contínua, recorrente na superfície abaixo da serrapilheira. Já o escoamento em lençol ocorre uma continuidade momentânea do fluxo, em unidades espaciais restritas.

A linear ocorre de maneira concentrada, nas formas de sulcos, ravinas ou voçorocas. É chamada de linear, pois a depender da morfometria da vertente, os fluxos convergem para um ponto em comum. As peculiaridades da vertente, tais como material regolítico, cobertura vegetal,

declividade e microformas da vertente e intensidade do fluxo vão definir a forma com que as frações granulométricas se comportarão frente à erosão linear (Ollier; Pain, 1996; Carson; Kirkby, 1972, 1978; Barbosa; Augustin, 2000). Comparada às outras formas de erosão, a laminar é responsável por uma maior transferência de material nas frações finas. Para Oliveira (1992), sulcos, ravinas e voçorocas diferenciam-se através do “grau de sinergia entre os diferentes mecanismos que atuam no processo erosivo”, ou seja, distintas profundidades no entalhe erosivo e intensidade de remoção e carreamento de sedimentos.

### **2.3 Métodos convencionais de quantificação da erosão**

Devido ao grande impacto da erosão nos ecossistemas e na capacidade produtiva agropecuária (Telles *et al.*, 2011), esforços têm sido realizados para desenvolver métodos que repliquem os dados apreendidos em campo sobre remobilização e transporte de sedimentos e que, além de quantificar, possam auxiliar na compreensão de como ocorrem e por que ocorrem. Diversas características físico e químicas do material regolítico e da superfície têm sido investigadas, no sentido de esclarecer e apontar seu papel na compreensão desses processos (Selby, 1982; Casali *et al.*, 2006; James, *et al.*, 2007; Collins *et al.*, 2010; Castillo *et al.* 2012). Esforços para entender e classificar a erodibilidade dos solos, segundo Selby (1982), datam da década de 1930, iniciados com o trabalho pioneiro de Boyuocos (1935), que procurou compreender suas características físico-químicas buscando inferir um índice final. Entretanto, os trabalhos realizados neste sentido, não obtiveram o sucesso esperado, devido à dificuldade de entender tais dados (Anache *et al.*, 2015).

Gouldie *et al.* (1981) e Selby (1982) apontam que a técnica de parcelas de campo surgiu como uma alternativa para quantificar diretamente a taxa de sedimento perdida durante eventos naturais de precipitação além de permitir a análise das variáveis ambientais locais. Os resultados seriam complementados por diversas outras parcelas, em diversas outras coberturas vegetais, permitindo possível comparação entre uso do solo e perda de material. Variações deste método envolvem o tratamento estatístico dos dados coletados em campo numa tentativa de determinar quais das variáveis naturais influenciam em maior escala o processo erosivo.

Um desses métodos foi desenvolvido por Wischmeier e Mannering (1969) de maneira a estabelecer “uma correlação entre erodibilidade e um grande número de variáveis” (Selby, 1982, p. 102). Através de estudos estatísticos prévios foi desenvolvida uma equação empírica, a *Universal Soil Loss Equation* (USLE), em que 24 variáveis representativas das propriedades dos solos seriam analisadas na intenção de prever erodibilidade dos solos. Quando utilizada, a

USLE ( $A = R \times K \times L \times S \times C \times P$ ) propõe quantificar a erosão anual do solo através de fatores de erosividade da chuva (R), erodibilidade do solo (K), cobertura e manejo (C), práticas de conservação (P), coeficientes de comprimento de rampa (L) e declividade (S) (Chaves, 2010). O valor de R busca quantificar o impacto da gota de chuva na superfície e fornece informações sobre a possível taxa de escoamento derivada da precipitação. K estima as diferentes condições naturais de um solo frente às intempéries. L e S aliadas representam a topografia da área escolhida que interagem diretamente com a dissipação de energia do processo de escoamento. C refere-se a cobertura vegetal, na qual são relevantes tanto o cultivo, quanto como é realizada sua prática, e, por fim, P que objetiva exemplificar as medidas implantadas para controle da erosão (Renard; Ferreira, 1993; Ligonja; Shrestha, 2013). Entretanto, foi constatado que a sua aplicação com resultados expressivos fica restrita apenas aos solos relativamente uniformes, de textura média.

Em um segundo momento, através da revisão da equação, obteve-se a RUSLE, com adaptações para aumentar a precisão do modelo. Neste caso, modificou-se a forma de obtenção dos valores L-S e C e o cálculo de P tornou-se mais determinístico (Yoder *et al.*, 1992). Apesar de todas as modificações, alguns autores comprovaram que a eficiência na previsão da perda de solo, ainda se apresenta aquém do esperado (Rapp, 1994). Boardman (2006) aponta inclusive que apesar de uma gama de variáveis utilizadas para *input* de dados para operação da equação, informações sobre a taxa média da erosão, ou a identificação dos eventos específicos envolvidos, não considerados na equação, são primordiais para se obter informações sobre a mobilização de material.

Neste sentido, ainda em 1982, Selby avalia que ainda seria necessário elaborar maneiras mais práticas e verossímeis para que os processos de transporte de material fossem amplamente compreendidos.

“In spite of encouraging success of the Wischmeier and Mannering equation it is still true to say that none of the proposed measures conforms completely to the requirements of an erodibility index: that it be simple to measure, reliable in operation, capable of universal application and capable of providing a quantitative measure of the erosion which will take place when the soil is subjected to rain of known erosive power” (SELBY, M., 1982, p.103).

Esses métodos supracitados foram sendo aprimorados ao longo dos últimos trinta anos e são ainda utilizados por diversos pesquisadores das geociências. Chen (2011), por exemplo, aponta que pesquisas recentes têm sido conduzidas tentando associar as equações às técnicas de

sensoriamento remoto e GIS (*Geographical Information System*) na busca de ferramentas eficazes na geração de informações espaciais e quantitativas sobre estudos de erosão do solo e mapeamento de avaliação de risco (Rabia, 2012). Pesquisas que seguem esse padrão de associação de técnicas têm obtido altos níveis de correlação e confiabilidade, configurando uma possibilidade na obtenção de informações refinadas para taxas de erosão.

Assim como a aplicação das equações de perda de solos, a utilização de estações experimentais como as parcelas ainda é frequente, recorrendo atualmente a técnicas mais refinadas (Marchioro, 2002; Marchioro; Augustin, 2004). Parcelas são porções fracionadas da paisagem – divididas a depender do enfoque da pesquisa – em que são realizadas coletas de sedimentos em diversos pontos para obter taxas do fluxo de sedimento ( $\text{kg/m}^2$  ou  $\text{t/ha}$ ) (Marchioro; Augustin, 2007; Pinese Junior, *et al.*, 2008).

Campos (2009) indica que ainda são necessárias técnicas que minimizem a interferência do homem e dos equipamentos instalados, e que sejam mais práticas e passíveis de reaplicação. A variação deste método pode ser observada em trabalhos que se propõem a aliar parcelas à digitalização do terreno, modelagem de evolução do micro relevo e de vertente para as características geoambientais do local de estudo (Barbosa; Augustin, 2000).

Ainda que aprimorados ao longo das últimas décadas, os métodos de quantificação da erosão necessitam ser aperfeiçoados para alcançar altos níveis de confiança quanto à quantificação das taxas de remobilização de sedimentos em escala de vertente.

#### **2.4 Métodos alternativos de quantificação da erosão**

Segundo Lal (1991), uma importante contribuição para a geomorfologia em termos de métodos alternativos aos já consagrados para a quantificação de taxas de erosão e sedimentação são as técnicas nucleares, aliadas aos isótopos cosmogênicos. Isto, devido à relativa facilidade em quantificá-los em campo e laboratório e a possibilidade de associá-los às dinâmicas da paisagem. A geocronologia é a técnica empregada para compreender o comportamento desses isótopos, associada à mensuração de diferentes processos geomorfológicos (Gosse; Phillips, 2001).

Isótopos cosmogênicos são formados através da interação da radiação cósmica com elementos químicos presentes na atmosfera e nos materiais litosféricos localizados nos poucos metros mais superficiais da crosta terrestre (Lal, 1991; Gosse e Phillips, 2001, Walling, 2012). Por ocorrerem nas porções superficiais da crosta é possível associar sua maior ou menor presença

às intensidades dos processos aos quais estiveram submetidos. Segundo Walling (2012) e Salgado (2008), a quantificação dos isótopos permite compreender e mensurar taxas de erosão, datar eventos ou até mesmo compreender episódios neotectônicos.

A quantificação só acontece porque cada isótopo possui uma meia-vida específica, servindo, assim, como marcadores temporais. As taxas de decaimento determinam, portanto, a escala do processo em que cada isótopo pode ser indicador, uma vez que possuem alta variabilidade partindo de dias até milhares de anos, como o  $^7\text{Be}$  (53 dias),  $^{210}\text{Pb}$  (22 anos),  $^{137}\text{Cs}$  (30 anos),  $^{10}\text{Be}$  (1.500 anos),  $^{36}\text{Cl}$  (300 mil anos),  $^{26}\text{Al}$  (730 mil anos) (Lal, 1991; Wallbrink; Murray, 1996; Blake *et al.*, 1999; Choppin *et al.*, 2001; Salgado, 2008; Esquivel, 2017).

Desta maneira, podemos tomar como exemplos pesquisas desenvolvidas em diferentes linhas de pesquisas e escalas de análise empregadas, como mostram as contribuições de Figueira *et al.* (2003) no trabalho “Levantamento das taxas de sedimentação na região costeira do estado de São Paulo utilizando o radionuclídeo  $^{137}\text{Cs}$ ” e o de Varajão *et al.* (2019), no “Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão ( $^{10}\text{Be}$ ) e da pedogênese”.

No trabalho de Figueira *et al.* (2003), foi determinado o nível de  $^{137}\text{Cs}$  referente ao período de maior incremento deste na atmosfera – pós explosão nuclear de Chernobyl – e determinar quando o *fallout* atingiu e depositou-se na costa paulista. Foi possível ainda quantificar a concentração do isótopo em testemunhos e datá-los, possibilitando o levantamento das taxas de sedimentação posteriores para a região.

No estudo supracitado de Varajão *et al.* (2019), aliaram a quantificação das taxas de erosão através do  $^{10}\text{Be}$  às análises químicas, mineralógicas de perfis do solo para corroborar hipóteses há muito defendidas acerca do soerguimento da região do Quadrilátero Ferrífero e da separação de “dois Brasis geomorfológicos”.

Apesar de abordagens distintas, ambos os trabalhos demonstram a relevância e importância da utilização dos isótopos cosmogênicos para análise da remoção, transporte e sedimentação de material (Gomes, *et al.*, 2018). Há ainda a possibilidade de aliar diversos isótopos em uma pesquisa para análise multiescalar de um evento, subsidiando resultados cada vez mais próximos da realidade passada.

## 2.5 O $^7\text{Be}$ como instrumento de quantificação

Um dos isótopos utilizados para análise da perda erosiva em grande escala é o  $^7\text{Be}$  (Berílio-7). Por possuir meia-vida de 53 dias (Blake *et al.*, 1999) o  $^7\text{Be}$  é relevante para estudos de processos ambientais curtos, em escala de meses, tais como redistribuição dos sedimentos do regolito/solo, avaliação da fonte de sedimentos, transporte de massa de ar e remoção de metais-traço da atmosfera (Juri Ayub, 2012).

De acordo com Juri Ayub (2012) e Kaste (2002), sua taxa de produção na atmosfera através da espalção por raios cósmicos, de oxigênio e nitrogênio (Lal, *et al.*, 1985), relaciona-se diretamente com a taxa de deposição na superfície e varia de acordo com latitude, altitude e atividade solar. Seu principal meio de transporte até a superfície terrestre é através da precipitação que ingressa no solo representando aproximadamente 90% de sua deposição. Há possibilidade também de ocorrer por via seca, apenas pela ação da gravidade (Kaste, 2002).

Ao entrar em contato com os solos e a vegetação, o  $^7\text{Be}$  é rapidamente sequestrado por superfícies de troca catiônica, sendo rápida e fortemente fixado na superfície do solo (Schuller, 2006; Kaste, 2002). De acordo com a literatura, o isótopo é comumente encontrado apenas nos primeiros centímetros do solo, salvo poucas exceções (Wallbrink; Murray, 1996; Esquiavel, 2017).

A abordagem empregada para utilização do  $^7\text{Be}$  como método de investigação da erosão baseia-se em um primeiro momento na apreensão de como ocorre o decaimento radioativo do nuclídeo, para que, em uma segunda etapa, possa ser calculada sua concentração e atividade nas camadas superficiais da cobertura e, então, estimadas as perdas erosivas.

### 2.5.1 Decaimento radioativo do $^7\text{Be}$

Segundo Cardoso *et al.* (2000), os núcleos atômicos contêm nêutrons e prótons confinados em um espaço ínfimo. Os prótons são positivamente carregados e, portanto, repelem-se fortemente; já os nêutrons são eletricamente neutros e impedem a desintegração do núcleo. Contudo, é necessário que a razão entre o número de nêutrons e prótons no núcleo ( $N/Z$ ) seja adequada ao número atômico do átomo, nem muito pequena, nem muito elevada.

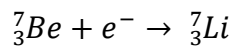
De acordo com o autor acima citado, em um isótopo radioativo, a razão não se encontra dentro da faixa ideal de estabilidade e o núcleo torna-se energeticamente instável. Assim, se nos radioisótopos a razão  $N/Z$  encontra-se elevada, o núcleo pode se livrar do excesso de prótons capturando elétrons de sua própria coroa eletrônica; o elétron capturado interage com um próton

do núcleo gerando um nêutron ( $p^+ + e^- \rightarrow n^0$ ). Se a razão  $N/Z$  estiver deficiente é devido à falta de nêutrons, e um próton do núcleo pode se transformar num elétron ( $p^+ \rightarrow n^0 + e^-$ ); como o elétron, evidentemente, não pode existir no núcleo, é expelido na forma de uma radiação beta ( $\beta^-$ ). Também podem ocorrer outros tipos de radiações como alfa ( $\alpha$ ) e pósitron ( $\beta^+$ ), radiações em série etc., mas a resultante é sempre um núcleo final estável. Quando ocorre a emissão de radiação e a decorrente transformação de uma espécie nuclear (ou nuclídeo) em outra, diz-se que ocorreu um decaimento radioativo.

Ainda segundo Cardoso (2000), no caso do radioisótopo  ${}^7\text{Be}$ , seu núcleo contém três nêutrons ( $N = 3$ ) e quatro prótons ( $Z = 4$ ) e a relação  $N/Z = 0,75 < 1$  mostra ser evidente que se tem um núcleo com um excesso de prótons, portanto, instável. Ele tende a capturar um nêutron de sua coroa eletrônica e transformar-se no nuclídeo estável  ${}^7\text{Li}$  pela reação nuclear:



ou



(1)

onde os subscritos indicam o número atômico e os sobrescritos os números de massa dos nuclídeos. O nuclídeo  ${}^7\text{Li}$  tem a razão  $N/Z = 4/3 > 1$ , adequada para conferir estabilidade ao núcleo. No entanto, o decaimento radioativo não ocorre imediatamente após a formação do radioisótopo; neste caso específico, acontece imediatamente após a formação do  ${}^7\text{Be}$  pela espalção do  ${}^{14}\text{N}$ . Como apontado por Cardoso (2000) a radioatividade é um fenômeno estatístico e cada radionuclídeo tem uma probabilidade de decair após certo tempo médio que lhe é característico, uns mais rapidamente e outros mais lentamente. Se houver um número  $N$  de radionuclídeos (agora  $N$  não mais representa o número de neutros, mas sim de núcleos instáveis), então a velocidade de decaimento, ou taxa de decaimento,  $dN/dt$  é proporcional à quantidade de nuclídeos presentes, podendo ser descrita como:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

(2)

onde  $\lambda$  é a constante de proporcionalidade (Choppin *et al.*, 2001), denominada constante de decaimento e o sinal negativo é necessário, posto que, sendo a quantidade de nuclídeos  $N$

decrecente com o tempo  $t$ , a taxa de variação é negativa. Integrando a equação diferencial acima, supondo que no tempo inicial  $t = 0$  havia um número  $N_0$  de radionuclídeos, obtém-se:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3)$$

que indica o número  $N$  e radionuclídeos restantes após decorrido um intervalo de tempo igual a  $t$ , ou seja, que não decaíram constituindo, assim, a *equação do decaimento radioativo*, representando que o número de radionuclídeos decresce exponencialmente (Alves, 2010).

Uma complicação relativa a esse modo de decaimento é que, rigorosamente  $N$  tende para zero, mas só o alcança num tempo infinito. Deste modo, torna-se impossível determinar um tempo para o decaimento total, ou mesmo um tempo médio de decaimento.

Contudo, tomando-se os logaritmos neperianos dos dois lados da equação do decaimento acima, vem, conforme apresenta Esquivel (2017):

$$\begin{aligned} \ln N &= \ln N_0 - \lambda t \\ \lambda t &= \ln N_0 - \ln N \\ t &= \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N} \end{aligned} \quad (4)$$

Pode-se então determinar o tempo necessário para que metade dos radionuclídeos originais tenham decaído. Chama-se meia-vida ( $t_{1/2}$ ) o tempo em que  $N = N_0/2$ . Substituindo estes valores da expressão acima (Esquivel, 2017):

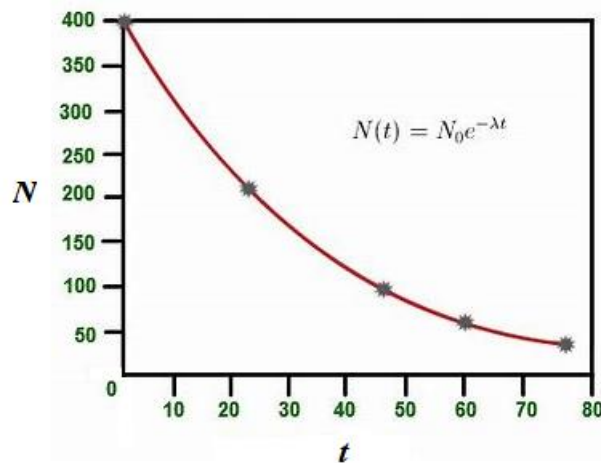
$$t_{1/2} = \frac{\ln 0,5}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad (5)$$

onde a constante de decaimento  $\lambda$ , que determina a velocidade de decaimento é dada exclusivamente a cada radionuclídeo, sendo que seus valores foram medidos experimentalmente com alta precisão em diversos laboratórios do mundo, estando disponíveis na literatura (Choppin; Liljenzin; Rydberg, 2001). Quanto menos instável o radionuclídeo, maior o valor de  $\lambda$  e vice-versa. Desta maneira, a equação do decaimento radioativo pode ser estabelecida como (Schuller, 2006; Esquivel, 2017):

$$N = N_0 e^{-\frac{0,693}{t_{1/2}} t} \quad (6)$$

No que tange aos radionuclídeos, não se denomina vida média e sim de meia-vida. O gráfico (Figura 1) de decaimento abaixo, mostra que após uma meia-vida, o número  $N$  de radionuclídeos caiu pela metade. Após duas meias-vidas  $N$  cai para  $1/4$  e após  $n$  meias-vidas cai para  $1/2^n$  do número inicial e assim *ad infinitum* (Schuller, 2006; Esquivel, 2017):

**Figura 1** - Decaimento radioativo de radionuclídeos



Fonte: OpenStax, 2016.

Na prática não se mede o número de núclídeos presentes em uma amostra, mas sim a atividade, ou o número de emissões que eles produzem por unidade de tempo, ou seja, sua atividade ( $A$ ) acusada por detectores apropriados e registrada em contagens por segundo (CPS) ou pela unidade denominada becquerel ( $1\text{Bq} = 1\text{CPS}$ ) (Choppin, Liljenzin E Rydberg, 2001). Como a atividade é proporcional ao número de núclídeos presentes, pode-se usar a equação do decaimento para representar a variação da atividade com o tempo (Esquivel, 2017):

$$A = A_0 e^{-\lambda t} = A_0 e^{-\frac{0,693}{t_{1/2}} t} \quad (7)$$

que também é válida para a atividade por unidade de massa ou volume, que corresponde a uma concentração de radionuclídeos ( $C$  em  $\text{Bq/kg}$  ou  $\text{Bq/L}$ ).

Em trabalhos como de Schuller (2006) e Esquivel (2017) que utilizam traçadores ambientais as amostras são colhidas em campo, transportadas para o laboratório e medidas, após decorrido um certo tempo. Os níveis de atividade dos traçadores ambientais são notoriamente baixos. No

caso das aplicações do  $^7\text{Be}$ , em que são colhidas diversas amostras, estas devem ser contadas durante longos tempos (tipicamente 24 horas) para se obter uma adequada estatística de contagem.

Como normalmente não se dispõe de muitos detectores de alto desempenho, resulta que as amostras são contadas vários dias após a coleta e em diferentes intervalos de tempo entre amostragem e contagem. Destarte, é mandatório que todas as diferentes perdas por decaimento sejam levadas em conta. Isso se faz estimando as atividades que as amostras teriam no dia de amostragem.

Se a atividade registrada em uma amostra  $i$  foi  $A_i$  e ela foi contada há um tempo  $\Delta t_i$  após a amostragem, a atividade da amostra no dia de amostragem era  $A_{o,i}$ , que pode ser estimada dividindo ambos os lados da equação de decaimento por  $e^{-\lambda t}$ , obtendo-se (Schuller, 2006; Esquivel, 2017):

$$A_{o,i} = A_i e^{\lambda \Delta t_i} \quad (8)$$

### 2.5.2 Densidade espacial e densidade de atividade espacial

Quanto a apreensão da densidade de atividade espacial ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ), esta é medida no sítio de amostragem de referência, que é determinado por uma superfície não perturbada na qual não há ocorrência nem de remoção nem de deposição de sedimento (Schuller, 2006).

Esta porção de solo superficial, utilizada para aplicação do método é comumente tratada como *topsoil*. A literatura indica que o *topsoil* nada mais é do que a porção mais superficial da cobertura terrestre, indicando que se pode assumir que seja constituído pelos primeiros centímetros do solo, entre 0 e 10 cm, ou seja, abrangendo geralmente o primeiro horizonte (Zatelli, 2017); Křibek *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2010).

Em um segundo momento, é medida a densidade de atividade espacial do ponto de comparação, sendo que a redução ou incremento desse valor implica no ganho ou na perda de material.

Unindo informações do grau de acréscimo ou decréscimo do aporte de  $^7\text{Be}$  e informações sobre o comportamento da distribuição do isótopo nas camadas iniciais da superfície do solo, podem ser obtidas as estimativas de quantidades de erosão e deposição, conforme demonstrado por Schuller (2006) e Esquivel (2017).

Segundo Schuller (2006), a partir do pressuposto da rápida e forte fixação do  $^7\text{Be}$  e informações obtidas por Walling (1999) e Blake (1999), é possível assumir que a distribuição vertical do ponto de referência e dos pontos amostrados será caracterizada por uma diminuição exponencial da sua concentração perfil abaixo. Através desta característica foi possível aos autores desenvolver o modelo de conversão de medidas da concentração de  $^7\text{Be}$  em estimativas de intensidade de redistribuição de sedimentos.

Partindo do pressuposto que a distribuição em profundidade do  $^7\text{Be}$  é exponencial, pode-se considerar (Schuller, 2006; Esquivel, 2017):

$$C(x) = C(0)\exp\left(\frac{-x}{h_0}\right) \quad (9)$$

Em que  $x$  ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ) representa a profundidade mássica de solo, medida a partir da superfície e  $C(x)$  a concentração de  $^7\text{Be}$  expressa em termos de densidade mássica de atividade ( $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) na profundidade  $x$ . Segundo Esquivel (2017), o  $C(0)$  é “dado pela concentração em atividade mássica total do perfil abaixo da superfície ( $x = 0$ ), e  $h_0$  ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ), a profundidade mássica de relaxação, parâmetro este que varia com a forma da distribuição em profundidade do  $^7\text{Be}$  no solo”.

### 2.5.3 Inventário do $^7\text{Be}$ no Sítio de Referência

O inventário do sítio de referência,  $A_{ref}$  ( $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ ), é definido (Schuller, 2006; Esquivel, 2017) como a atividade total de  $^7\text{Be}$  por unidade de área em um sítio estável:

$$A_{ref} = \int_0^{\infty} C(x)dx = h_0 C(0) \quad (10)$$

O inventário, abaixo da profundidade  $x$ ,  $A_x$  ( $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ ) para a distribuição inicial é então (Schuller, 2006; Esquivel, 2017)

$$A_x = \int_x^{\infty} C(c)dx = A_{ref} \exp\left(\frac{-x}{h_0}\right) \quad (11)$$

Como proposto por Schuller *et al.* (2006) e Sepulveda *et al.* (2008) e esclarecido no trabalho de Esquivel (2017, p. 11): “medindo-se a concentração em atividade ( $C$ ) em diferentes incrementos de profundidade de solo na área de referência e estabelecendo-se a massa em profundidade em cada incremento, os valores de  $A(x)$  para as profundidades mássicas  $x$  correspondentes podem ser determinados. A partir da regressão linear entre  $\ln(A_x)$ , é possível encontrar  $h_0$  e  $A_{ref}$ ”.

De acordo com Marestoni (2007) como é um perfil exponencial de profundidade, 63% do  $^7\text{Be}$  estará confinado na profundidade entre 0 e  $h_0$ ; logo, conclui-se que quanto maior for o valor de  $h_0$ , maior será a profundidade de penetração do  $^7\text{Be}$  no solo.

#### 2.5.4 Perda de material no sítio de amostragem

Caso ocorra um evento que retire a camada superficial do ponto de amostragem em estudo, podemos afirmar que o remanescente do inventário de  $^7\text{Be}$ ,  $A$ , será menor do que de  $A_{ref}$ . A massa de material retirado por área,  $R$  ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ) equivale à camada de material removido no ponto de amostragem. Substituindo  $x = R$  na equação (11), a atividade remanescente neste ponto pode ser calculada (Esquivel, 2017):

$$A_R = A_{ref} \exp\left(\frac{-R}{h_0}\right) \quad (12)$$

De acordo com Esquivel (2017), transformando a equação 4 a quantidade de material retirado  $R$  por unidade de área no sítio de amostragem pode ser calculada com base no inventário de referência:

$$R = h_0 \ln\left(\frac{A_{ref}}{A}\right) \quad (13)$$

Sendo  $h_0$  parâmetro para “determinar a taxa de erosão de solo com base na medida total do inventário de  $^7\text{Be}$  e constitui uma relação linear entre a quantidade de erosão e o logaritmo natural da razão do inventário de referência do inventário de  $^7\text{Be}$  medido” (Esquivel, 2017).

#### 2.5.5 Deposição de material no sítio de amostragem

Por outro lado, se o inventário medido no sítio amostrado ( $A'$ ) possui valores maiores do que  $A_{ref}$ , presume-se que ocorreu deposição de material no local. De acordo com Schuller *et al.*, (2006), Sepulveda *et al.* (2008) e Esquivel (2017) pode-se determinar a massa de material depositado por unidade de área,  $R'$  ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ), pela razão entre a atividade em excesso ( $A' - A_{ref}$ ) e a concentração da atividade mássica de  ${}^7\text{Be}$  do material depositado neste ponto  $C_d$  ( $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ):

$$R' = \left( \frac{A' - A_{ref}}{C_d} \right) \quad (14)$$

Estima-se o valor de  $C_d$  através da medida dos valores das concentrações de atividade de  ${}^7\text{Be}$  dos locais de perda de material. Já a estimativa da concentração da atividade de  ${}^7\text{Be}$  no material erodido de um ponto  $C_e$  ( $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) é calculada a partir da divisão entre a fração do inventário perdido neste local e a massa de material erodido por unidade de área (Esquivel, 2017):

$$C_e = - \left( \frac{A' - A_{ref}}{R} \right) = \frac{A_{ref} \left[ 1 - \exp\left(\frac{-R}{h_0}\right) \right]}{R} \quad (15)$$

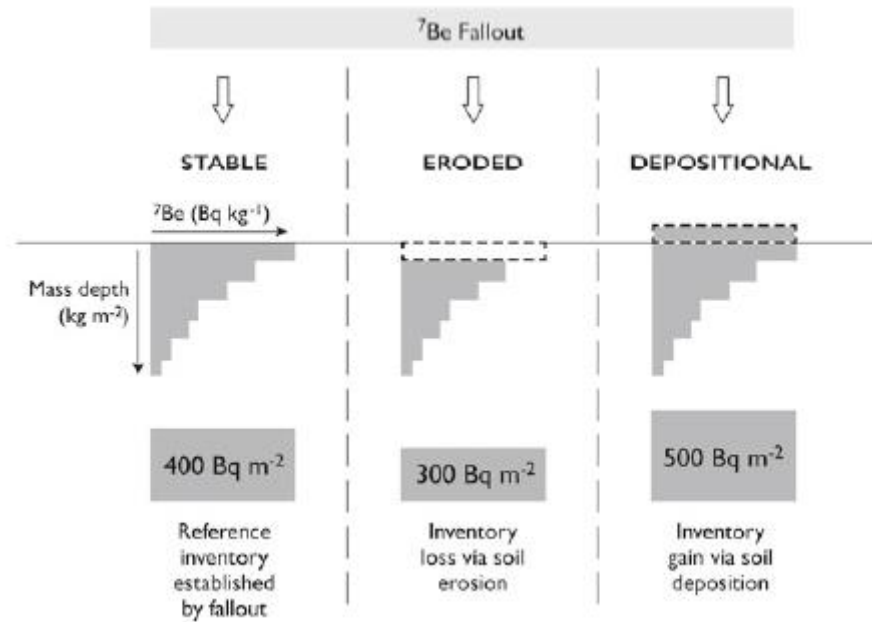
A estimativa da concentração média em atividade do  ${}^7\text{Be}$  do material depositado  $C_d$  é realizada através da média ponderada da concentração da atividade,  $C_e$ , do material movimentado a partir da área  $S$  à montante (Esquivel, 2017):

$$C_d = \frac{\sum C_e R}{\sum R} \quad (16)$$

Ainda segundo esse último autor, é possível estabelecer as taxas de erosão e deposição nos sítios em estudo caso sejam utilizados os parâmetros  $A_{ref}$  e  $h_0$  previamente estabelecidos da distribuição vertical inicial do isótopo na superfície (sítio de referência) e as equações 14 e 15.

Após análise, tratamento dos dados e cálculos se tem o inventário da concentração no sítio de referência e através dele, é possível obter-se os dados das áreas submetidas por remoção ou deposição de material, conforme demonstrado pela Figura 2.

**Figura 2** - Exemplo do inventário e cálculo de remoção ou deposição de material através do  $^7\text{Be}$



Fonte: Taylor, *et al.*, 2019.

Walling (1999) ressalta que é necessário partir de três premissas para utilização do  $^7\text{Be}$  como indicador de remobilização de sedimentos:

- 1) A quantidade de  $^7\text{Be}$  presente na camada superficial, antes do estudo em investigação, deve estar distribuído de maneira espacialmente uniforme;
- 2) A deposição do  $^7\text{Be}$  associado ao processo erosivo também deve ser espacialmente uniforme na área em estudo;
- 3) O  $^7\text{Be}$  rápido e fortemente fixado na superfície do solo só poderá ser redistribuído pela mobilização das partículas do solo.

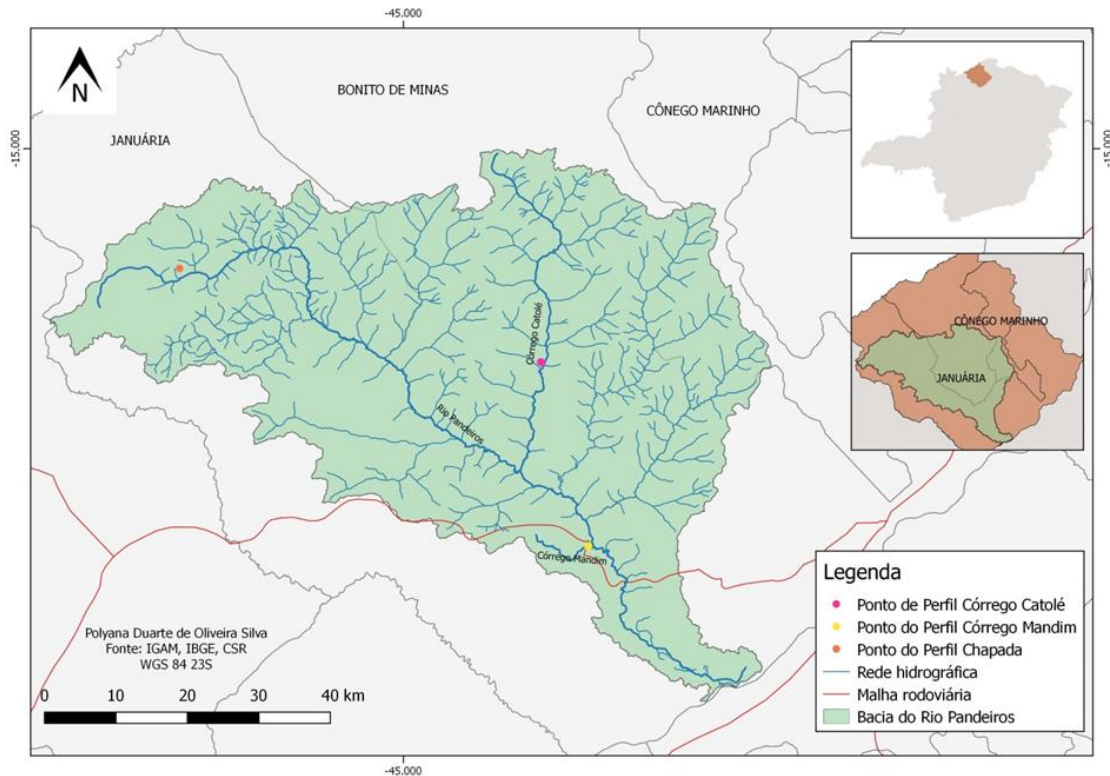
As limitações da utilização deste radionuclídeo são resultantes do delicado manuseio necessário no momento de coleta das amostras, a dificuldade em quantificar o  $^7\text{Be}$  em áreas cobertas por vegetação, uma vez que este tende a se fixar rapidamente nela, e a disponibilidade de realizar a contagem da concentração do radionuclídeo de forma rápida devido ao seu relativamente curto período de meia-vida (Pinto, 2011).

O  $^7\text{Be}$  possui emissividade de raios gama com energia de 477,6 keV (baixa energia) (Marestoni, 2007). Dessa forma, a técnica empregada para sua detecção e quantificação é a espectrometria gama.

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A bacia hidrográfica do Rio Pandeiros, sub-bacia do Rio São Francisco, localiza-se na região norte do estado de Minas Gerais e abrange os municípios de Januária, Bonito de Minas e Cônego Marinho (IEF, 2019), conforme a Figura 3. Possui 3.960 km<sup>2</sup> e altíssima relevância ecológica, fazendo parte da Área de Proteção Integral (APA). A promulgação da Lei nº 11.901 de 11 de setembro de 1995 (Minas Gerais, 1995) que assegura a criação da APA, ou seja, da área da bacia do Rio Pandeiros como uma Unidade de Conservação de uso sustentável, ocorreu tendo em vista a necessidade de salvaguardar fauna, flora, o pântano Pandeiros, a procriação de peixes e sua imensa beleza cênica (Pereira, 2017).

**Figura 3** - Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Pandeiros.



Fonte: IGAM, IBGE, CSR.

Elaboração: autora, 2020

O pântano Pandeiros (ou Pantanal do Rio Pandeiros) é encontrado na foz do Rio Pandeiros, possuindo área alagável que varia entre três e cinco mil hectares. De acordo com Nunes *et al.* (2009) “é responsável por 70% da reprodução e do desenvolvimento da fauna ictiológica de piracema do Rio São Francisco”. A relevância da área é tanta que se tornou pelo Decreto nº 43.910 de 05 de novembro de 2004, Refúgio de Vida Silvestre Alagados, categoria dentro das Unidades de Conservação de proteção integral para os ecossistemas locais “onde se asseguram

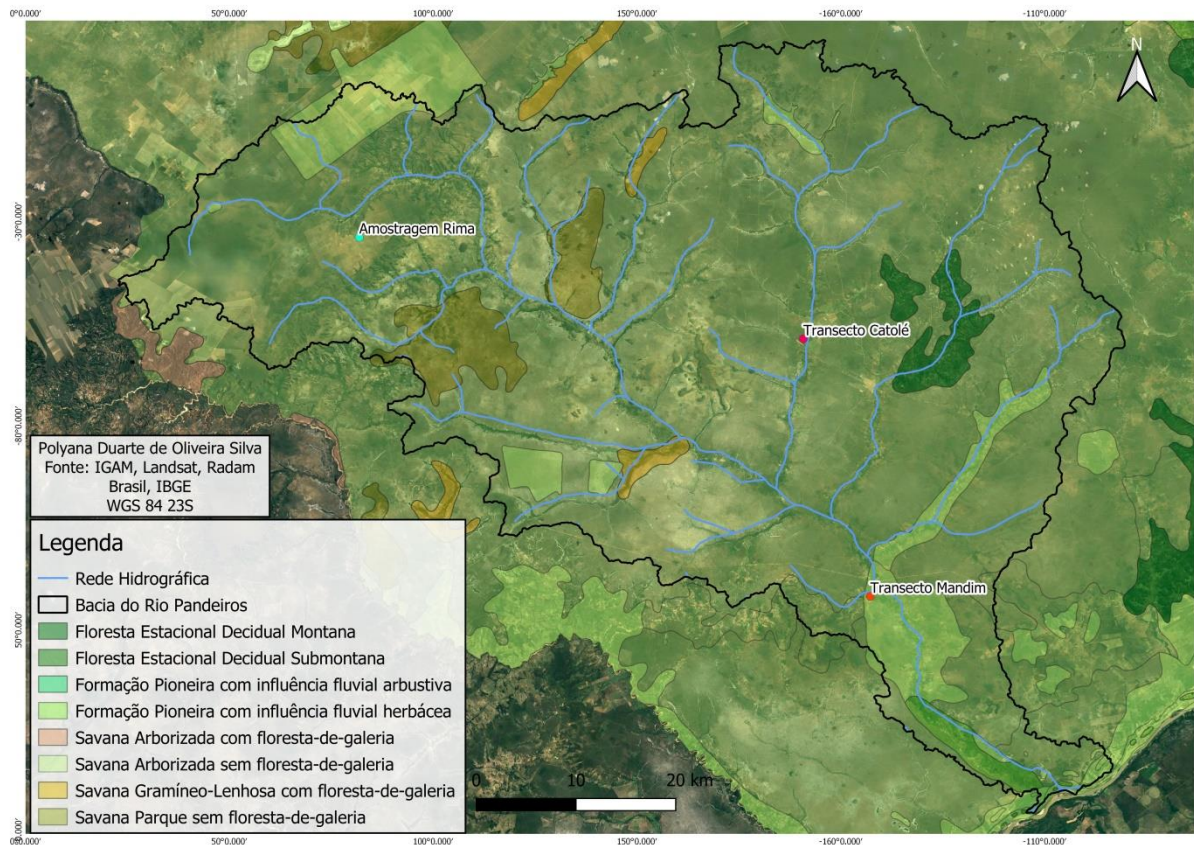
condições para existência ou reprodução de espécies da flora e da fauna residente ou migratória” (Nunes *et al.*, 2009, p.9).

Mesmo com medidas implementadas para assegurar a biodiversidade local, diversos impactos ambientais ocorrem em toda extensão da bacia, como destruição de veredas, retirada de mata ciliar e construção de estradas vicinais com impacto direto nessa área, causando a diminuição das águas e o assoreamento, o que resulta em preocupação constante (Nunes *et al.*, 2009; Fonseca *et al.*, 2020; Lima *et al.*, 2019; Augustin *et al.*, 2020).

A vegetação da bacia é constituída pela transição de biomas entre a caatinga e o Cerrado, porém são também encontradas diversas outras fitofisionomias (Figura 4). Entre elas, destacam-se a “Mata Seca caracterizada pelo complexo de vegetação da floresta estacional decidual, caatinga arbórea, caatinga arbustiva arbórea, caatinga hiperxerófila, florestas associadas com afloramentos cársticos e outros, mata ciliar, vazante e seus estágios sucessionais” (Minas Gerais, 2004, nº 43.910/04, art.3).

A marcante deciduidade vegetacional relaciona-se com a sazonalidade climática na região e o déficit hídrico significativo em parte do ano hidrológico. De acordo com Moura (2009) a precipitação anual oscila em torno de 846 mm ao ano e a média térmica em torno de 24° C, mas a amplitude térmica pode alcançar até 36° C, entre 9 e 45° C (Nunes *et al.*, 2009). Segundo a classificação de Koppen, a Bacia do Rio Pandeiros está inserida numa área de clima tropical quente (Aw) e reflete características marcantes do semiárido brasileiro (Bethonico, 2009), estando contida na área do polígono da seca (Sudene, 2008).

**Figura 4 - Mapa da vegetação da Bacia do Rio Pandeiros.**



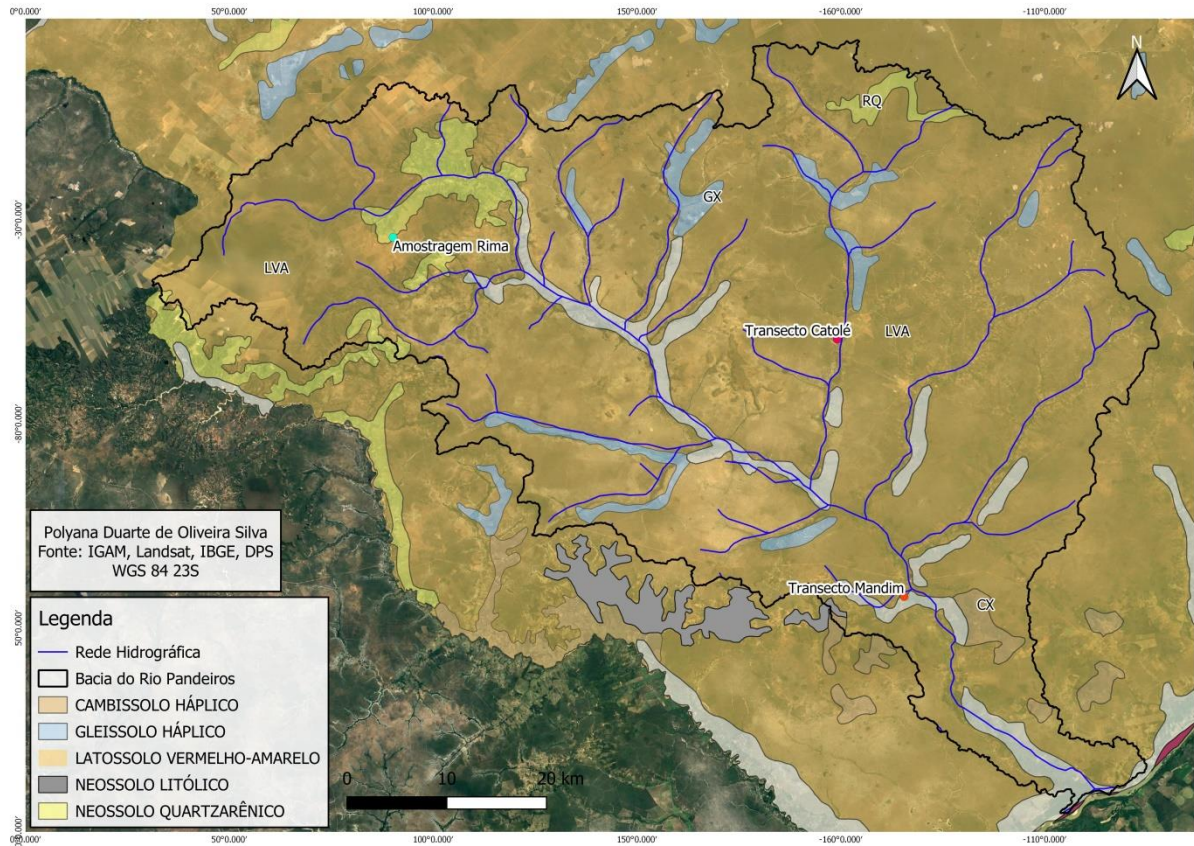
Fonte: IGAM, Landsat, RadamBrasil, IBGE.  
 Elaboração: autora, 2020

O controle vegetacional além de climático se dá também pelo substrato rochoso e morfologia do relevo. Os Neossolos Quartzarênicos, Cambissolos e Latossolos (DPS, 2011) presentes na região têm em grande parte da sua composição a areia, os primeiros quase que apenas areia, logo, a infiltração e percolação da água ocorrem de forma rápida, impedindo a retenção de umidade (Santos *et al.*, 2013), organizando um sistema em que apenas espécies adaptadas ao déficit hídrico são capazes de sobreviver. Para Augustin *et al.* (2020), o calcário aflorante na porção da baixa-média para a baixa porção da bacia também afeta o tipo de cobertura vegetal tendo em vista que o intenso fraturamento deste tipo de rocha favorece a infiltração da água de chuvas para profundidades maiores, dificultando o acesso das plantas a ela. Isso faz com que as plantas percam suas folhas como maneira de diminuir a perda de umidade nos meses mais secos.

A ocorrência de inúmeras veredas na bacia (Maia-Rodrigues; Augustin, 2012) condicionam a formação de solos característicos, encharcados, com a concentração de matéria orgânica, os Neossolos Flúvicos, Gleissolos e Organossolos (Santos *et al.*, 2013; UFV, 2011) estes últimos possuem ainda características hidromórficas (Figura 5). Neste ambiente também há ocorrência de espécies adaptadas, uma vez que o ambiente se encontra encharcado boa parte do ano. Estes

solos ocorrem não só nas áreas de veredas, mas ao longo de todas as linhas de drenagem da bacia.

**Figura 5 - Mapa de Solos da Bacia do Rio Pandeiros**



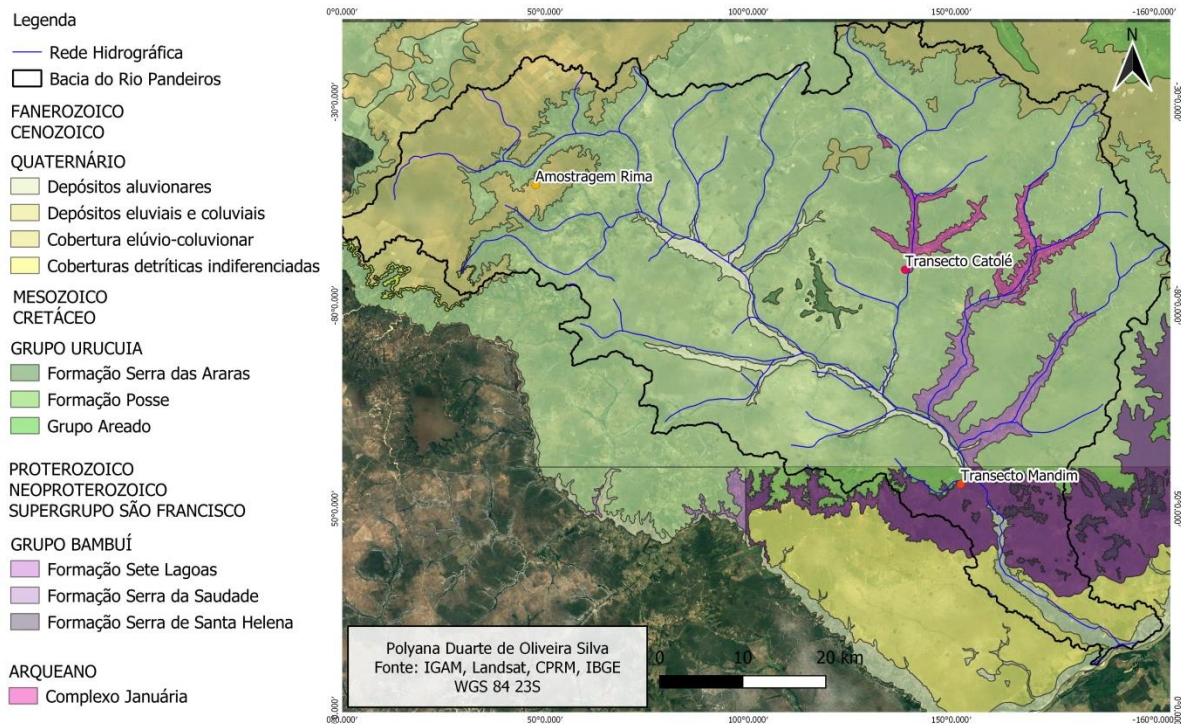
Fonte: IGAM, Landsat, IBGE, UFV-DPS  
Elaboração: autora, 2020

O sistema de áreas úmidas da região ocorre devido à exumação do nível freático em certos pontos da paisagem e interconecta-se com a hidrografia local. A hidrografia local, por sua vez, conta com inúmeros tributários, de diversas ordens e destacando-se na paisagem, os córregos Catolé e São Domingos, Rio Pindaibal, Riacho Borrachudo e o Macaúbas (Nunes *et al.*, 2009; Augustin *et al.*, 2020).

O arcabouço geológico da bacia (Figura 6) perpassa um pacote de rochas granítico-gnaissicas proterozoicas do embasamento cristalino, que compõem o Cráton São Francisco (Oliveira, 2013). Sobreposta a elas, ocorrem siltitos, calcários e dolomitos do final do Proterozóico pertencentes ao Grupo Bambuí (Campos e Dardenne, 1997). Segundo Moura (2009) e citado por Oliveira (2013), houve um “hiato erosivo, do Proterozoico Superior ao Mesozoico Superior, a partir do qual os sedimentos do Grupo Bambuí foram recobertos por arenitos silicificados da Formação Urucua”.

No limite a noroeste da Bacia, na Unidade Geomorfológica identificada por Augustin *et al.*, (2020) como a Chapada das Gerais predominam rochas areníticas da Formação Serra das Araras, do topo do Grupo Urucuaia, com a presença de laterização (*lato senso*), depositadas no Cretáceo superior (Codemig-UFMG, 2015). Estes arenitos ao longo do tempo foram submetidos a climas úmidos, potencializadores do intemperismo físico e químico, evidenciados hoje pelos depósitos elúvio-coluvionares, no qual há ocorrência de pedogênese (Oliveira, 2013).

**Figura 6 - Mapa Geológico da Bacia do Rio Pandeiros**



Fonte: IGAM, Landsat, CPRM, IBGE  
 Elaboração: Autora, 2020

Segundo Oliveira (2013, p.3) os processos erosivos ocorreram de maneira agressiva e regressiva “em relação à área-fonte da bacia sedimentar, tendo como nível de base regional o Rio São Francisco”. Este processo foi responsável por remover as coberturas geológicas mais superficiais e exumar materiais mais antigos.

Mapeamento apresentado por Oliveira *et al.* (2017, 2019) revela a ocorrência de, pelo menos 6, Domínios Geomorfológicos na bacia, cada um representando condições de interação entre a geologia, clima, cobertura vegetal específicos, condicionando diferenças na dinâmica hidrogeomorfológica. Isso resulta, a longo prazo, na individualização das formas de relevo e dos seus atributos, como declividade, forma, infiltração/escoamento da água de chuva e ainda

dos regolitos/solos, interferindo, assim, na organização e funcionamento daqueles (Augustin *et al.*, 2020).

A erosão culminou com o desenvolvimento de planaltos residuais alocados na região, esculpidos em arenitos do Grupo Urucuia. Processos agressivos de erosão dissecaram as bordas da chapada, provocando o seu recuo, diminuindo, assim, sua área de ocorrência, e os tornando espacialmente reduzidos. Além dos planaltos residuais houve também o entalhamento e adensamento da drenagem regional (Maia-Rodrigues; Augustin, 2012; Augustin *et al.*, 2020).

A ação temporo-espacial destes fenômenos culmina na configuração das geocoberturas da Bacia do Rio Pandeiros atualmente. Como apontado por Oliveira *et al.* (2017; 2019), Augustin *et al.*, (2020), a bacia é assimétrica; enquanto sua margem esquerda é caracterizada por um conjunto de vertentes alongadas predominantemente suave onduladas, embora porções mais elevadas dos interflúvios atinjam declividades maiores, na margem direita predominam vertentes mais curtas e de gradiente um pouco mais acentuado.

Em suma, a biodiversidade e especificidades dos processos de formação e evolução da Bacia do Rio Pandeiros alicerçam a crescente necessidade de levantamento de informações, sistematização do conhecimento e aplicação de práticas que possam auxiliar no entendimento e, por extensão, na adoção de medidas de proteção e manutenção deste ecossistema, como formuladas por Bandeira *et al.* (2020), na Síntese Multidisciplinar Integrada do Relatório Final do Projeto Sustentabilidade da Bacia do Rio Pandeiros - MG: Dinâmica de Vertentes da Bacia do Rio Pandeiros (APQ- 03773/14). As medidas propostas visam ampliar o conhecimento sobre o meio físico da área e, dessa maneira, evitar ou minimizar os impactos negativos ao longo da bacia e principalmente no pântano Pandeiros. Isto se justifica, tendo em vista que, segundo Jardim e Moura (2018, p.174), o conhecimento científico é capaz de “contribuir para a compreensão da dinâmica ambiental e aliar esse conhecimento às diversas situações de intervenção, garantindo a manutenção dos processos naturais”.

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

O trabalho foi dividido nas seguintes etapas: pré-campo, trabalho de campo e pós-campo, com análises laboratoriais e dos dados e a parte escrita do trabalho final.

### **4.1 Etapa pré-campo**

Nessa etapa foi realizada a análise da área de estudo a partir das bases de dados disponíveis e confecção de mapas preliminares para subsidiar a seleção dos pontos de amostragem. Foram utilizadas imagens Landsat (resolução 30m) e Ikonos (resolução 1m) para reconhecimento da área de estudo, e adquiridas base de dados através das plataformas livres das seguintes instituições: IDE-SISEMA (SEMAD), Instituto de Gestão das Águas (IGAM), Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE), Laboratório CSR (UFMG), CODEMIG e Departamento de Solos da Universidade de Viçosa (DPS/UFV). A literatura sobre a bacia também foi consultada para melhor conhecimento das características físicas da área e para embasar a tomada de decisão.

Como o objetivo da pesquisa é o de se obter a medida de perda média de sedimentos das vertentes da bacia por erosão dispersa, foi levado em consideração o tamanho da área e o tempo disponível para as análises e o tempo de decaimento do radionuclídeo. Buscou-se distribuir as áreas de amostragem de maneira a representar e caracterizar sucintamente vertentes de afluentes do Rio Pandeiros, bem como a facilidade de acesso às mesmas.

### **4.2 Etapa de campo**

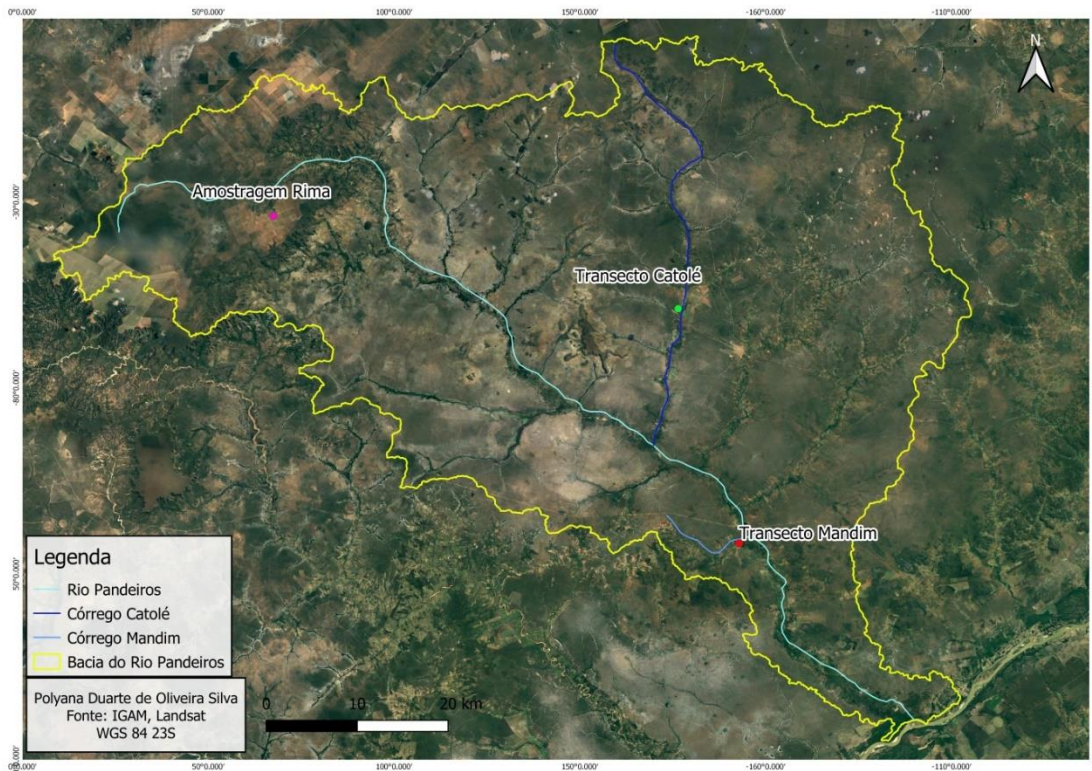
#### **4.2.1. Localização e caracterização biofísica das áreas dos transectos/pontos de amostragem**

##### ***a) Localização e coordenadas geográficas dos transectos e pontos de amostragem***

Após selecionados as áreas de localização dos transectos em gabinete foram realizados os trabalhos de campo, para obtenção de informações *in situ* e coleta de amostras em perfis de solo para análise laboratorial. As vertentes, escolhidas previamente em gabinete, tiveram de ser realocadas no campo, tendo em vista limitações de locomoção e acesso.

No total, foram abertos os seguintes perfis: um perfil no topo da chapada na zona da cabeceira do Rio Pandeiros; três perfis na vertente direita do Córrego Catolé; e três perfis na vertente esquerda do Córrego Mandim (Figura 7).

**Figura 7 - Localização das vertentes amostradas na Bacia do Rio Pandeiros**



Fonte: Google Earth, imagem aérea: março de 2019  
Elaboração: autora, 2020

As coordenadas geográficas desses perfis são identificadas na Tabela 1.

**Tabela 1 - Pontos amostrados nas vertentes selecionadas.**

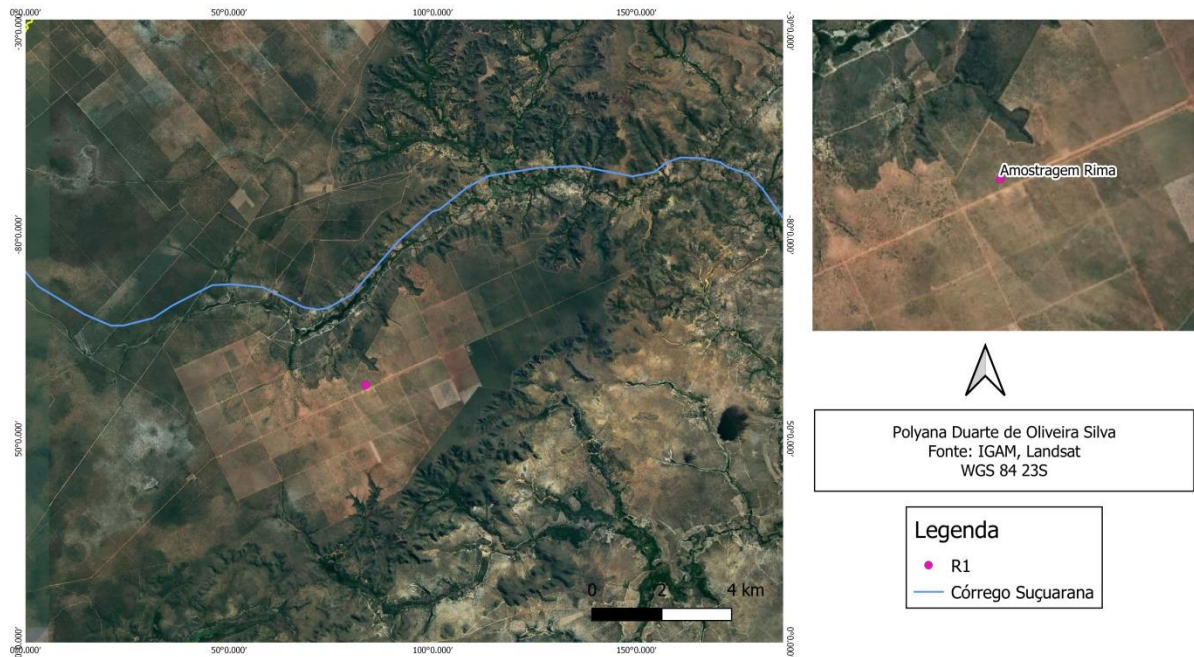
Identificação/Perfis		Localização	Coordenadas	
Chapada (Rima)	R1	Topo	45°14'10.67"O	15°11'0.64"S
	C1	Alta vertente	44°49'14.95"O	15°16'42.81"S
Transecto Catolé	C2	Média vertente	44°49'12.64"O	15°16'44.34"S
	C3	Baixa Vertente	44°49'9.62"O	15°16'46.19"S
	M1	Alta vertente	44°45'29.49"O	15°31'9.26"S
Transecto Mandim	M2	Média vertente	44°45'30.06"O	15°31'10.48"S
	M3	Baixa Vertente	44°45'32.12"O	15°31'12.82"S

**b) Características biofísicas das áreas de amostragem**

A cabeceira da bacia do rio Pandeiros se dá no Domínio I da Chapada das Gerais (AUGUSTIN *et al.*, 2020), já nas terras da Fazenda Rima (Figura 8). Esta área atinge 743 metros de altitude

e relevo aplainado. De acordo com Augustin *et al.* (2020, p. 21), com base no mapa geológico da CODEMIG-UFMG (2015) modificado, “grande parte das coberturas superficiais quaternárias da bacia, no domínio do Grupo Urucuia, são regolitos formados pela interemperização *in situ* destes arenitos, por colúvios, ou por depósitos aluviais” [...].

**Figura 8** - Localização da amostragem Alto da Chapada das Gerais



Fonte: IGAM, Landsat/Google Earth, imagem aérea: março de 2019  
Elaboração: Autora, 2020

A área da chapada possui cobertura vegetal representada por espécies arbóreas esparsas e moderada distribuição de gramíneas e arbustos; ainda sim, a área é majoritariamente desnuda (Figura 9 a Figura 11). As atividades do Empreendimento denominado de Rima são voltadas quase que exclusivamente para o pastoreio, com pastagem plantada; as demais ocupações pontuais são quintais, moradias e benfeitorias de apoio à pecuária. Consoante ao uso e ocupação local da terra, há também a perturbação de porções dos terrenos para alocação de cercas e a presença de estradas vicinais. A Figura 9 refere-se ao ponto de coleta.

**Figura 9** - Vista da Chapada das Gerais na área de amostragem de controle, onde se pode observar a cobertura vegetal esparsa. A) ponto de coleta B) a presença de relevo relativamente plano e a presença ocasional de árvores de baixo porte

A)



B)



Fonte: Autora, 2020

**Figura 10** – Chapada das Gerais (Ponto Rima). A) área sem cobertura vegetal. O empoçamento da água de chuva indica a pouca inclinação do terreno no alto da chapada. B) Cobertura vegetal esparsa, mostrando solo exposto, mesmo assim, com deposição de matéria orgânica, presente na borda da chapada

A)



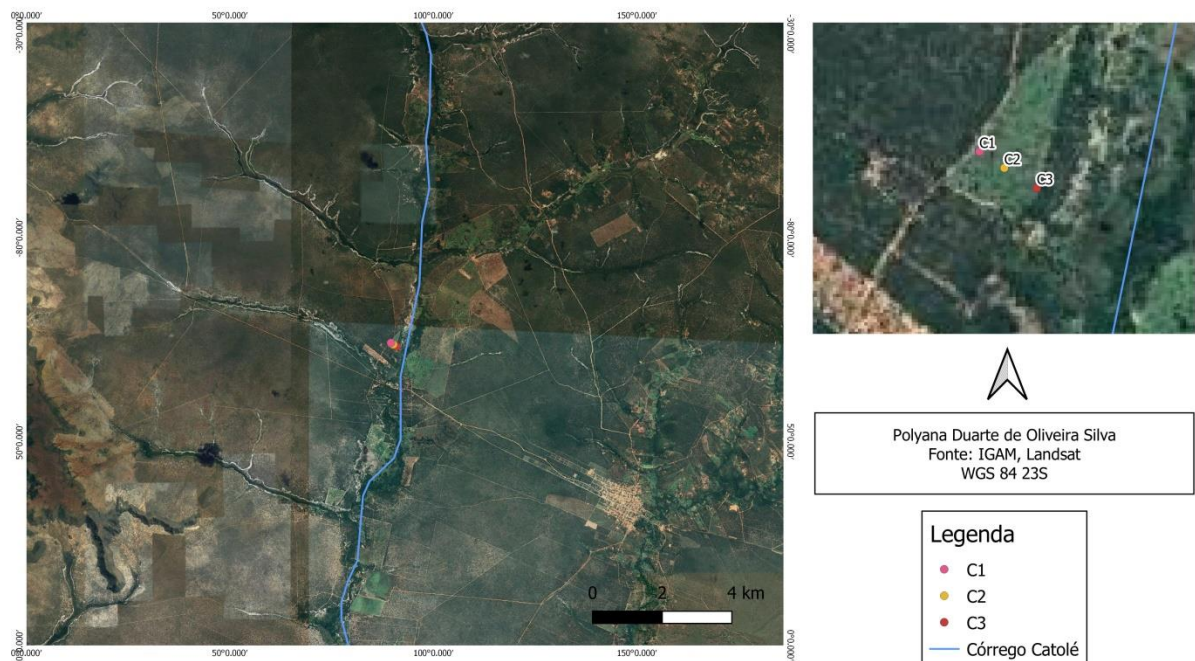
B)



Fonte: Autora, 2020

**Figura 11** – Chapada das gerais.

Fonte: Autora, 2020

**Figura 12** - Localização Transecto Catolé

Fonte: IGAM, Landsat/Google Earth, imagem aérea: março de 2019  
Elaboração: Autora, 2020

A vertente selecionada para o transecto Catolé (Figura 12) apresenta 280 metros de extensão, partindo de uma cota aproximada de 645 metros em sua porção superior e acompanhando o desnível até atingir 637 metros no sopé. Localiza-se na margem direita do córrego Catolé, o qual é tributário da margem esquerda do rio Pandeiros. Acompanhando a tendência das vertentes da margem esquerda do Rio Pandeiros, ela possui um relevo suavemente ondulado sem grande amplitude, se mantendo entre 1° e 4, 6°. O substrato geológico é formado pelas rochas da Formação Posse, com predomínio de arenitos finos a médios, geralmente silicificados, de coloração esbranquiçada a avermelhada recobrando os gnaisses do embasamento e carbonatos do Grupo Bambuí (CODEMIG, 2015).

A formação vegetal local transita entre o cerrado *scritto sensu* e cerradão devido à presença de árvores em algumas porções da vertente, além de pastagens plantadas. Há presença de estradas vicinais e de atividade pecuária em algumas porções da vertente.

A porção alta do transecto apresenta porcentagem maior de pastagem e porções de solo exposto com ocorrência de raras espécies arbóreas (Figura 13). Estas são também moderadamente recorrentes na meia vertente, alcançando cerca de 10 metros de altura, distribuídas espaçadamente na paisagem. Já no sopé, há um arranjo próximo ao observado no topo; entretanto, há mais ocorrência de sedimentos soltos e solo desnudo (Figura 14 e Figura 15).

**Figura 13** - Alta vertente / Transecto Catolé



Fonte: Autora, 2020

**Figura 14** - Média vertente / Transecto Catolé



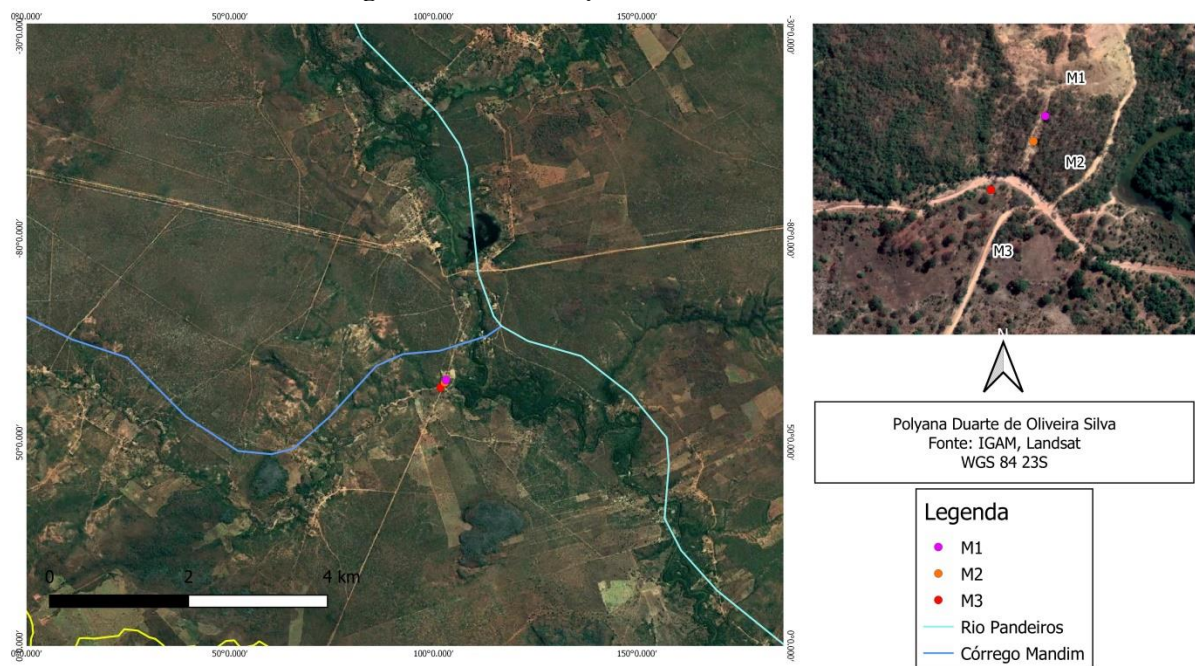
Fonte: Autora, 2020

**Figura 15** - Baixa vertente / Transecto Catolé



Fonte: Autora, 2020

**Figura 16 - Localização Transecto Mandim**



Fonte: IGAM, Landsat/Google Earth, imagem aérea: março de 2019  
Elaboração: Autora, 2020

Já o transecto Mandim, na margem direita do Rio Pandeiros (Figura 16) foi alocado à esquerda do Córrego Mandim e em campo apresenta certa homogeneidade dos aspectos naturais visíveis, como drenagem e distribuição da cobertura vegetal e aspectos tácteis do material dos perfis, no caso a “areia de praia”, no toque. A formação vegetal local é o cerradão, com copas de 8 a 10 metros, além de sub-bosque e capoeira, não seguindo, entretanto, um arranjo contínuo, com pontos de mata mais fechada e, em outros, bem mais esparsa. Alta e média vertente são visualmente muito parecidas, possuindo uma clareira extensa, de cerca de 100 metros, e variação de apenas um grau na declividade, permanecendo entre 6° e 7°, seguindo a tendência das vertentes da margem direita do Rio Pandeiros.

Apesar das coordenadas indicarem a localização do transecto Mandim como sendo em área da Formação Sete Lagoas (Figura 6), segundo a Folha São Francisco (CODEMIG-UFMG, 2015) as feições descritas (predominância de feições cársticas e rochas calcárias) não corroboram o observado em campo.

Os pontos do transecto, de acordo com o disposto no mapa da Folha São Francisco (op. cit.), estão próximos à transição entre a Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí, e a Formação Posse, do Grupo Urucua. Contudo, pela descrição dos atributos das Formações disponível no mapa, aliada ao observado em campo, permite assumir que o transecto na verdade pertence à Formação Posse, constituída de arenitos de cores variadas “mal selecionados e, via de regra,

silicificados; os melhores afloramentos encontram-se nas imediações da barragem do rio Pandeiros” (CODEMIG, 2015), atributos estes que correspondem exatamente ao observado pessoalmente, bem como o fato de que o ponto de amostragem encontrar-se também muito próximo, a cerca de 1,5 km, da barragem do Rio Pandeiros.

O sopé da vertente amostrada está próximo da margem do canal fluvial, entre um braço deposicional de meandro e um terraço fluvial. Às margens do córrego intermitente, encontra-se uma estrada vicinal, sendo que a área é dominada por pastagem plantada, com a presença de gado em algumas propriedades (Figura 18 a Figura 20).

**Figura 17** - Alta vertente/Transecto Mandim. A) Visada lateral esquerda do ponto. B) Visada lateral direita do ponto.

A)



B)



Fonte: Autora, 2020

**Figura 18** - Média vertente/Transecto Mandim



Fonte: Autora, 2020

**Figura 19** - Baixa vertente/Transecto Mandim



Fonte: Autora, 2020

**Figura 20** - Leito Córrego Mandim



Fonte: Autora, 2020

#### **4.2.2. Medidas de declividade e identificação dos Sítios Geomorfológico (SG)**

Seguindo metodologia proposta por Augustin (1979 *apud* Messias, *et al.*, 2013), foram realizados três transectos, um em cada vertente amostrada, da alta para a baixa vertente, ao longo dos quais foram medidas as declividades com o auxílio de um clinômetro Suunto de leitura direta e de 3 balizas de 2 m, dispostas em espaçamentos regulares de 20 m, sendo as declividades tomadas em graus, convertidos ao sistema decimal.

O azimute foi medido no início da alocação do transecto, na alta vertente, com o auxílio de uma bússola Brunton e alinhamento contínuo das três balizas para a manutenção de uma reta, procedimento que foi mantido ao longo de todo perfil até a base. Anotado o azimute, será possível encontrar novamente o transecto no campo, possibilitando repetição futura das medidas e complementação de dados e informações.

A coleta dos sedimentos para medidas de  $^{7}\text{Be}$  e a abertura de trincheiras para descrição e coleta de amostras para análises laboratoriais visando caracterizar melhor o substrato no qual o  $^{7}\text{Be}$  foi medido, foi realizada nos pontos centrais de seguimentos com medidas de declividade mais ou menos contínuas, sem grandes rupturas de declividade, denominados de Sítios Geomorfológicos-SG (Augustin, 1979). O único ponto no qual este procedimento não foi seguido, foi o da Chapada (ponto de controle) pois se encontra localizado em uma área plana. O propósito da sua amostragem foi o de se ter um ponto em área alta e plana, para servir de balizador para os dados das vertentes.

Cada SG foi denominado de ponto (1,2,3...) e cada Transecto recebeu o nome do marco principal da sua localização, de tal maneira que se encontram identificados pela letra principal da identificação do Transecto e o número do ponto (SG) em cada transecto.

#### 4.2.3. Coleta das amostras das geocoberturas

A coleta das amostras para análise de  $^7\text{Be}$  em cada ponto foi realizada em áreas adjacentes ao local em que foram abertos os perfis, de maneira a evitar contaminação ou descaracterização do material do topo da trincheira. Ao todo foram selecionados sete pontos amostrais para coleta do  $^7\text{Be}$ .

Após abertura de cada perfil foi observada a distribuição vertical e lateralmente da geocobertura e, de acordo com mudanças no padrão de distribuição das mesmas, foram coletadas amostras (em torno de 1 Kg) das camadas mais profundas para a mais superficial, de maneira a não haver contaminação das mais profundas, para análises química e física do material para melhor caracterização das geocoberturas nas quais o  $^7\text{Be}$  foram obtidas. Além disso, foi feita a descrição de todos os atributos verificados visualmente em torno do ponto, tais como drenagem, presença de raízes, estrutura e dureza, seguindo os procedimentos de Santos *et al.* (2015).

Foram coletadas ao todo: 6 amostras no ponto Chapada das Gerais (R1, Figura 21); 14 amostras no Transecto Catolé (C1, C2 e C3) (Figura 13 a Figura 15) e 10 amostras no Transecto Mandim (M1, M2 e M3) (Figura 17 a Figura 19), totalizando 30 amostras para análises físicas e químicas, como subsídio à caracterização do material das vertentes, encaminhadas para análise laboratorial.

#### 4.2.4. Coleta dos sedimentos para $^7\text{Be}$

O procedimento para a verificação da presença de  $^7\text{Be}$ , envolveu a coleta de amostras de modo a evitar os impactos dos procedimentos de medidas e identificação e abertura dos perfis, e a presença de qualquer cobertura da vegetação. De acordo com trabalhos conduzidos por Esquivel (2017) em Minas Gerais, a concentração do  $^7\text{Be}$  se dá muito próxima à superfície, decaindo a valores muito baixos, ou não detectáveis, abaixo de 5 cm de profundidade na grande maioria dos trabalhos (Felly *et al.*, 1989; Andrello *et al.*, 2010; Esquivel *et al.*, 2017).

Entretanto, por se tratar de solos muito arenosos e permeáveis, indutor de drenagem acelerada, levantou-se a hipótese de que seria possível ultrapassar a espessura observada na literatura. Foram, portanto, coletadas amostras até 8 cm de profundidade, de 1 em 1 cm (0 -1 cm, 1 - 2 cm, 2 -3 cm, 3 - 4 cm, 4 - 5 cm, 5 - 6 cm, 6 - 7 cm, 7 - 8 cm). Para isto, foi utilizada uma chapa

de ferro e trena de 2 m para medição e retirada do material, que posteriormente foi acondicionado em sacos plásticos e devidamente identificado e rotulado.

Como é necessária precipitação do  $^7\text{Be}$  por via úmida para medição em laboratório, o trabalho de campo para coleta de amostras ocorreu no período chuvoso nos dias 01 e 02 dezembro de 2019. De acordo os dados da estação de Januário do INMET, houve precipitação de 30 mm no dia 01 de dezembro e de 5 mm no dia 02 de dezembro de 2019.

**Figura 21** - Ponto de coleta para  $^7\text{Be}$  na Chapada das Gerais (Ponto Rima). A e B diferentes momentos de coleta de amostras

A)



B)



Fonte: Autora, 2020

**Figura 22** - Ponto de coleta para  $^7\text{Be}$  na Alta vertente/ Transecto Catolé



Fonte: Autora, 2020

**Figura 23** - Ponto de coleta para 7Be na meia vertente/Transecto Catolé. A) Visada da área de coleta, B) Ponto de coleta

A)



B)



Fonte: Autora, 2020

**Figura 24** - Ponto de coleta para 7Be na Baixa vertente/Transecto Catolé. A) Visada da área de coleta, B) Ponto de coleta

A)



B)



Fonte: Autora, 2020

**Figura 25** - Ponto de coleta para  $^7\text{Be}$  na Alta vertente/Transecto Mandim



Fonte: Autora, 2020

**Figura 26** - Ponto de coleta para  $^7\text{Be}$  na meia vertente/Transecto Mandim



Fonte: Autora, 2020

**Figura 27** - Ponto de coleta para  $^7\text{Be}$  em Baixa vertente/Transecto Mandim

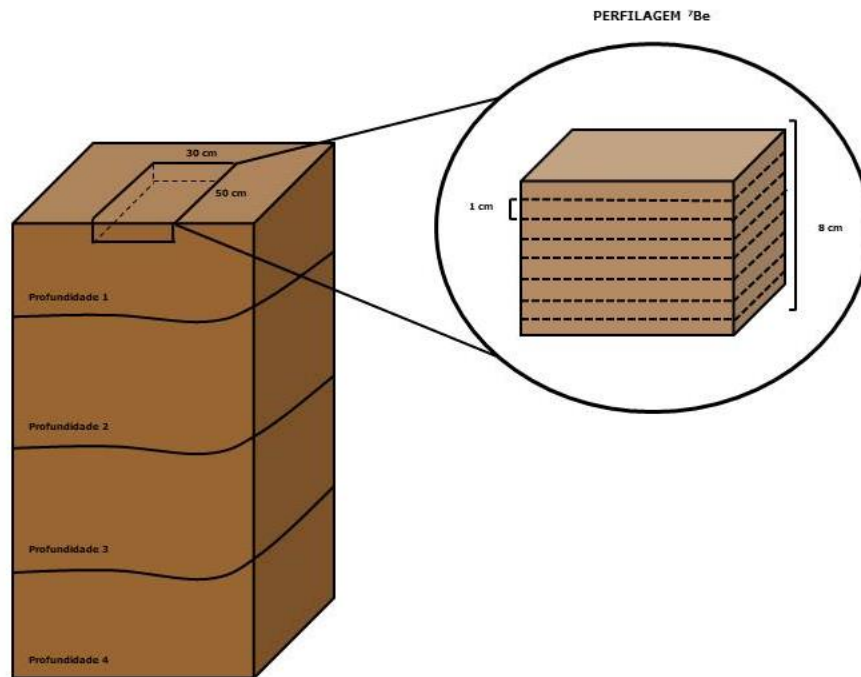


Fonte: Autora, 2020

No total foram amostrados para  $^7\text{Be}$ : no Perfil Rima (Perfil de controle), 8 amostras (Figura 21); 24 (na alta, na média e na baixa vertente) no Transecto Catolé (Figura 22 a Figura 24) e ainda 24 amostras no Transecto Mandim, também na alta, média e baixa vertente (Figura 25 e Figura 27), totalizando 56 amostras em 7 pontos de amostragem para análise da concentração de  $^7\text{Be}$ .

A Figura 28 abaixo demonstra esquematicamente como foi realizada a perfilagem de  $^7\text{Be}$ .

**Figura 28** - Perfilagem em campo de  $^7\text{Be}$



Fonte: Coletas nos trabalhos de campo  
Elaboração: Autora, 2020

É importante lembrar que as amostras de  $^7\text{Be}$  da Rima foram (primeiro ponto) coletadas para “sítio de referência” uma vez que, por ter uma superfície plana e pouca cobertura vegetal, é possível apresentar distribuição do  $^7\text{Be}$  em profundidade sem grandes interferências, devido à ausência de mobilização de sedimento.

### 4.3 Etapa pós-campo

#### 4.3.1 Análises físicas e químicas

As análises laboratoriais das geocoberturas, aqui entendidas como as coletadas nos perfis, foram divididas entre as físicas e químicas e realizadas no Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG).

A seleção de quais análises seriam realizadas levou em consideração o encontrado na literatura sobre o tema indicando possíveis de correlação que poderiam ser estabelecidas entre dados de campo e os dados analisados. a facilidade na coleta, e a disponibilidade laboratorial para realização destes testes, tanto para esse estudo, quanto para a replicação dos mesmos. Desta forma, foram realizadas: análises de granulometria; pH em  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{KCl}$ ; condutividade elétrica (CE) e a concentração de matéria orgânica (MO).

#### *Granulometria*

A granulometria seguiu o método da pipeta (EMBRAPA, 2012), baseado na individualização dos agregados através da associação da dispersão física e química e separação das frações argila (<0,002 mm), silte (0,002 - 0,05 mm) e areia (0,05 - 2,00 mm). Adicionou-se 20 gramas de terra fina seca ao ar (TFSA) associadas a 25 ml de hidróxido de sódio (NaOH a 1 mol L<sup>-1</sup>) e 100 ml de água deionizada, em uma garrafa própria para o agitador.

No agitador tipo Wagner (ajustado a 50 rpm) as amostras foram submetidas a dispersão mecânica durante 16 horas, logo após foram lavadas e peneiradas (malha de 0,053 mm) a fim de separar areia grossa do silte e argila. Silte e argila foram fracionados de acordo com a densidade e velocidade de decantação das partículas como descrito no método. As frações areia foram separadas entre areia grossa e areia fina, utilizando a peneira de malha de 0,212 mm. Numa planilha foram calculados os valores finais de todas frações e foram utilizados apenas resultados que se mantiveram abaixo do limiar de 5% de erro.

É atribuída à *textura*, a proporção das partículas sólidas de diferentes diâmetros (areia, silte e argila) na composição da amostra, enquanto a *granulometria* refere-se à porcentagem destas frações na mesma amostra. Em conjunto, esses dados compõem a *classe textural*, responsável por ilustrar a relação entre a distribuição de partículas e características gerais das propriedades físicas de geocoberturas (Brady; Weil, 2013).

Analisados os dados da composição do material, é possível ainda traçar o comportamento do perfil, ou até mesmo do transecto, em questões como drenagem, retenção de matéria orgânica e susceptibilidade a erosão (Reinert; Reichert, 2006). É necessário ressaltar que o diagnóstico deve ser realizado concomitante a leitura de outros elementos estudados da paisagem.

#### ***pH em H<sub>2</sub>O e KCl***

As análises de pH em H<sub>2</sub>O e cloreto de potássio (KCl) seguiram o método da Embrapa (2011, p. 93), ou seja, foi obtido através da “medição do potencial eletronicamente por meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo:líquido”.

O procedimento consistiu em adicionar 10 cm<sup>3</sup> de TFSA, 25 ml de água deionizada ou KCl (1 mol) em um recipiente e deixar a solução em repouso durante uma hora. Após, foi agitada com bastão e levar para medição no pHmêtro eletrônico calibrado da marca TECNOPON, modelo mPA-210. Para determinação do  $\Delta$ pH foi realizada a diferença entre os valores do pH em KCl e em água ( $\Delta$ pH=pHKCl-pHH<sub>2</sub>O).

### ***Carbono orgânico (CO) e matéria orgânica (MO)***

O carbono orgânico (CO) foi medido a partir da oxidação da matéria orgânica por via úmida (EMBRAPA, 2011).

Adicionou-se aproximadamente 0,5 g de TFSA e 20 mL de dicromato de potássio (0,0667 mol) em um recipiente que é tampado levado à fervura branda por 5 minutos. Posteriormente acresceu-se 80 mL de água destilada, 2 mL de ácido ortofosfórico e 2 gotas do indicador de difenilamina. Após, a solução foi titulada com sulfato ferroso amoniacal (0,1 mol<sup>-1</sup>) e anotou-se a quantidade de mL gastos. Por fim, foi realizado o cálculo do carbono obtido.

Para o cálculo da matéria orgânica (MO) foi utilizado o fator de conversão 1,724 correspondente ao percentual de carbono presente na mesma (EMBRAPA, 2011).

### ***Condutividade elétrica***

Utilizando a premissa de que a água pura é um pobre condutor de eletricidade, entende-se que a solução do solo possui sais dissolvidos, uma vez que agrega propriedades da fase sólida do solo. Desta maneira, a condutividade elétrica foi utilizada para indicar indiretamente a concentração de sais na fase líquida (Brady; Weil, 2013).

O procedimento consistiu em adicionar a um recipiente 100 g de TFSA e 100 ml de água Mili-Q. Homogeneizou-se a amostra durante 30 segundos em intervalos de 30 minutos, totalizando 150 minutos (2h e 30 min), na intenção de dissolver completamente os sais contidos na fase sólida do solo. A solução então é filtrada e os valores quantificados através do condutivímetro da marca TECNOPON, modelo mCA-150.

Foram realizadas análises de condutividade para algumas amostras (descrito nos anexos), entretanto estes dados não foram utilizados para análise final.

## **4.3.2 Espectrometria gama**

### **Preparo das amostras**

A preparação das amostras do radionuclídeo <sup>7</sup>Be foi conduzida nas dependências do Serviço de Meio Ambiente (SEMAM) do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear (CDTN), Belo Horizonte - MG. As amostras foram secas ao ar, destorroadas e peneiradas (2 mm). De acordo com o método de Esquivel (2017, p.37) a terra fina seca ao ar (TFSA) foi transferida para um béquer marinelli (700 ml).

### **Contagem da concentração de $^7\text{Be}$**

A detecção e mensuração da concentração de  $^7\text{Be}$  nas amostras ocorre através da espectrometria gama, que consiste na utilização de um detector de radiação conectado a um espectrômetro analisador multicanal. Os detectores utilizados são semicondutores, ou detectores de estado sólido, baseados em materiais semicondutores cristalinos como silício ou germânio. É necessária a utilização de um sistema criogênico para resfriamento dos semicondutores, que devem ser operados em baixas temperaturas (Esquivel, 2017) e que são alocados dentro de um recipiente denominado criostato.

O detector gama fica no interior de uma blindagem de chumbo, necessária para minimizar a influência da radiação de fundo. Sobre a face do detector há um suporte circular que sustenta a fonte e atenua efeitos secundários de detecção “como soma e empilhamento, causados pelas transições gama mais intensas” (Esquivel, 2017).

Para analisar as amostras coletadas será utilizado o sistema de espectrometria gama da marca CANBERRA com detector HPGe (germânio hiper-puro) coaxial modelo 5019, com 50% de eficiência nominal, DSA-2000 conectado a um microcomputador com placa multicanal de aquisição de espectros e o programa Genie 2K, do Laboratório de Espectrometria Nuclear - LEN, Serviço de Técnicas Analíticas – SERTA/CDTN.

Todos os dados de escritório, campo e laboratório foram compilados em tabelas e gráficos para análise, sumarização e discussão.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 Perfil Rima (Sítio de Referência) - Chapada das Gerais

O perfil R1 amostrado na Chapada Rima apresenta acréscimo vertical da concentração de material fino, partindo de 17,2% de argila na profundidade 0-10 cm e alcançando progressivamente 24,6 % na última. O silte atinge seu pico de concentração (19,4%) em 43-54 cm, e diminui nas profundidades subsequentes, conforme demonstrado na Figura 29.

**Figura 29** - R1 - Dados de Granulometria por profundidade.

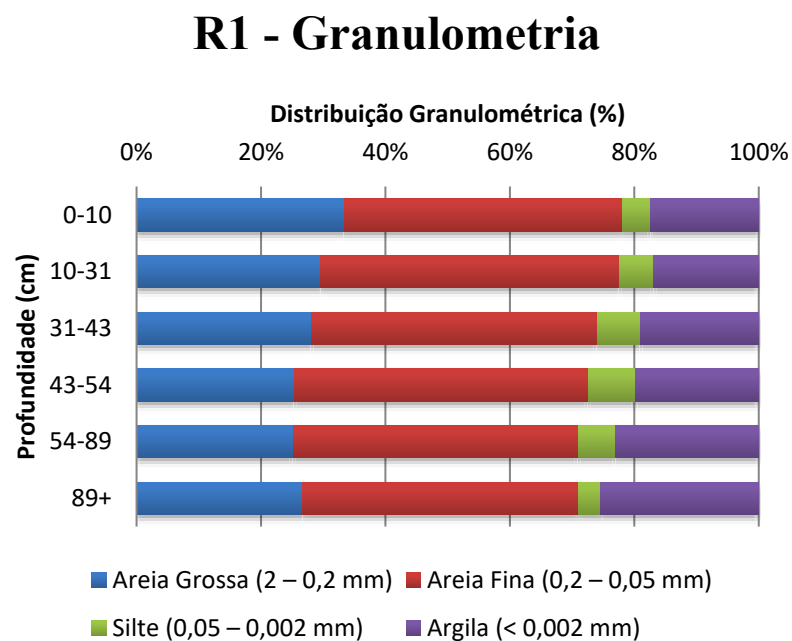
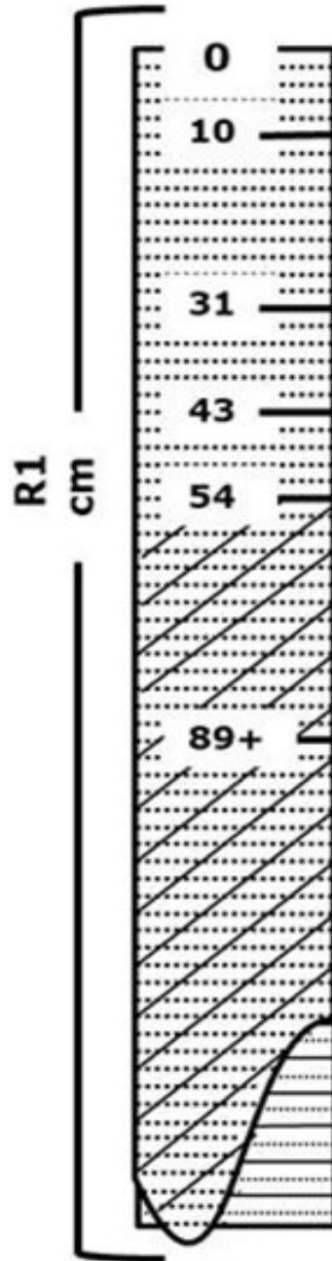


Figura 30 - Representação das frações granulométricas de R1



## LEGENDA

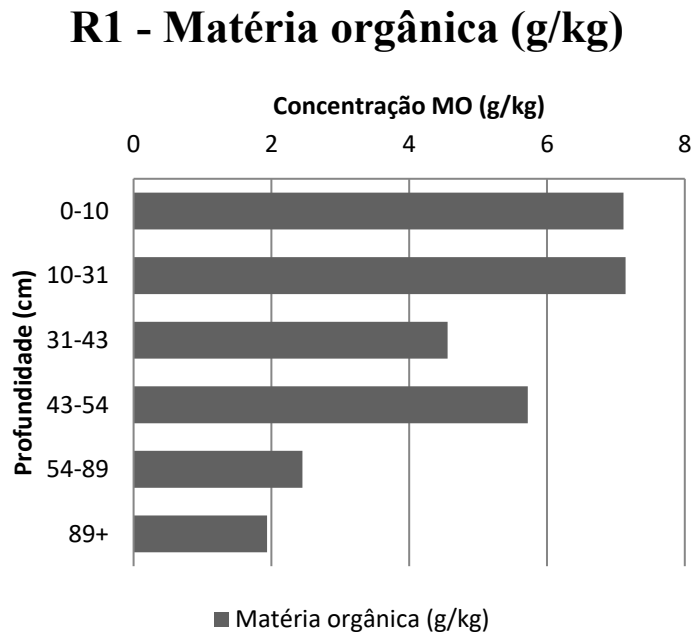
	Textura Franco Arenosa
	Textura Arenosa
	Textura Franco Argiloso Arenosa
	Arenito

É clara a expressividade da fração areia em todo perfil, indicando classes texturais que variam entre o franco arenoso e franco-argilo-arenoso nas quatro primeiras profundidades e nas duas últimas respectivamente. A proporção da fração areia se mantém acima dos 70%, mas decresce de 78% em 0-10 cm, para 72% em 89 cm<sup>+</sup>, notando-se que a areia fina é a mais presente em toda extensão do perfil, como pode ser observado na Figura 29 e Figura 30.

A posição do perfil no relevo da bacia, em uma área aplainada, de topo da Chapada, permite assumir que este não recebe influência da declividade ou do comprimento da rampa no comportamento e nos atributos físicos analisados. Como demonstrado nas Figura 9 a Figura 11, a distribuição da cobertura vegetal na região é bastante esparsa, limitando-se à presença pontual de árvores e alguns arbustos e gramíneas. A irregularidade da cobertura vegetal, atrelada ao impacto das gotas de chuva em um solo exposto, no entanto, pode, como apontado previamente, levar a movimentação das partículas de pequeno diâmetro principalmente na superfície e subsuperfície e remodelar as microformas de relevo.

A alteração das microformas da superfície das vertentes é também ativamente influenciada pela moderada compactação da cobertura, como observada no campo. A ocorrência de matéria orgânica (Figura 31), mesmo que em pequenas concentrações, pode contribuir para a coesão do material.

**Figura 31 - Concentração de Matéria Orgânica em R1**



Elaboração: Autora, 2020

O rearranjo das partículas de silte e argila que, em um primeiro momento, estavam concentradas nas estruturas superficiais da geocobertura, faz não só com que haja um entupimento dos poros, criando capas silto-argilosas como caminhos preferenciais para infiltração, e permitindo também que o material fino percole em direção às profundidades subsequentes, como já observado e estudado em vários tipos de solo no mundo (Biielders; Baveye, 1995; Rousseva, *et al.*, 2002; Kim *et al.*, 2010).

A distribuição do  $^{7}\text{Be}$  (Tabela 2) logo nas duas primeiras profundidades (0-1 cm e 1-2 cm) corrobora esta hipótese. A diferença de 8,23 Bq.kg<sup>-1</sup> indica a possibilidade de que algum arranjo estrutural das partículas ocorra logo na primeira camada da superfície (0-1 cm), retendo o radionuclídeo e impedindo de percolar abundantemente para as profundidades subsequentes. Entre a segunda e terceira profundidades (1-2 cm e 2-3 cm) também é detectada dinâmica similar.

**Tabela 2 - Concentração do  $^{7}\text{Be}$  nas amostras analisadas no R1**

Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
R1	0-1 cm	13,0
	1-2 cm	4,77
	2-3 cm	2,31
	3-4 cm	2,90

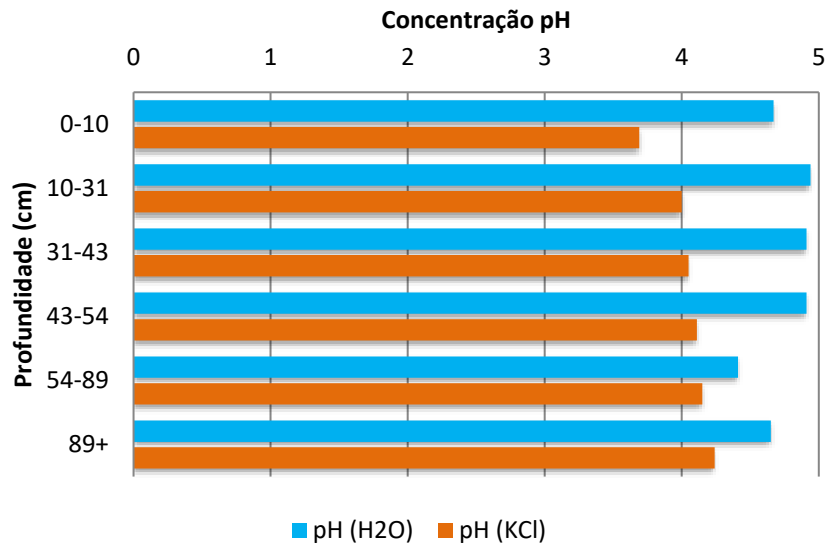
Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
	4-5 cm	2,84
	5-6 cm	1,13
	6-7 cm	<0,12*
	7-8 cm	<0,12*

\*Abaixo do limite detectável.

Os caminhos preferenciais encontrados pelo escoamento subsuperficial não obedecem necessariamente a direção vertical, tratando de utilizar da conexão entre os poros livres para migrar lateralmente, como reportado, entre outros, por Luo *et al.* (2010). Consequentemente, esse movimento desloca tanto moléculas de água, quanto soluções de nutrientes e partículas diversas em suspensão. A discrepância nos dados de atividade do <sup>7</sup>Be (Tabela 2) nas camadas posteriores a 1-2 cm demonstram em microescala que realmente há uma dinâmica local em que a água não obedece a um fluxo vertical constante, uma vez que a concentração da atividade do isótopo é bastante irregular subsuperficialmente (na escala adotada para análise deste).

Em situações em que o pH do ambiente transita entre os valores de 5 e 6 (Figura 32) associada a ausência de ácido húmico, o <sup>7</sup>Be encontra-se na forma de Be<sup>2+</sup> ou hidrolisado como BeOH<sup>+</sup>, que são espécies altamente reativas. Portanto, são rápida e fortemente adsorvidas nas partículas do solo, especialmente as mais finas. Como o radioisótopo tem uma meia-vida relativamente curta em relação às escalas de tempo dos processos de difusão ou bioturbação, a atividade do <sup>7</sup>Be se extingue antes que migre significativamente para maiores profundidades, como observado por Taylor *et al.* (2019).

**Figura 32 - Valores de pH de R1**  
**R1 - pH (H<sub>2</sub>O e KCl)**



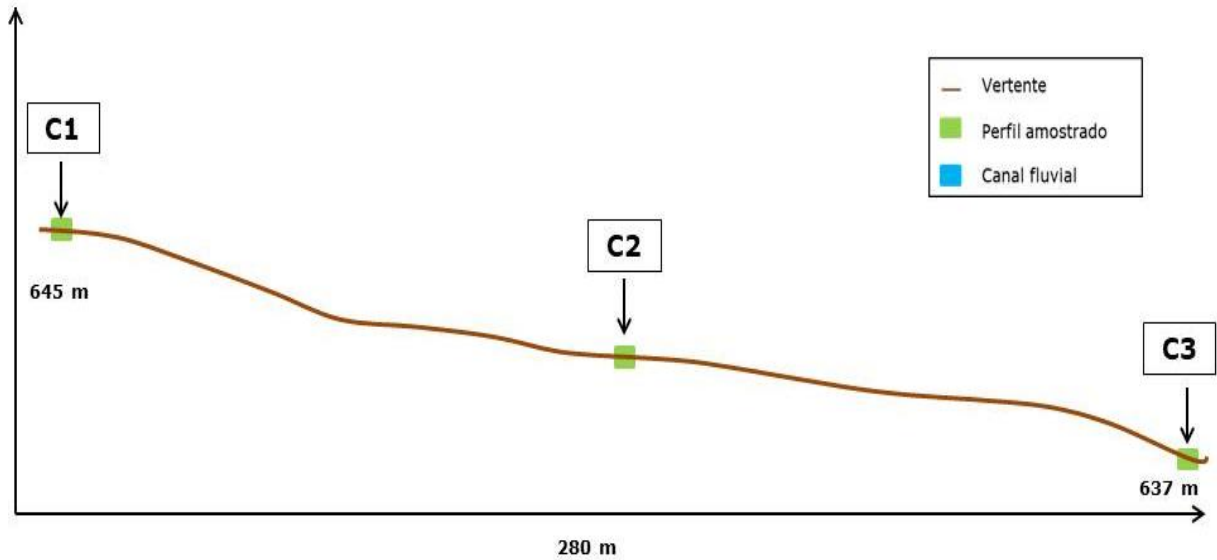
Elaboração: Autora, 2020

Apesar de haver cerca de 7 g/kg de concentração de matéria orgânica na primeira camada do solo (Figura 31) esta quantia ainda representa um limiar pequeno para interferir de fato na rápida adsorção do <sup>7</sup>Be, conforme investigações conduzidas por Ryken *et al.* (2018).

É importante ressaltar que, apesar de tratar-se de *sítio de referência*, o perfil das geocoberturas (incluindo a porção solo pedológico) sempre possui características intrínsecas que são responsáveis pela maior ou menor adsorção do isótopo. Entretanto, mesmo com esta interferência ainda é possível tomá-lo como tendência da deposição do <sup>7</sup>Be, uma vez que as áreas em estudo pouco destoam em termos de características físicas e químicas.

## 5.2 Transecto Catolé

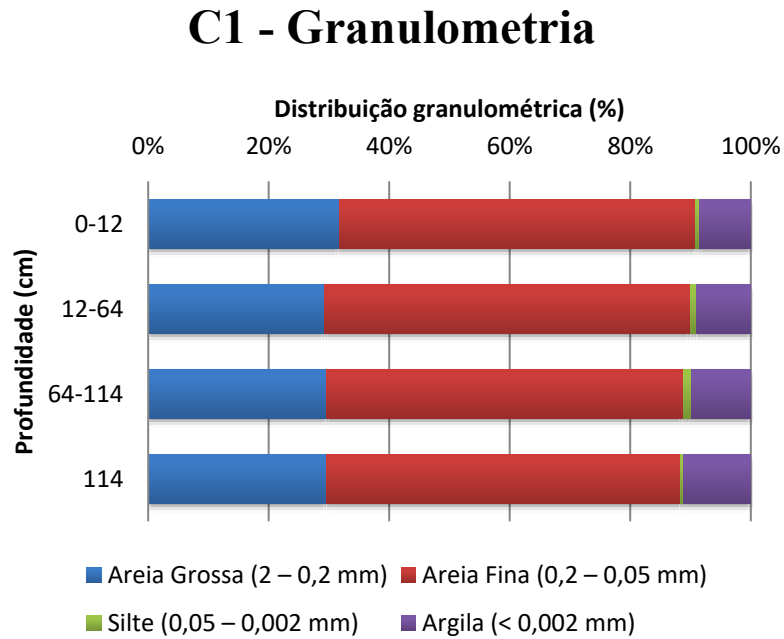
**Figura 33** - Representação dos perfis no Transecto Catolé



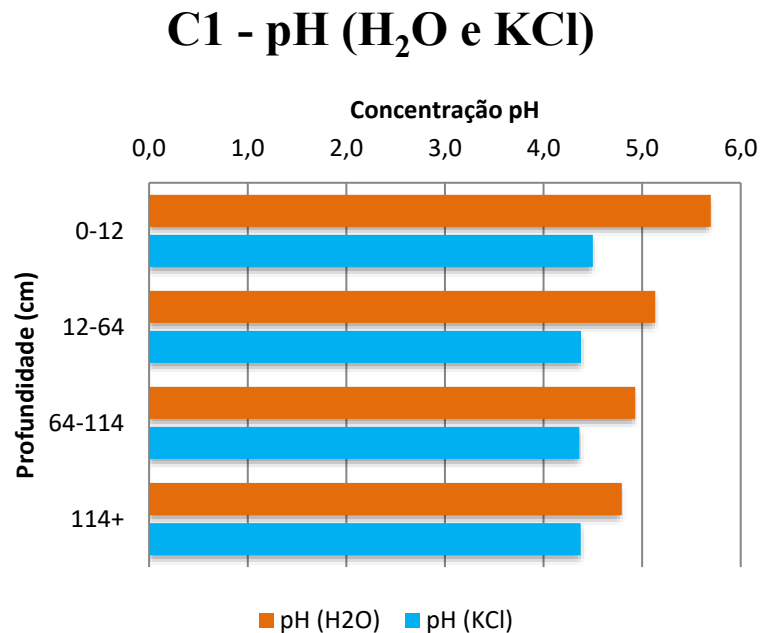
Elaboração: Autora, 2020.

O perfil C1 do transecto Catolé (Figura 34) apresenta uma distribuição vertical regular das frações granulométricas, com o predomínio da areia fina (0,2-0,05 mm) ao longo de todo o perfil. Apesar de pequena, há variação vertical das frações em todo perfil, inclusive com incremento de 2,7% de argila da primeira até a última camada, e de 0,7% do silte até a camada entre 64 e 114 cm. A fração areia fina também apresenta aumento de 1,2% entre a camada superficial e a subsequente (12-64 cm) não variando mais que este percentual até a camada mais profunda (114 + cm). Por fim, a fração areia grossa decresce 2% nas duas primeiras profundidades (0-12 cm e 64-114+ cm) e se mantém estável a partir de então, como apresentado na Figura 32.

**Figura 34** – Granulometria (%) no C1, de acordo com a profundidade (cm).



**Figura 35** - pH de C1

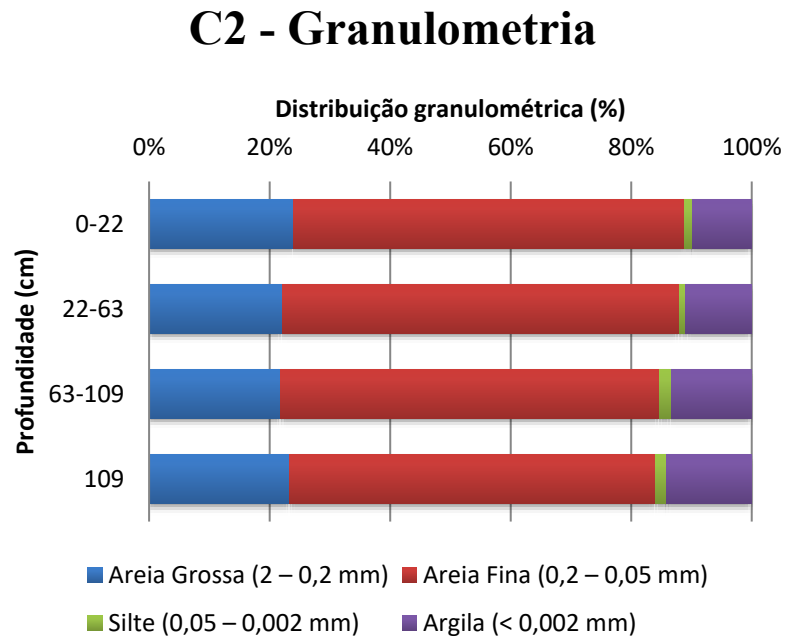


O perfil C2 mantém a tendência de maiores concentrações das frações de menor diâmetro nas camadas mais profundas, neste caso com acréscimo de 4,2% na concentração de argila entre 0-

22 cm e 109 cm<sup>+</sup>, seguido pelo acréscimo de 0,7% de silte entre a primeira e terceira profundidades (0-22 e 63-109 cm).

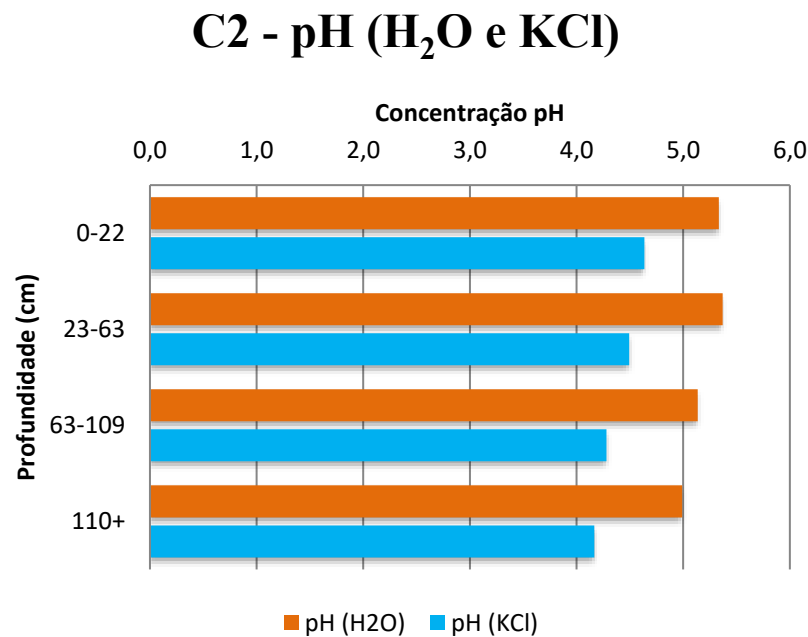
A variação de areia grossa alcança no máximo 2%, enquanto a areia fina atinge o pico de variação de 5% entre a profundidade 23-63 cm e 109 cm<sup>+</sup>, conforme apresentado na Figura 36.

**Figura 36** – Granulometria (%) no C2, de acordo com a profundidade (cm)



Elaboração: Autora, 2020.

Figura 37 - pH de C2



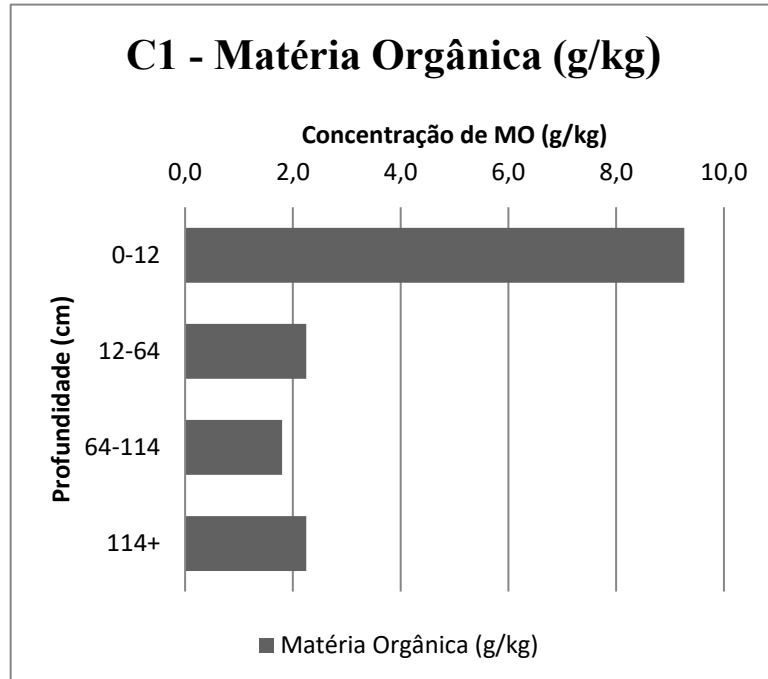
Apesar da distribuição vertical das frações apresentar características similares as do C1, o perfil C2 possui, comparativamente, menor quantidade de areia grossa e maior das frações menores de argila, silte e, principalmente, de areia fina, (Figura 36).

A diferença das características dos perfis em qualquer vertente ocorre não só em decorrência das variações dos seus atributos internos, como a rocha, mas também pela posição do perfil na encosta. A sinergia entre ambos, dita seu comportamento e conseqüentemente sua contribuição para desenvolvimento da encosta, como indicado por Gerrard (1981), Augustin (1995) e (2014) e Zhang *et al.*, (2018). Desta forma, a conjugação das características granulométricas e posição dos perfis ao longo da vertente, permite assumir que C2 recebe material fino de porções mais altas da encosta, como áreas contíguas ao C1.

C1 está localizado na alta vertente, onde, em geral tem início o escoamento superficial, que tende a ser menor nos topos (Young, 1972; Carson; Kirkby, 1972; Augustin, 1995; Aryal *et al.* 2003; Şensoy; Kara, 2014. A intensidade do evento chuvoso, atrelado à ausência de cobertura vegetal e até mesmo a suave declividade da rampa, no entanto, permitem a ocorrência do escoamento superficial e subsuperficial e a conseqüente retirada de material, tanto no ponto C1, quanto em porções adjacentes. O poder de remoção da água de escoamento contudo, não é alto

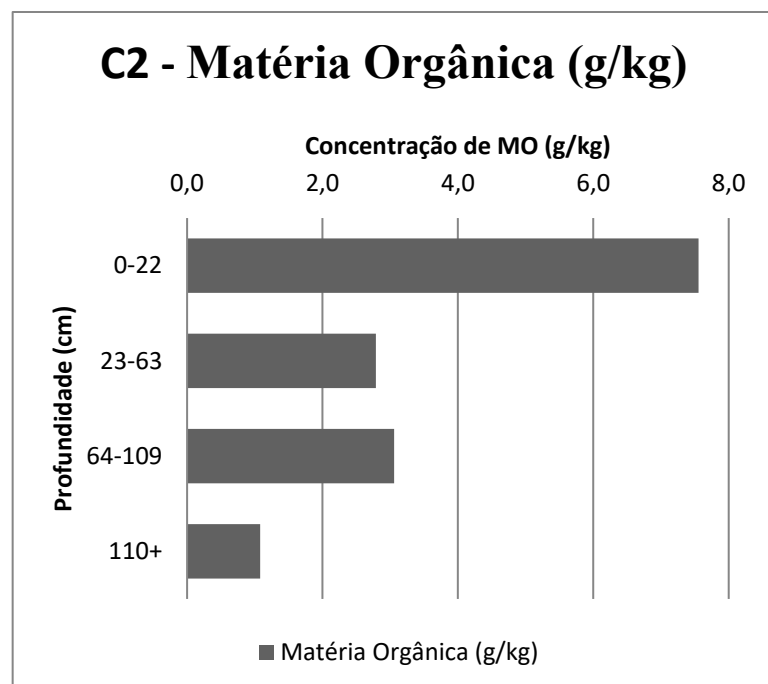
o suficiente para retirar o material grosso, fazendo com que a granulometria mais remobilizada seja a do material fino através da erosão difusa.

**Figura 38** - Concentração de Matéria Orgânica em C1



Elaboração: Autora, 2020.

**Figura 39** - Concentração de Matéria Orgânica em C2



Elaboração: Autora, 2020.

Da mesma maneira, as características do perfil C1 quanto à dinâmica hidrológica e escoamento subsuperficial refletem o funcionamento, em microescala, do *topsoil*. A ruptura na concentração de atividade do  $^7\text{Be}$  entre a primeira e segunda profundidades (0-1 e 1-2 cm) e a manutenção de baixos valores nas camadas subsequentes, indica que há retirada de parte do material no qual o isótopo está fixado, conforme demonstrado na Tabela 3.

**Tabela 3** - Concentração de  $^7\text{Be}$  nas amostras coletadas no C1

Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
C1	0-1 cm	5,03
	1-2 cm	1,13
	2-3 cm	1,54
	3-4 cm	2,56
	4-5 cm	0,92
	5-6 cm	<0,12*
	6-7 cm	<0,12*
	7-8 cm	<0,12*

\*Abaixo do limite detectável.

Os dados analisados em C2 (Figura 36) corroboram a hipótese de remoção de material fino vertente abaixo. O perfil C2, apesar de apresentar a mesma tendência de remoção do material superficial observada no C1, possui concentrações maiores de partículas silte, argila e areia fina, ou seja, ao mesmo tempo em que este material é retirado de C2 vertente abaixo, materiais de porções mais altas da encosta continuam a serem ali depositados. A concentração do  $^7\text{Be}$  apenas na primeira profundidade (0-1 cm), indica que a remoção de material no ponto amostrado é intensa, pois não alcança nem mesmo a profundidade 1-2 cm (Tabela 4).

**Tabela 4** - Concentração de  $^7\text{Be}$  nas amostras coletadas no C2

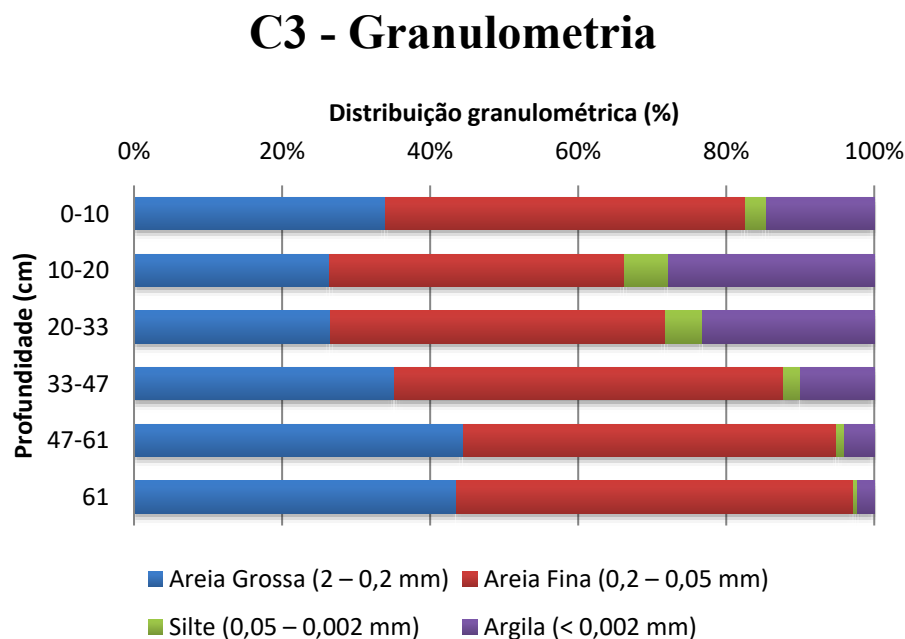
Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
C2	0-1 cm	5,02
	1-2 cm	<0,12*
	2-3 cm	<0,12*
	3-4 cm	<0,12*
	4-5 cm	<0,12*
	5-6 cm	<0,12*

Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
	6-7 cm	<0,12*
	7-8 cm	<0,12*

\*Abaixo do limite detectável.

A Figura 40, referente ao perfil C3, permite visualizar claramente a existência de diferentes padrões de distribuição granulométrica. Logo na camada superficial (0-10 cm), há concentração maior de argila do que nas camadas com profundidades iguais, dos perfis C1 (Figura 34) e C2 (Figura 36). O mesmo acontece nas camadas subsequentes, 10-20 cm e 20-33 cm, apresentam os maiores valores da fração até então. A mesma tendência é encontrada pelo comportamento do silte, inclusive ocorrendo, assim como a argila, em sua menor concentração nas camadas mais profundas do perfil.

**Figura 40** - Granulometria (%) no C3, de acordo com a profundidade (cm)

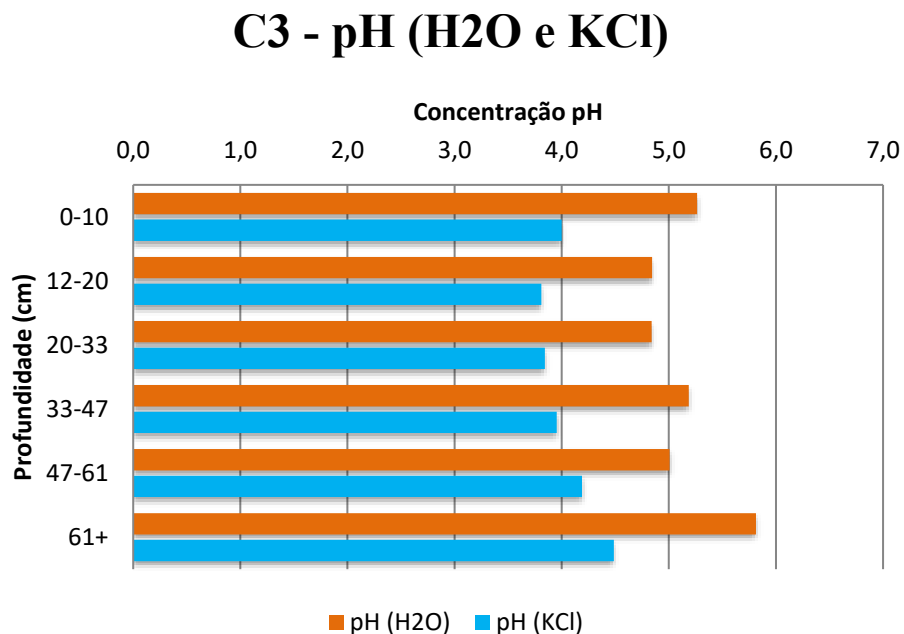


Conforme demonstrado na Figura 40, a fração areia grossa atinge 33% na composição granulométrica na profundidade 0-10 cm do C3, recuando até 26% nas camadas subsequentes (10-20 cm e 20-33 cm) e voltando a aumentar nas últimas profundidades (47-61 cm e 61 cm<sup>+</sup>), alcançando a média de 44%. Areia fina, por sua vez, é a fração dominante em todas as camadas,

com variação de 8,6% de entre 0-10 cm e 10-20 cm e acréscimo de 14,5% até a última camada do perfil (61 cm<sup>+</sup>).

Os padrões de distribuição granulométrica no C3 referidos acima, respaldam a interpretação de movimentação de material fino vertente abaixo, também identificada nos perfis C1 e C2, o que seria indicativa de diferença entre o material do colúvio (depositado) e do elúvio (*in situ*). Isto pode ser observado ao se analisar a granulometria das camadas superiores (0-10, 10-22 e 20-33 cm) e as inferiores (33-47 e 61+ cm), onde identifica-se um claro rompimento das características texturais, marcado pela diminuição do silte e a argila nas camadas mais profundas. Já a composição granulométrica das camadas inferiores do C3 (47-61 cm e 61 cm<sup>+</sup>), sugere tratar-se de material *in situ*, fortemente relacionado ao arenito do material parental, formado basicamente por arenitos da Formação Posse, provenientes de dunas.

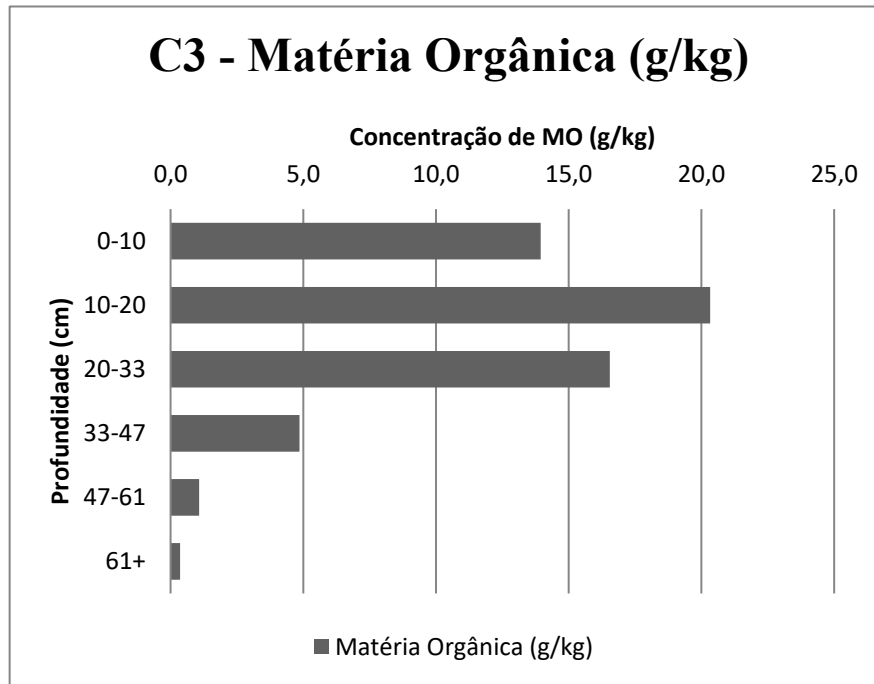
Figura 41 - pH de C3



Elaboração: Autora, 2020.

A mudança na distribuição do pH em todo perfil (Figura 41) e divergência entre a concentração de matéria orgânica nas três primeiras profundidades (Figura 42) também corroboram a existência de mudança das características granulométrica do material em profundidade.

**Figura 42 - Concentração de Matéria Orgânica em C3**



Elaboração: Autora, 2020.

Além do transporte de material encosta abaixo pelo escoamento superficial na forma de erosão difusa, há evidências de que ocorre migração subsuperficial do material particulado de menor diâmetro, em movimento lateral vertente abaixo (*throughflow*), também reportado por Neves (2016), nas vertentes da bacia do Rio Peruaçu, no limite norte do Pandeiros. Este processo é facilitado pela declividade, pela presença de um material de alta porosidade, e consequentemente, facilidade de infiltração e percolação, sujeitos às variações, caminhos preferenciais de água infiltrada e à própria gravidade.

Os dados de matéria orgânica correlacionados aos dados de concentração do  $^7\text{Be}$  (Tabela 5) dão, inclusive, sustentação à esta hipótese. Nota-se que há alta remoção subsuperficial de material, ou seja, o isótopo nem mesmo alcança a segunda profundidade de coleta (1-2 cm) e também não há na área amostrada do perfil, cobertura vegetal suficiente para aporte de carbono orgânico, apontando para o fato de que a única forma desse material alcançar C3 é por migração lateral na vertente.

**Tabela 5 - Concentração de  $^7\text{Be}$  nas amostras coletadas no C3**

Transecto	Profundidade	Concentração ( $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ )
C3	0-1 cm	7,50

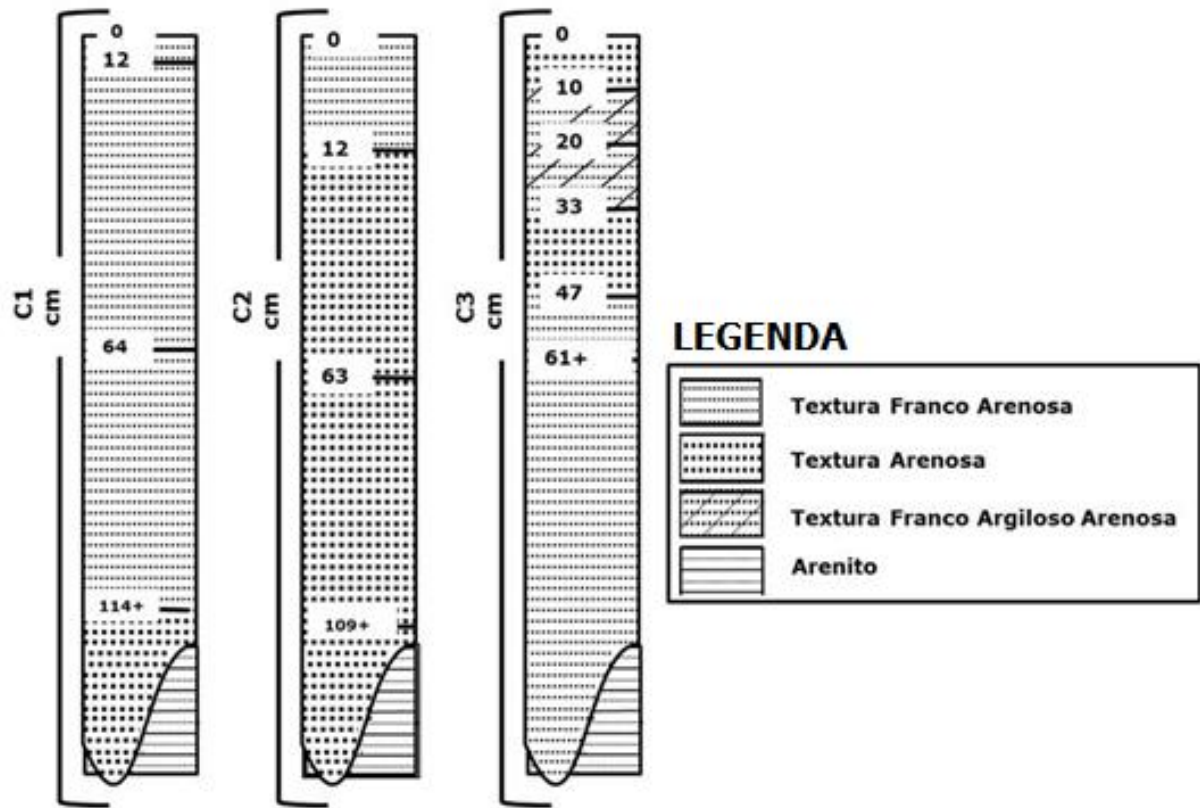
<b>Transecto</b>	<b>Profundidade</b>	<b>Concentração (Bq.kg<sup>-1</sup>)</b>
	1-2 cm	<0,12*
	2-3 cm	<0,12*
	3-4 cm	<0,12*
	4-5 cm	<0,12*
	5-6 cm	<0,12*
	6-7 cm	<0,12*
	7-8 cm	<0,12*

\*Abaixo do limite detectável

Conclui-se que os dados de concentração da atividade do <sup>7</sup>Be indicam que há tanto remoção quanto deposição de material. O perfil C3 indica, por suas características, que recebe material não consolidado proveniente das porções mais altas da vertente inclusive em função da sua localização na vertente. Entretanto, isso não significa que ele não sofra remoção de material, pelo contrário. Por ainda haver certo caminho a percorrer até o canal fluvial, a hidrodinâmica do sistema atua praticamente como em C2, porém com menor deposição de sedimentos.

A Figura 43 apresenta a representação esquemática da distribuição granulométrica em C1, C2 e C3.

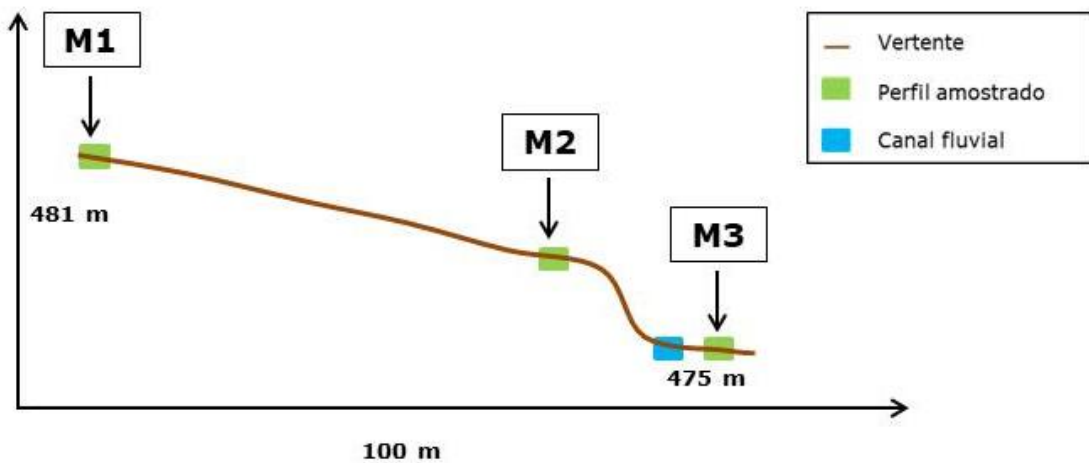
Figura 43 - Representação das frações granulométricas (%) ao longo dos perfis (m) do Transecto Catolé



Elaboração: Autora, 2020.

### 5.3 Transecto Mandim

Figura 44 - Representação dos perfis do Transecto Mandim



Elaboração: Autora, 2020

O perfil M1 amostrado na alta vertente na margem direita do Córrego Mandim (Figura 44) possui uma variação interessante entre suas três camadas. A concentração de argila, que no intervalo 0-26 cm é de 9,5%, decresce para 6,2% entre 26-38 cm e, logo depois, atinge 8% do total granulométrico na profundidade 38-85 cm+, comportamento este similar, nas mesmas profundidades, à concentração da fração areia grossa, que varia entre 23%, 22% e 23% respectivamente, conforme Figura 45.

**Figura 45** - Granulometria (%) no M1, no acordo com a profundidade (cm)

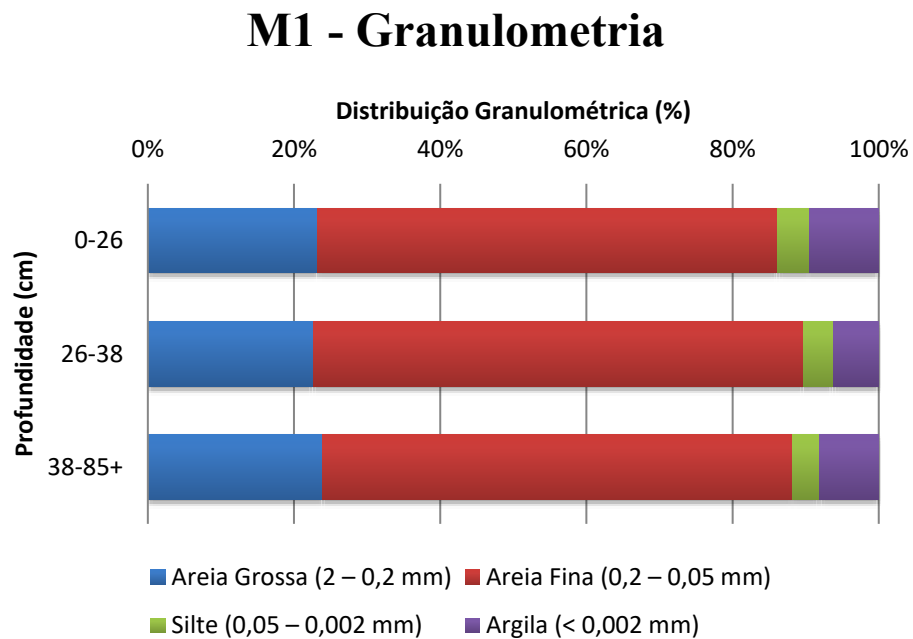
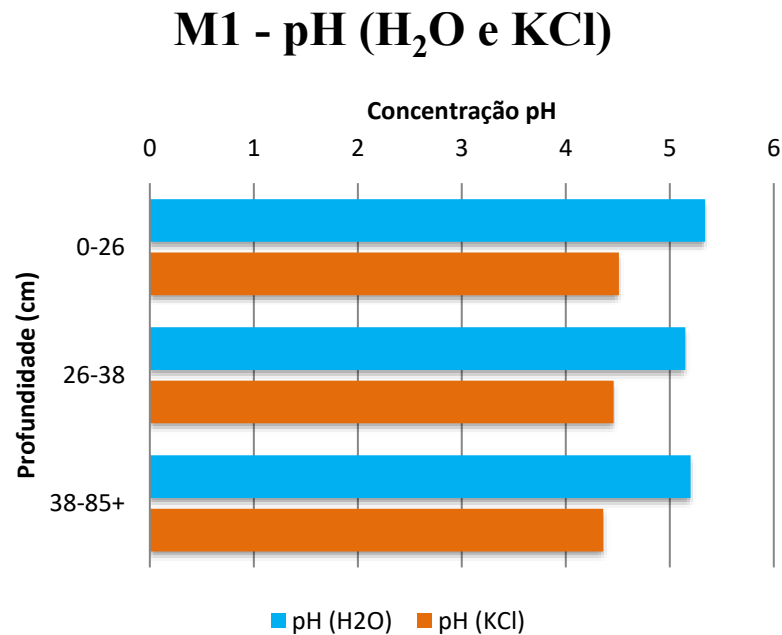


Figura 46 - pH de M1



Elaboração: Autora, 2020

O silte (Figura 45) possui uma variação mínima, decrescente, de 0,4% entre a segunda e terceira profundidade (0-26 cm e 26-38 cm), e alcança apenas 3% da participação total da textura na profundidade 38-85 cm+. A fração areia fina, por outro lado, apresenta aumento na segunda camada (26-38 cm) e logo após, retrai, apresentando os percentuais de 63%, 67% e 64% de participação na granulometria.

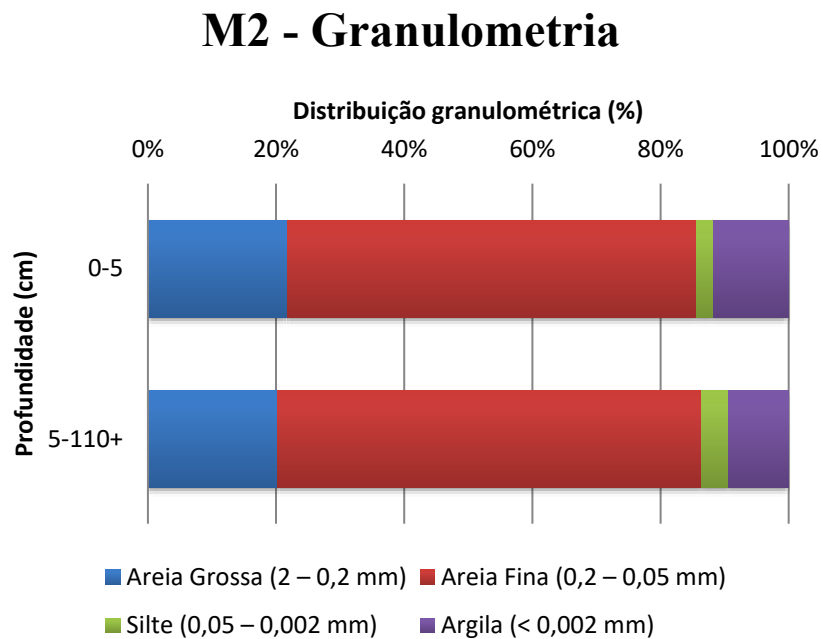
A literatura indica (Conacher *et al.*, 1968) que coberturas em situações de interflúvio tendem a estar submetidas aos processos geomórficos associados à pedogênese, drenagem predominantemente vertical da água superficial, e declividade associada a baixos gradientes. Quando há aumento deste gradiente, ocorre certa mudança no padrão de drenagem, favorecendo a iluviação dos materiais através do movimento lateral da água subsuperficial.

Os dados levantados referentes ao perfil M1 traduzem exatamente essa dinâmica, em que, há tanto acréscimo vertical quanto iluviação do material fino (Figura 45). Isto ocorre, devido à posição do perfil na vertente, com um gradiente um pouco maior, mas não o suficiente para influenciar mais fortemente apenas uma destas dinâmicas. Outra questão a ser considerada, é a que tange o desenvolvimento de estruturas moderadas na primeira profundidade, ainda que relativamente incipientes, corroborando a ideia de pedogênese bastante atuante. Os dados da

granulometria também mostram a diminuição de argila (Figura 45) em profundidade, coerentes com a possibilidade de que indiquem a fuga de material lateralmente.

O perfil M2 está localizado a jusante do perfil M1, na meia vertente (Figura 44). É um perfil relativamente simples (Figura 47), de apenas duas camadas: a primeira com estruturas de blocos subangulares, pequenos e fracos e a segunda, com ausência de unidades estruturais bem definidas. As diferenças granulométricas entre as profundidades são: o aumento de 1,7% da fração silte entre 0-5 cm e 5-110 cm<sup>+</sup> (as profundidades das duas únicas camadas identificadas), assim como da areia fina, com aumento de 2,2%, alcançando 66% na segunda profundidade. A areia grossa, por outro lado, diminui em 1,4% entre 0-5 e 5-110 cm<sup>+</sup>, assim como a argila (2,3%), que alcança os 9% também na segunda camada (Figura 47).

**Figura 47** - Granulometria (%) no M2, de acordo com a profundidade (cm)



Elaboração: Autora, 2020

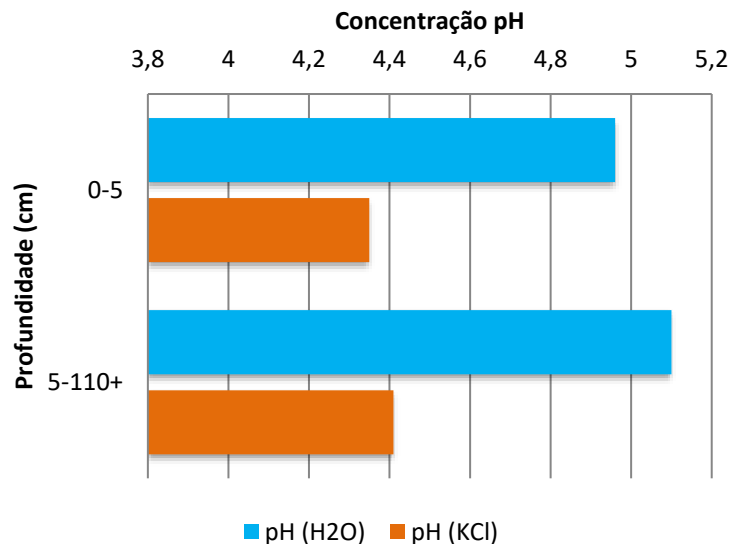
Apesar de ser um perfil franco arenoso, a participação do material fino, principalmente argila, na camada superficial contribui para formação de estruturas do solo, mesmo que fracas, e ainda são responsáveis por trazer mais estabilidade para a geocobertura, devido à formação de agregados. Assim como o perfil M1, o M2 encontra-se submetido às dinâmicas de infiltração e escoamento subsuperficial, que não só deslocam e transportam material superficial da vertente acima, como também são responsáveis pela sua deposição (material coluvial) no M2.

O aumento do silte na subsuperfície (Figura 47) parece estar relacionado a esta dinâmica, assim como pode se tratar de material em suspensão, recebido da camada superior; mesmo que esta seja mais estável, o processo de pedogênese ainda é inicial.

Os baixos valores de  $\Delta$  pH (Figura 48) associado a baixa relação silte/argila, indicam que este perfil possui um alto grau de intemperismo, ou seja, passou por um intenso processo de lixiviação, corroborando a hipótese da ação da infiltração associada ao escoamento lateral subsuperficial.

Figura 48 - pH de M2

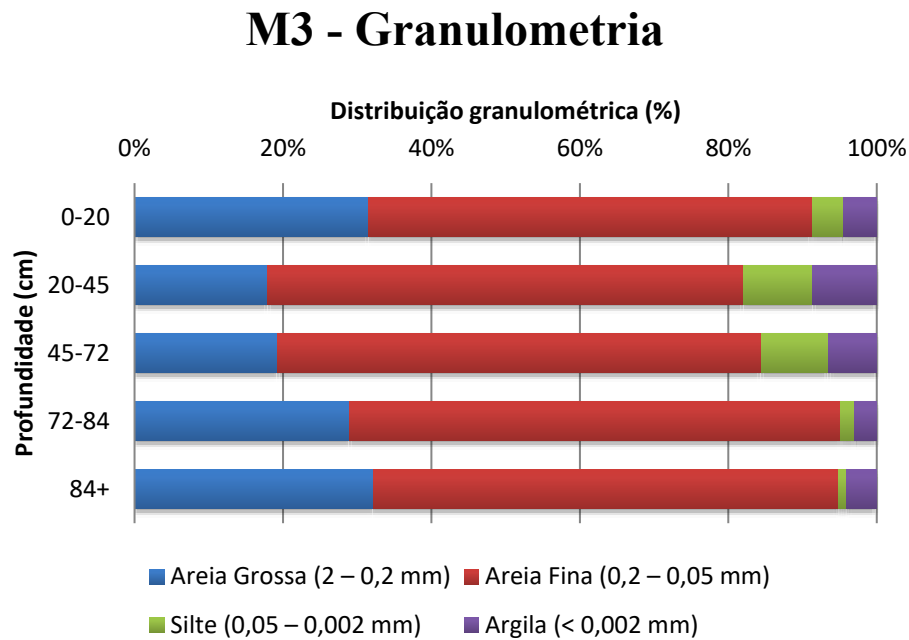
### M2 - pH (H<sub>2</sub>O e KCl)



Elaboração: Autora, 2020

O perfil M3 está localizado no sopé da vertente, entre uma feição geomorfológica correspondente a um antigo braço deposicional de meandro e um terraço fluvial, ou seja, é marcado pela contribuição do canal fluvial na sua formação (Figura 20). Os dados apresentados deixam claro (Figura 49) que existem mudanças abruptas do material ao longo do perfil nas profundidades: 0-20 cm; 20-45 e 45-72 cm e 72-84 e 84 cm+, e que estas mudanças estão associadas aos diversos eventos deposicionais do canal fluvial do córrego Mandim ao longo de sua evolução. Embora localizado em situação de terraço fluvial, optou-se por sua amostragem e análise de <sup>7</sup>Be, para verificar o nível de informação e análise deste tipo de material.

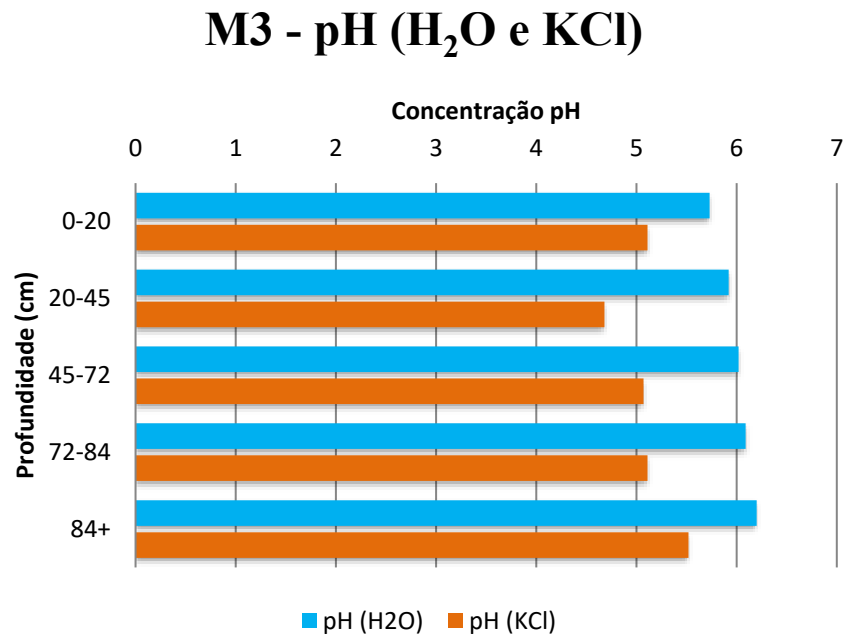
**Figura 49** - Granulometria (%) no M3, de acordo com a profundidade (cm)



De acordo com as análises e o observado em campo, há certa estabilidade local, comprovada pelo processo pedogenético iniciado nas camadas superiores do material, no qual foi observada a presença de blocos subangulares, pequenos e fracos em uma cobertura muito bem drenada na primeira profundidade (0-20 cm), além de blocos fortes e médios, porém não tão bem drenado entre 20-45 e 45-72 cm. Por fim, na quarta e quinta profundidade (72-84 cm e 84 cm<sup>+</sup>) o material apresenta um aspecto muito poroso, com ausência de unidades estruturais bem definidas, embora ocorra até mesmo mosqueado indicando flutuação do freático com a ocorrência de um período prévio de oxidação do ferro.

Ou seja, o perfil M3 possui três pacotes de consistências e comportamentos bastante distintos, responsáveis pela formação de uma cobertura bastante heterogênea, com marcada influência fluvial e fortemente arenosa (fração fina), classificada entre as classes texturais areia e areia franca. Dada a variabilidade destes materiais, o  $\Delta$  pH modifica-se ao longo de todo o perfil (Figura 50), uma vez que as diferentes camadas indicam deposição possivelmente correspondente a eventos distintos e possuem também aporte e retirada dos minerais dissolvidos na água que oscila tanto em função do nível freático, quanto da chuva.

Figura 50 - pH de M3



Elaboração: Autora, 2020

Apesar disso, é interessante notar que a distribuição granulométrica ao longo do perfil, com influência do canal fluvial, é muito próxima às medidas nos perfis da vertente, o seja, com a predominância de areia fina (proporção média de 64%), seguida da fração grosseira (proporção média de 24%), com o silte representando no cômputo geral os menores valores, seguido pela argila, com valores muito próximos.

A hidrogeodinâmica observada no perfil M1 é corroborada pelos dados de distribuição do <sup>7</sup>Be. Há concentração de 4,71 Bq.Kg<sup>-1</sup> na superfície, que decresce 3,03 Bq.Kg<sup>-1</sup> logo na segunda profundidade (Tabela 6). Ou seja, é possível afirmar que existe no perfil M1, uma tendência tanto para a infiltração, como para o escoamento subsuperficial.

Tabela 6 - Concentração de <sup>7</sup>Be nas amostras coletadas no M1

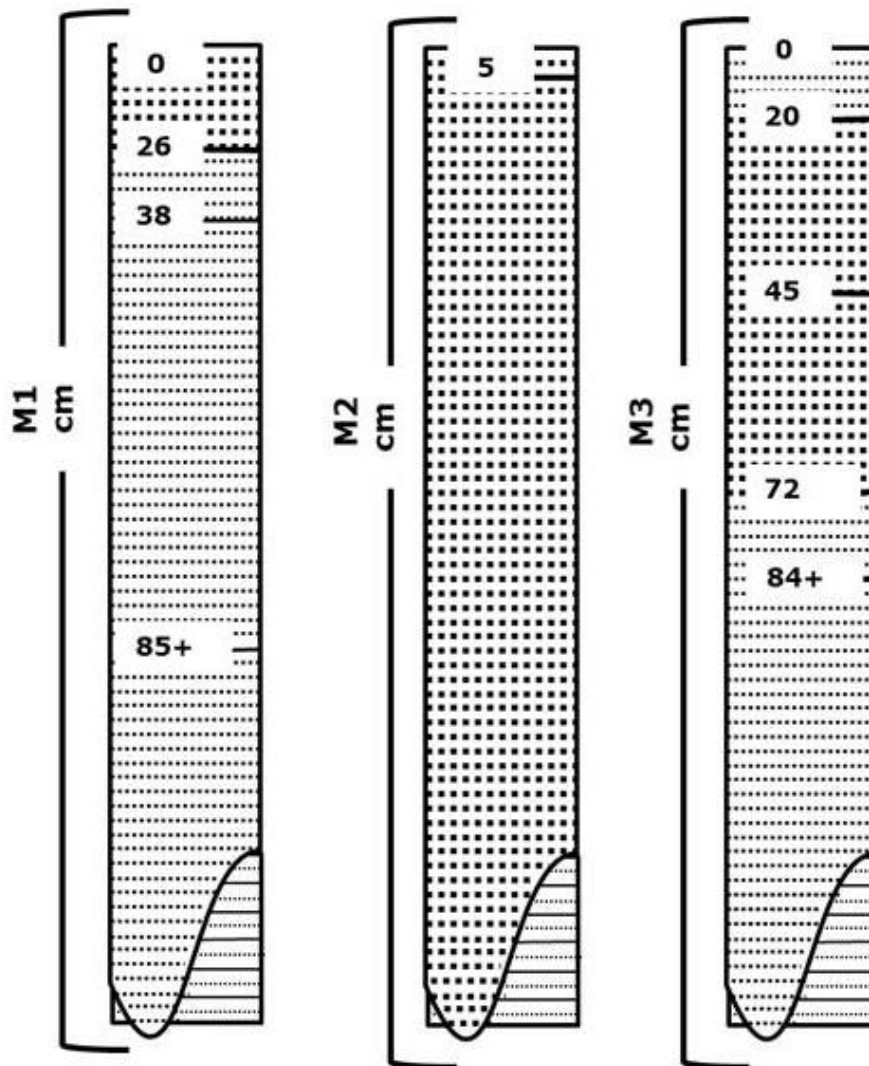
Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
<b>M1</b>	0-1 cm	4,71
	1-2 cm	1,68
	2-3 cm	<0,12
	3-4 cm	<0,12
	4-5 cm	<0,12
	5-6 cm	<0,12*

Transecto	Profundidade	Concentração (Bq.kg <sup>-1</sup> )
	6-7 cm	<0,12*
	7-8 cm	<0,12*

\*Abaixo do limite detectável.

Assim como foi realizado com relação ao Transecto Catolé, a análise no contexto do sistema vertente permite compreender melhor como de fato ocorrem e interligam-se os processos hidrodinâmicos (Figura 51). Entretanto, devido à paralisação de todas as atividades em detrimento do COVID-19 foi necessário suspender a utilização do laboratório de espectrometria gama. Dada a curta meia-vida do <sup>7</sup>Be não foi possível finalizar a leitura da concentração em Bq.kg<sup>-1</sup> nas amostras de M2 e M3.

**Figura 51** - Representação das frações granulométricas obtidas nos perfis do Transecto Mandim



**LEGENDA**



Elaboração: Autora, 2020

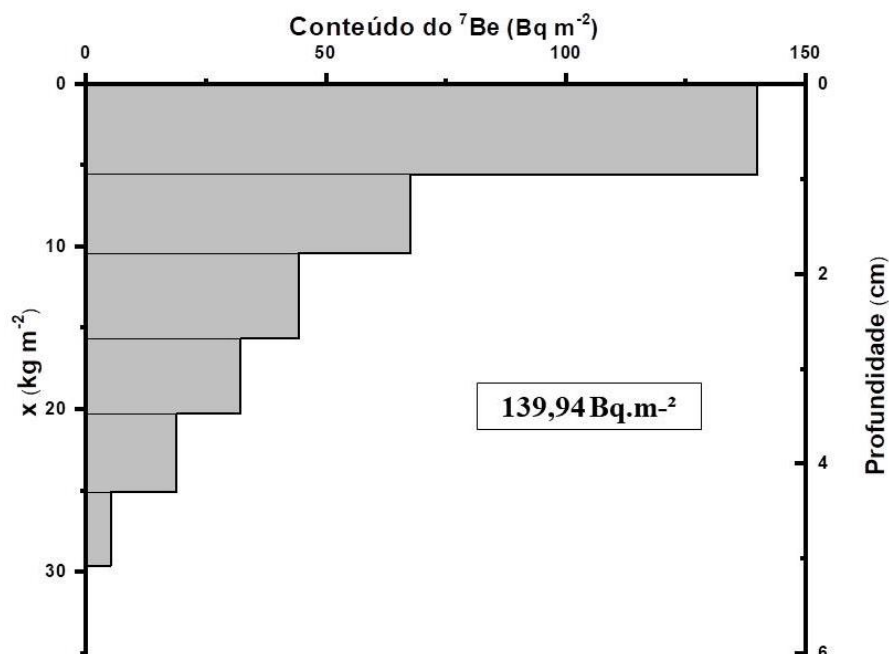
#### 5.4 Espacialização e análise dos dados do $^7\text{Be}$ na escala da Bacia do Rio Pandeiros

##### Perfil R1

Conforme apresentado no item 5.1, a dinâmica observada no perfil R1, indica a ocorrência de infiltração da água da chuva, que alcança até 5-6 cm de profundidade no perfil do solo. Em uma situação de relevo plano, em que não há nem remoção nem deposição de material, este primeiro perfil foi tomado como referência para o trabalho.

Através do tratamento dos dados de laboratório, obteve-se a curva de distribuição de  $^7\text{Be}$  no perfil R1, bem como seu inventário, conforme Figura 52.

Figura 52 - Inventário de  $^7\text{Be}$  no R1



Elaboração: Autora, 2020

A Profundidade Mássica de Relaxação ( $h_0$  kg.m<sup>-2</sup>) é necessária para indicar onde ocorre a maior concentração do isótopo no perfil e subsidiar os cálculos necessários para obtenção do

inventário, assim como a Profundidade (cm), nesse caso relativa às amostras colhidas (Esquivel, 2017).

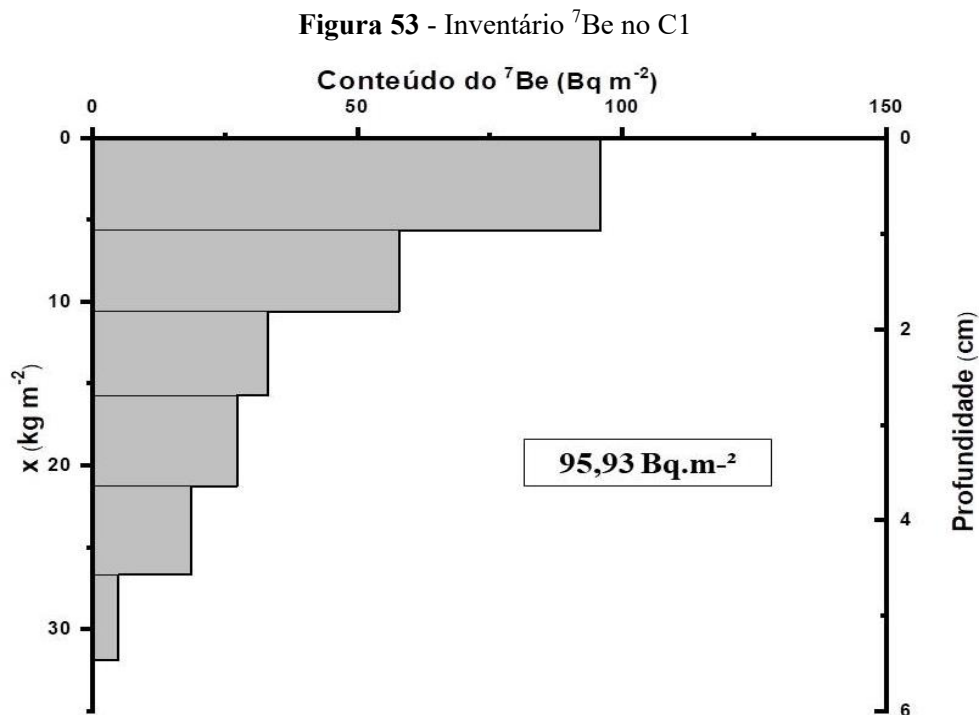
Sendo assim, o inventário obtido para o sítio de referência é de  $139,94 \text{ Bq.m}^{-2}$ . A partir dele é possível comparar os dados do Transecto Catolé e do Mandim para entender se há, e qual é o tipo de mobilização de sedimentos nas respectivas vertentes.

Conforme apontado no subtítulo 5.2, os perfis C1, C2 e C3 estão localizados respectivamente na alta, média e baixa vertente (Figura 33).

O inventário do  $^7\text{Be}$  calculado para os três perfis do Transecto Catolé corrobora exatamente a interpretação geomorfológica realizada para este transecto.

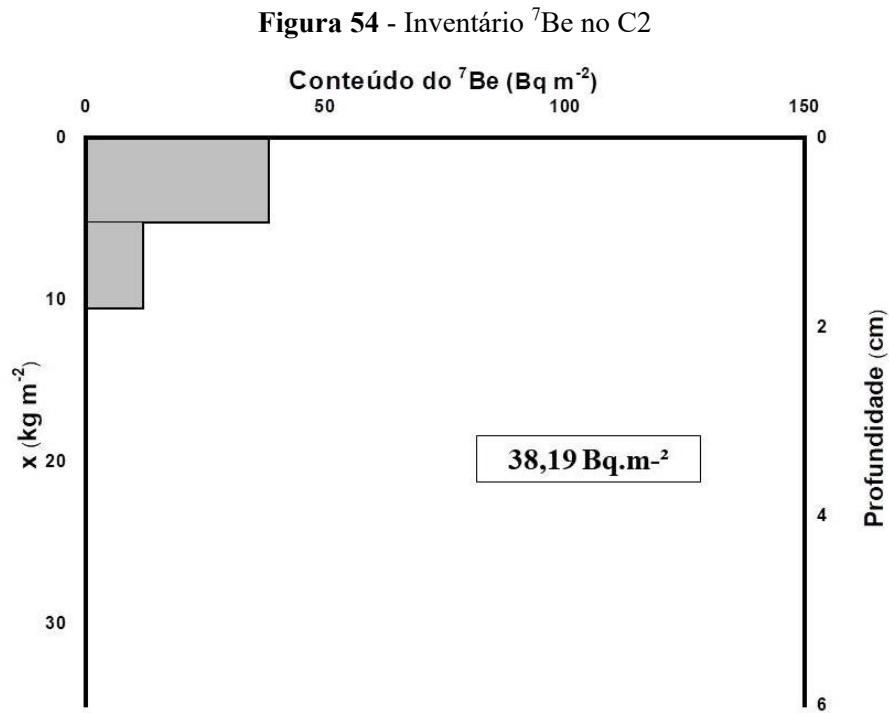
A interpretação dos dados segue a seguinte lógica comparativa: a distribuição máxima do radionuclídeo é a colhida no *Sítio de Referência R1 (Rima 1)*, no caso  $139,94 \text{ Bq.m}^{-2}$ ; logo, quando comparada a concentração de um segundo ponto com relação ao ponto de referência, valores maiores significam **acréscimo** de material e valores menores **subtração** de material.

No perfil C1, há um inventário de  $95,93 \text{ Bq.m}^{-2}$  (Figura 53), ou seja, como há uma diferença de  $44,01 \text{ Bq.m}^{-2}$  entre o ponto de referência (R1) e o ponto da alta vertente do Catolé (C1) entende-se que houve mobilização de material vertente abaixo.



Elaboração: Autora, 2020

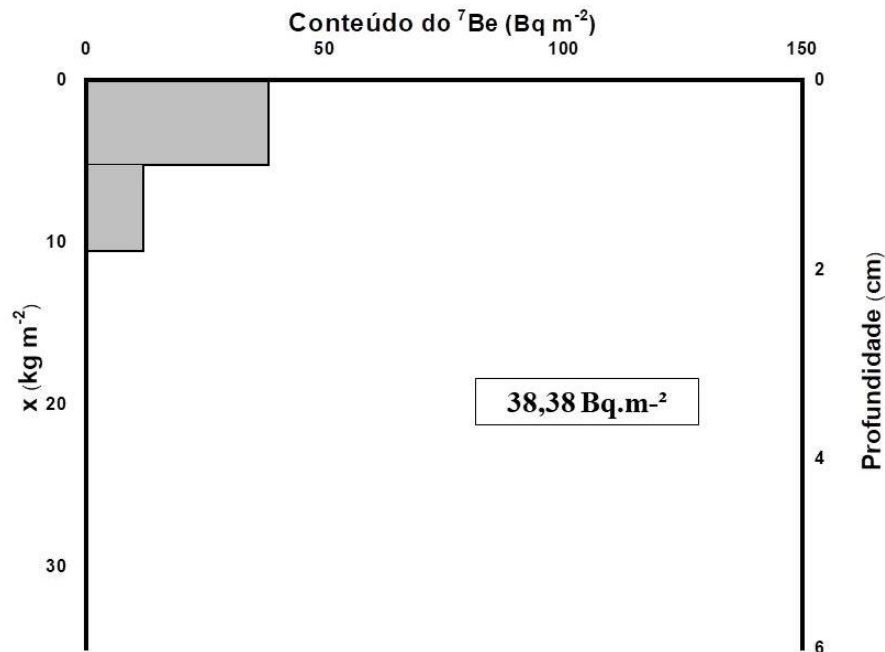
No perfil C2 inventário foi de  $38,19 \text{ Bq.m}^{-2}$  (Figura 54), o que indica não só um inventário muito menor do que o do Sítio de Referência (R1), o que não só mostra uma alta retirada de material, como também uma alta retirada com relação a C1. A retirada de material ocorre de forma tão intensa, que o  $^7\text{Be}$  que no R1 alcança 5 a 6 cm, aqui permanece apenas nos dois primeiros centímetros do solo.



Elaboração: Autora, 2020

Ao se analisar o inventário do Transecto Catolé como um todo, é possível perceber que há forte mobilização de sedimentos encosta abaixo. O inventário de C3 ( $38,38 \text{ Bq.m}^{-2}$ ), conforme Figura 55, é maior do que o de C2, ou seja, há pouca deposição de material entre os dois pontos, ao mesmo tempo em que C3 continua a perder sedimento vertente abaixo.

**Figura 55 - Inventário  $^7\text{Be}$  no C3**



Elaboração: Autora, 2020

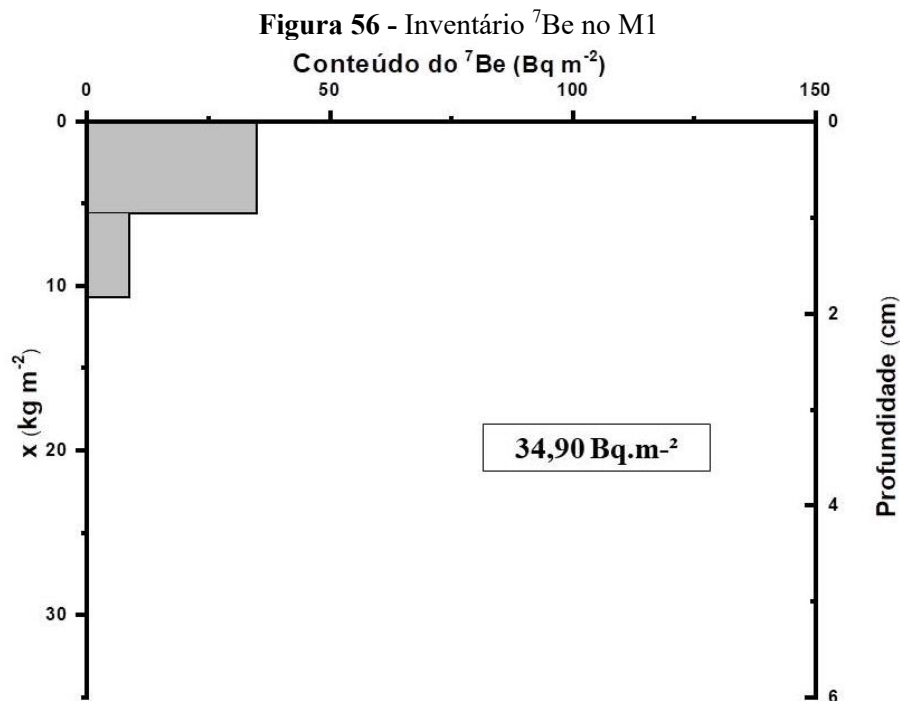
O modelo de transporte de solo aplicado por Esquivel (2017) requer uma trama de pontos muito maior (ao menos 12) para se obter um resultado com alta confiabilidade. Entretanto, com assessoria do referido autor, foi aplicado tal modelo para os dados do Transecto Catolé como um esforço inicial para subsidiar a espacialização dos dados obtidos. A ideia de aplicar modelos de extrapolação de dados baseia-se na utilização de resultados pontuais como os obtidos neste trabalho, para compreender o comportamento de áreas similares, porém de escalas distintas.

Foi encontrada uma perda média de  $90,7 \text{ t/ha}$  ( $9,07 \text{ kg.m}^{-2}$ ) para a vertente do Catolé. A utilização de mais pontos controle para estes cálculos teria, sem dúvida, refinado esta média final de remoção de sedimento. Entretanto, tal fato não retira a viabilidade de se trabalhar com valor encontrado. Isto porque, grande parte das vertentes da margem esquerda do Rio Pandeiros é muito homogênea, desenvolvidas no mesmo substrato geológico, com declividades também muito semelhantes aos do Transecto Catolé (Formação Posse). Desta maneira, assume-se que vertentes semelhantes à estudada, desde que tenham cobertura vegetal muito esparsa e encontrem-se submetidas a certo grau de antropização, apresentarão uma tendência à ocorrência de rápidos processos erosivos superficiais difusos, assim como remoção subsuperficial de sedimento, culminando com o desenvolvimento de fragilidades no sistema solo/vertente.

Salienta-se que ainda é possível evitar tal cenário, desde que sejam aplicadas boas práticas de manejo e uso responsável da terra.

### Transecto Mandim

Os dados do perfil M1, do Transecto Mandim, mostram grande diferença com os do inventário do Sítio de Referência. A Figura 56 indica que há remoção muito forte de material, o que pode ser atribuído à declividade desta porção da vertente, que influencia diretamente na velocidade e na energia da água de escoamento agindo tanto na superfície, como na que infiltra, agindo na subsuperfície. Ainda têm influência nesta alta remoção de sedimentos, a grande porosidade dos geomateriais da vertente, herdada dos arenitos da Formação Posse, que atuam no sentido de permitir alta lixiviação e a baixa, ou nenhuma, concentração de matéria orgânica.



Elaboração: Autora, 2020

Como não há dados de amostragem dos outros perfis nesse transecto não foi possível aplicar o modelo de transporte de solo. Entretanto, a hipótese mais plausível para o transecto seria de alta remoção de material no perfil M2, maior ainda que no M1, devido a sua posição na vertente e, ainda maior do que o Transecto Catolé, devido a sua granulometria grossa e ínfima concentração de matéria orgânica. O perfil M3 talvez seja o único ponto amostrado que indica deposição, tanto pelas evidências já levantadas como sua posição no sopé da encosta, próximo ao meandro do Córrego Mandim.

Com os dados levantados do Transecto do Córrego Mandim, já é possível inferir o comportamento de parte da Unidade Geomorfológica da margem direita do Rio Pandeiros. Com

vertentes mais curtas e íngremes e com presença de maiores rupturas de declive, características indicativas de maior energia para desencadear processos de remoção mais efetivos quando comparadas às encontradas no Transecto Catolé, as vertentes da margem direita da bacia do Rio Pandeiros, indicam valores e potencial de remoção de material muito alto.

## 6. CONCLUSÃO

Conclui-se que o trabalho alcançou de maneira consistente o objetivo geral de testar o método do  $^7\text{Be}$  para investigação da erosão em escala de vertente.

Na região da Chapada das Gerais, a noroeste da Bacia do Rio Pandeiros, local de relevo plano que por isto, é estável, ou seja, ausente de mobilização de material, foram realizadas as medidas consideradas de referência, sendo denominada, assim, sítio de referência. Neste ponto (R1), a concentração do isótopo foi maior logo na primeira profundidade (0-1 cm), equivalente a  $13,0 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ; no entanto, com a infiltração da água de chuva até a profundidade 5-6 cm, foi medida uma concentração de  $1,13 \text{ Bq.Kg}^{-1}$  e um inventário de  $139,94 \text{ Bq.m}^{-2}$ .

No Transecto Catolé, localizado na margem esquerda do Rio Pandeiros, foi obtida concentração discrepante daquela medida no R1, levando a se considerar que a vertente é submetida à dinâmicas erosivas a partir do perfil C1, embora localizado na alta vertente. Os respectivos inventários encontrados são: C1 –  $95,93 \text{ Bq.m}^{-2}$ ; C2 –  $38,19 \text{ Bq.m}^{-2}$  e C3 –  $38,38 \text{ Bq.m}^{-2}$ , indicando que há uma forte remoção de sedimentos na encosta, quando comparado com os dados do inventário do sítio de referência R1. A tentativa de quantificar estes dados demonstra a existência de uma taxa de erosão média de  $90 \text{ t/ha}$  para as áreas contíguas nesta vertente e demais vertentes semelhantes, valor este potencializado pelas más práticas de manejo da terra.

No Transecto Mandim, também se nota fortes taxas de remoção de material, logo no perfil M1, com um inventário de  $34,90 \text{ Bq.m}^{-2}$ . Este, associado às medidas de campo, como a declividade e o comprimento curto da vertente, bem como aos resultados das análises químicas e físicas de laboratório, permite inferir que a dinâmica deste transecto é marcada por alta mobilização de material.

Concluiu-se que a concentração do radionuclídeo pode ocorrer na área da bacia do Rio Pandeiros, em profundidades maiores do que os primeiros milímetros, ou poucos centímetros, conforme apontado em grande parte da literatura. A porosidade do material, fundamental na dinâmica de percolação do  $^7\text{Be}$ , (no presente trabalho, alcançou até 6 cm) assim como o diâmetro grosso do material das geocoberturas, bem como a variação de pH e baixíssima concentração de ácidos húmicos, parecem ser elementos indispensáveis para uma maior adsorção do isótopo.

Ou seja, a interpretação das características físicas e químicas das coberturas são informações e dados muito importantes para compreender a hidrologia dos perfis, do sistema da vertente, da deposição do  $^7\text{Be}$  e das dinâmicas erosivas.

Pode-se concluir que a utilização do radionuclídeo  $^7\text{Be}$  como traçador da mobilização de sedimentos neste estudo, como bem sucedida, uma vez que foi possível comparar e entender a entrada e comportamento do isótopo no sistema e como, através dele, é indicada a remoção ou deposição de sedimentos no sistema-vertente e, guardadas as proporções, nas diversas Unidades Geomorfológicas identificadas na bacia.

O refinamento da técnica permite inclusive que seja possível monitorar sítios de interesse sob diferentes tipos de manejo para desenvolvimento de melhores práticas de gestão da terra, afim de evitar a perdas de solo aceleradas.

A utilização da espectrometria gama implica num elevado investimento inicial devido à necessidade de utilização dos detectores e mão de obra especializada. Além disso, dada à meia vida do radioisótopo, é necessário que diversos detectores estejam operando simultaneamente para que não se percam as amostras coletadas em campo.

Em campo exige perícia, pois é realizada por meio de camadas muito delgadas de solo, dificultando o processo para inexperientes. Em contrapartida, não exige que mantenha equipamentos na área amostrada, pois a coleta é realizada em uma mesma campanha, suspendendo possíveis riscos de extravio de dados e materiais.

A utilização do  $^7\text{Be}$  para mensuração implica também na possibilidade de interpretação dos eventos sem grandes alterações *in situ* para aplicação do método, o que aumenta as probabilidades de resultados fidedignos a realidade, além de possibilitar medição de inter-eventos e eventos inter-sazonais. Uma vez conhecidas as dinâmicas dos pontos amostrais e da dinâmica de deposição ou remoção da área é possível ainda, plotar mais pontos para coleta que serão futuros pontos controle para a modelagem da erosão e interpretação da evolução do sistema vertente.

## REFERÊNCIAS

- ALVES, W. B. Sobre a datação por decaimento radioativo. **Revista Eletrônica do UNIVAG**, nº 5, p. 33-43, 2010.
- ANACHE, J. A. A.; BACCHI, C. G. V.; PANACHUKI, E.; ALVES SOBRINHO, T. Assessment of methods for predicting soil erodibility in soil loss modeling. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 34, nº 1, p.32-40, 2015.
- ANDRELLO, A.; APPOLONI, C. Measurements of the Fallout Flux of Beryllium-7 and its Variability in the Soil. **Brazilian archives of biology and technology**, v. 53, nº 1, p.179-184, 2010.
- ÁREA de Proteção Ambiental – APA. **Instituto Estadual de Florestas (IEF)**. Disponível em:  
[http://www.ief.mg.gov.br/images/stories/2018/UNIDADES\\_DE\\_CONSERVA%C3%87%C3%83O/APAS\\_26062018.pdf](http://www.ief.mg.gov.br/images/stories/2018/UNIDADES_DE_CONSERVA%C3%87%C3%83O/APAS_26062018.pdf). Acesso em: 16 de maio de 2019.
- ARYAL, S. K.; MEIN, R. G.; O'LOUGHLIN, E. M. The concept of effective length in hillslopes: assessing the influence of climate and topography on the contributing areas of catchments. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 131-151, 2003. DOI: 10.1002/hyp.1137.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. **A preliminary integrated survey of the natural resources near Alcantarilla, Southeast Spain**. 1979. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield, 1979. 243p.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. **Geoökologische Studien im südlichen Espinhaçogebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonder Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Johann Wolfgang Goethe Universität, Departamento de Geografia, Frankfurt am Main, 1995. 294 p.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. Piping em área de voçorocamento, noroeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 7, nº 1, p. 9-18, 2006.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; FONSECA, B. M.; OLIVEIRA, D. A. de; LIMA, A. C. P. de; ARANHA, P. R. A.; SILVA, P. D. de O.; SABINO, S. M. L.; FRANCO, G. G. Análise da dinâmica de encostas e da hidrogeomorfologia da bacia de drenagem do rio Pandeiros. *In*: BANDEIRA, J. V.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; JADIM, C. H.; COSTA, A. M.; SALIM, L. H.; CHAGAS, C. J. **Sustentabilidade da bacia do rio Pandeiros – MG: dinâmica de vertentes da bacia do rio Pandeiros (FAPEMIG: APQ-03773/14)**. Belo Horizonte: FAPEMIG; CDTN; Instituto de Geociências da UFMG, 2020. 206 p. Disponível em:  
<https://www.igc.ufmg.br/wp-content/uploads/2022/11/RELATORIO-FINAL-Subproj.1a-GEOMORFOLOGIA.pdf>. Acesso em: 07 de agosto de 2025.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; WINDSOR, C. Gullies as biodiversity corridors: a case study in Gouveia, Minas Gerais, Brazil. *In*: **Annals of the Regional Conference on Geomorphology**, IAG/UGB, Rio de Janeiro, v. 1, p. 88, July 17-22, 1999.
- BANDEIRA, J. V.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; JARDIM, C. H.; COSTA, A. M. da; SALIM, L. H.; CHAGAS, C. J. Relatório Final: Síntese Multidisciplinar Integrada. *In*: **Projeto Sustentabilidade da bacia do rio Pandeiros - MG: Dinâmica de vertentes da bacia do rio Pandeiros (FAPEMIG: APQ-03773/14)**. CDTN/IGC-UFMG. Belo Horizonte: FAPEMIG, 2020. 75 p.

- BANDEIRA, J. V.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; JARDIM, C. H.; COSTA, A. M.; SALIM, L., H.; CHAGAS, C. J. **Sustentabilidade da bacia do rio Pandeiros - MG: Dinâmica de Vertentes da Bacia do Rio Pandeiros. Relatório Final do Projeto APQ-03773/14: Síntese Multidisciplinar Integrada.** Belo Horizonte, 75 p. 2020.
- BARBOSA, V. C. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Erosão laminar e linear e a dinâmica de movimentação de sedimentos na vertente, município de Gouveia/MG. *In: VII SINAGEO – 2º Encontro Latino-Americano de Geomorfologia. Anais.* Belo Horizonte, MG, v. único, p. 1-12, agosto 2008.
- BARBOSA, V. C. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Estudo Preliminar da Variação de Micro-Formas e Cobertura Vegetal na Geração do Runoff e Perda de Solo em Vertente do Município de Gouveia/MG. **Geonomos**, v. 8, nº 2, p. 1-7, 2000.
- BETHONICO, M. B. M. Rio Pandeiros: território e história de uma área de proteção ambiental no Norte de Minas Gerais. **Revista Acta Geográfica**, nº 5, p. 23-38, 2009.
- BIELDERS, C. L.; BAVEYE, P. Processes of structural crust formation on coarse-textured soils. **Eur. J. Soil Sci.**, v. 46, p. 221–232, 1995.
- BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. **Key concepts in Geomorphology.** (1<sup>st</sup> Ed.). New York: W. H. Freeman & Company, 2014.
- BLAKE, W. H.; WALLING, D. E.; HE, Q. Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 51, p. 599-605, 1999.
- BOARDMAN, J. Soil erosion science: reflections on the limitations of current approaches. **Catena**, v.68, nº 2-3, p. 73-86, 2006.
- BOYUOCOS, G. J. The clay ratio as criterion of susceptibility of soils to erosion. **Journal of the American Society of Agronomists**, nº 27, p. 41-738, 1935.
- BRADY, N.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos.** 3ed. Porto Alegre: 2013.
- CAMPOS, J. E. G., DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v.27, p.269-282, 1997.
- CAMPOS, P. B. R.; ALVES, R. R.; SERATO, D. S.; CAMPOS, E. H; RODRIGUES, S. C. Estudo de Parcelas de Erosão para Criação de Modelos Digitais de Terreno Aplicados em Pesquisas de Processos Erosivos no Domínio do Cerrado no Município de Uberlândia - MG. *In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Viçosa. Anais.* 2009.
- CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações.** 6ª Ed. Rio de Janeiro: 1996.
- CARDOSO, E. D. M.; ALVES, I. P.; LIMA, J. M.; TAHUATA, L.; FILHO, P. F. H.; BRAZ, C.; PESTANA, S. **Apostila Educativa – Radioatividade.** Belo Horizonte-MG: CNEN. Disponível em: <https://www.gov.br/cnen/pt-br/aceso-rapido/centro-de-informacoes-nucleares/material-didatico-1/apostila-educativa-radioatividade.pdf>. Acesso em: 25 de maio de 2020.
- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process.** Cambridge, Univ. Press, 1972.

- CASALÍ, J.; LOIZU, J.; CAMPO, M. A.; DE SANTISTEBAN, L. M.; ÁLVAREZ-MOZOS, J. Accuracy of methods for field assessment of rill and ephemeral gully erosion. **Catena**, v. 67, p. 128–138, 2006.
- CASTILLO, C.; PÉREZ, R.; JAMES, M. R.; QUINTON, N. J.; TAGUAS, E. V.; GÓMEZ, J. A. Comparing the accuracy of several field methods for measuring gully erosion. **Soil Science Society of America Journal**, v. 76, nº 4, p. 1319–1332, 2012.
- CHAVES, H. M. L. Incertezas na predição da erosão com a USLE: impactos e mitigação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 2021-2029, 2010.
- CHEN, T.; NIU, R.; LI, P. X.; ZHANG, L.; DU, B. Regional soil erosion risk mapping using RUSLE, GIS, and remote sensing: a case study in Miyun Watershed, North China. **Environmental Earth Sciences**, v. 63, nº 3, p. 533-541, 2011.
- CHOPPIN, G., LILJENZIN, J., RYDBERG, J. **Radiochemistry and Nuclear Chemistry**. 3ed., 725p. 2001.
- CODEMIG. **Mapa Geológico: Folha Catolé (SD.23-Z-C-I)**. Escala 1:100.000, 2015.
- CODEMIG. **Mapa Geológico: Folha São Francisco (SD.23-Z-C-IV)**. Escala 1:100.000, 2015.
- CODEMIG. **Mapa Geológico: Folha São Joaquim (SD.23-Y-D-III)**. Escala 1:100.000, 2015.
- COHEN, M. J.; BROWN, M. T. & SHEPHERD, K. D. Estimating the environmental costs of soil erosion at multiple scales in Kenya using emergy synthesis. **Agric, Ecosyst Environ**, v. 114, p. 249-269, 2006.
- COLLINS A. L.; ZHANG Y.; WALLING, D. E.; GRENFELL, S.; SMITH, P. Tracing sediment loss from eroding farm tracks using a geochemical fingerprinting procedure combining local and genetic algorithm optimisation. **Science of the Total Environment**, v. 408, p. 5461–5471, 2010.
- CROWDER, B. M. Economic costs of reservoir sedimentation: A regional approach to estimating cropland erosion damages. **Soil Water Conserv**, v. 42, p. 194-197, 1987.
- DOTTERWEICH, M. The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early description and research, and the development of soil conservation: A global synopsis. **Geomorphology**, v. 201, p. 1-34, 2013.
- EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2ª ed. Rio de Janeiro: 2011.
- EMBRAPA. Padronização de métodos para análise granulométrica no Brasil. **Comunicado Técnico 66**, Rio de Janeiro, 75p. 2012.
- ESQUIVEL, A. D. **Determinação de parâmetros para a modelagem do transporte do solo em bacia fluvial de pequeno porte utilizando técnicas nucleares (7Be)**. Tese (Doutorado em Ciência e Tecnologia dos Minerais e Meio Ambiente), CDTN, 2017. Disponível em: <http://www.repositorio.cdtm.br:8080/jspui/handle/123456789/1303>.
- FAO/ITPS. Status of the world's soil resources (SWSR) - **Main Report. Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils**, 650 p., 2015.

FELLY, H.; LARSEN, R.; SANDERSON, C. Factors That Cause Seasonal Variations in Beryllium-7 Concentrations in Surface Air. **Journal environmental radioactivity**, v.9, p. 223-249, 1989.

FIGUEIRA, R.; ZANINI, K.; TESSLER, M.; MAHIQUES, M.; SAITO, R.; CUNHA, I. Levantamento das taxas de sedimentação na região costeira do estado de São Paulo utilizando o radionuclídeo  $^{137}\text{Cs}$ . *In*: II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa. **Anais**. Recife: Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 2003.

FLORENZANO, T. G (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. Oficina de textos. São Paulo, 1ª ed., 320p, 2008.

FONSECA, B. M.; COUTO, T. F.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; FRANCO, G. G. Variação espaço-temporal do uso da terra e cobertura vegetal da bacia hidrográfica do rio Pandeiros – MG. **Natureza e Sociedade**. 2020. (Submetida).

FOOKES, P. J.; LEE, E. M.; GRIFFITHS, J. S. **Engineering Geomorphology: theory and practice**. Poland: 2007.

FULAJTAR, E.; MABIT, L.; RENSCHLER, C. S.; LEE ZHI YI, A. **Use of  $^{137}\text{Cs}$  for soil erosion assessment**. FAO/IAEA. 64p, 2017.

GERRARD, A. J. Soils and Landforms. **An integration of Geomorphology and Pedology**. Unwin Hyman, London, 219 p., 1981.

GOMES, C.; SPERANDIO, D.; DESSART, R. Nuclídeos cosmogênicos: uma análise sobre um século de pesquisa em Geociências. **Terrae Didactica**, v.14, nº 3, p. 207-216, 2018.

GOSSE, J. C.; PHILLIPS, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. **Quaternary Science Reviews**, nº 20, p. 1475-1560, 2001.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. Routledge: Taylor&Francis group, vol. 1 & 2. Canada, 2004.

GOUDIE, A; ANDERSON, M.; BURT, T.; LEWIN, J.; RICHARDS, K.; WHALLEY, B.; WORSLEY, P. **Geomorphological Techniques**. Routledge: Taylor&Francis group, 395p. London 1983.

HOEFS, J. **Stable isotope geochemistry**. Springer, 5ªed. Germany, 2004.

HORTON, R. E. The Role of infiltration in the hydrologic cycle. Transactions. **American Geophysical Union**, v. 14, nº 1, p. 446-460, 1933.

HSIEH, Y. P; GRANT, K. T.; BUGNA, G. C. A field method for soil erosion measurements in agricultural and natural lands. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 64, nº 6, p. 374-382, 2009.

HUGGET, R. Process and Form. *In*: GREGORY, K. J.; GOUDIE, A. S. **The SAGE Handbook of Geomorphology**. 1ª ed. London: SAGE Publication, 2014, p. 174-191.

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). **Estações automáticas: Gráficos – Estação A559 – Januária, out 2, 2019 a dez 31, 2019**. Disponível em:

[http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede\\_estacoes\\_auto\\_graf](http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede_estacoes_auto_graf). Acesso em: 16 de junho de 2020.

JAMES, L. A.; WATSON, D. G.; HANSEN, W. F. Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. **Catena**, v. 71, p.132–144, 2007.

JANSSON, M. B. Land erosion by water in different climates. **Department of Physical Geography Uppsala University**, n° 57, 151p. 1982.

JARDIM, C. H.; MOURA, F. P. Variações dos totais de chuvas e temperatura do ar na bacia do rio Pandeiros, norte do estado de Minas Gerais-Brasil: articulação com fatores de diferentes níveis escalares em área de transição climática de cerrado para semiárido. **Revista Brasileira de Climatologia**. Edição Especial Dossiê Climatologia de Minas Gerais, n° 14 p. 172-189, 2018.

JUNIOR, J. F. P.; CRUZ, L. M.; RODRIGUES, S. C. Monitoramento de erosão laminar em diferentes usos da terra, Uberlândia - MG. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, n° 20, v.2, p.157-175. 2008.

JURI AYUB, J.; DI GREGORIO, D.; VELASCO, H.; HUCK, H.; RIZZOTTO, M.; LOHAIZA, F. Short-term seasonal variability in <sup>7</sup>Be wet deposition in a semiarid ecosystem of central Argentina. **Journal of environmental radioactivity**, v. 100, p. 977-981, 2009.

JURI AYUB, J.; LOHAIZA, F.; VELASCO, H.; RIZZOTTO, M.; DI GREGORIO, D.; HUCK, H. Assessment of <sup>7</sup>Be content in precipitation in a South American semi-arid environment. **Science of the total environment**, v. 441, p. 111-116, 2012.

KASTE, J. M.; NORTON, S. A.; HESS, C. Environmental chemistry of beryllium-7. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 50, p. 271–89, 2002.

KASTE, J.; MAGILLIGAN, F.; RENSHAW, C.; BURCH FISHER, G.; BRIAN DADE, W. Seasonal controls on meteoric <sup>7</sup>Be in coarse-grained river channels. **Hydrological processes**, v. 28, p. 2738–2748, 2014.

KATEB, H. E.; ZHANG, H.; ZHANG, P.; MOSANDL, R. Soil erosion and surface runoff on different vegetation covers and slope gradients: A field experiment in Southern Shaanxi Province, China. **Catena**, v. 105, p. 1– 10, 2013.

KER, J.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012.

KIM, H. M.; ANDERSON, S. H.; MOTAVALLI, P. P.; GANTZER, C. J. Compaction effects on soil macropore geometry and related parameters for an arable field. **Geoderma**, v. 260, p. 244–251, 2010.

KIRKBY, M. J. **Hillslope Form and processes**. London: Cambridge University Press, 475p. 1975.

KIRKBY, M. J. **Hillslope Hydrology**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. 1978. 389p.

*KIRKBY, M. J.* Implications for sediment delivery. *In: Kirkby, M. J. (ed.), Hillslope Hydrology*. London: Wiley, p. 325–364, 1978.

KOHLER, H. C. A escala de análise na Geomorfologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 3, nº1, p. 21-31, 2002.

KŘÍBEK, B.; MAJER, V.; VESELOVSKÝ, F.; NYAMBE, I. Discrimination of lithogenic and anthropogenic sources of metals and sulphur in soils of the central-northern part of the Zambian Copperbelt Mining District: A topsoil vs. subsurface soil concept. **Journal of Geochemical Exploration**. v. 104, p.69-86, 2010.

LAL, D. Cosmic ray erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 104, p. 424-439, 1991.

LAL, R. Soil degradation by erosion. **Land Degradation & Development**, v. 12, p. 519-539, 2001.

LAL, R. Soil management in the developing countries. **Soil Science**, v. 165, p. 57-72, 2000.

LEIPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de textos, 2ª ed., 310 p. 2011.

LI, X.; HE, M.; ZERBE, S.; LI, X.; LIU, L. Micro-geomorphology determines community structure of biological soil crusts at small scales. **Earth Surface Process and Landforms**, v.35, p. 932–940, 2010.

LIGONJA, P. J.; SHRESTHA, R. P. Soil Erosion Assessment in Kondoa Eroded Area in Tanzania using Universal Soil Loss Equation, Geographic Information Systems and Socioeconomic Approach. **Land Degradation & Development**, v. 26, nº 4, p. 367–379, 2013.

LIMA, A. C. P de.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; de OLIVEIRA, D. A. Distribuição espacial de voçorocas e sua relação com o relevo em escala de bacia para fins de amostragem: rio Pandeiros-MG. In: PINHEIRO, L. de S.; GORAYEB, A. (Org.). **O Livro Geografia Física e as Mudanças Globais**. Fortaleza: Editora UFC, p. 1-12, 2019. ISBN: 978-85-7282-778-2. Disponível em: <http://www.editora.ufc.br/images/imagens/pdf/geografia-fisica-e-as-mudancas-globais/490.pdf>. Acesso em: 16 de maio de 2019.

LUO, L.; LIN, H.; SCHMIDT, J. Quantitative Relationships between Soil Macropore Characteristics and Preferential Flow and Transport. **Soil Science Society of America Journal**, v. 74, nº 6, p. 1929-1937, 2010.

LUPIA-PALMIERI, E. Erosion. In: GOUDIE, A. S. London: **Encyclopedia of Geomorphology**, p. 331–336. 2004.

MAIA-RODRIGUES, B. H.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise das condições geomorfológicas associadas à ocorrência de veredas no norte de minas gerais. Anais 9º SINAGEO. **Anais**. Disponível em: <http://www.sinageo.org.br/2012/trabalhos/10/10-363-567.html>. Acesso em 16 de maio de 2019.

MARCHIORO, E. **Perda de solo por erosão laminar em vertente do município de Gouveia/MG**. 2002. Dissertação (Mestrado de Geografia - Departamento de Geografia, IGC) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte/MG, 2002.

MARCHIORO, E., AUGUSTIN, C. H. R. R. Dimensão de parcelas experimentais: influência nas medidas de escoamento superficial e erosão dos solos em Gouveia/MG. **Geonomos**, v.03, n.2, p.7-16, 2007.

MARCHIORO, E.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise da Erosão dos solos ao longo de eventos chuvosos em uma vertente do Córrego Quebra, no município de Gouveia/MG. *In: Anais do V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia. Anais. Santa Maria*, v. 1, p. 1-11, 2004.

MARESTONI, L. D. **Estudo da redistribuição de solo superficial em áreas cultivadas e não cultivadas utilizando o fallout do <sup>7</sup>Be**. 2007. Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Estadual de Londrina, Londrina, 2007. 92 p.

MESSIAS, M. R.; AMORIM, M. A. F.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; AZEVEDO, P. A. A relação entre forma da vertente, cobertura superficial e sítios geomorfológicos na bacia do ribeirão do Chiqueiro, depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Geonomos**, v. 21, nº 2, p. 38-45, 2013.

MINAS GERAIS. **Decreto 43.910 de 05 de novembro de 2004**. Cria o Refúgio Estadual de Vida Silvestre do Rio Pandeiros no Município de Januária, 2004. Disponível em: <https://www.almg.gov.br/legislacao-mineira/texto/DEC/43910/2004/>. Acesso em: 07 de janeiro de 2019.

MINAS GERAIS. **Decreto nº11.901, de 01 de setembro de 1995**. Declara de proteção ambiental as Áreas de interesse ecológico situadas na Bacia Hidrográfica do Rio Pandeiros, 1995. Disponível em: <https://www.almg.gov.br/legislacao-mineira/texto/LEI/11901/1995/>. Acesso em: 07 de janeiro de 2019.

MORGAN, R. P. C. Soil erosion and conservation. 3ª ed. Oxford: **Blackwells**. 304p. 2005.

MOURA, M. T. T. O quadro geográfico regional. *In: PROUS, A.; RODET, M. J.; OLIVEIRA, R. Arquivos do Museu de História Natural: Arqueologia do Vale do Rio Peruaçu e adjacências – Minas Gerais, Belo Horizonte, UFMG*, v. 19, p. 21-40, 2009.

NETTO, A. L. C. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. *In: A. J. T. Guerra, S. B.; Cunha, E. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*, v. 2, p. 93-148, 1995.

NEVES, W. V. **Dinâmica hidrogeomorfológica na bacia do Rio Peruaçu - norte de Minas Gerais – Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia e Análise Ambiental), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte - MG. 2016. 110p.

NUNES, Y.; AZEVEDO, I.; NEVES, W.; VELOSO, M.; SOUZA, R.; FERNANDES, W. **Pandeiros: O Pantanal Mineiro**. MG. BIOTA, v.2, nº 2, 2009.

OLIVEIRA, D. A. de; AUGUSTIN, C. H. R. R.; LIMA, A. C. P. de. Proposta preliminar de unidades hidrogeomorfológicas para o Pantanal do rio Pandeiros – MG. *In: PINHEIRO, L. de S.; GORAYEB, A. (Org.). O livro Geografia Física e as Mudanças Globais*. Fortaleza: Editora UFC, p. 1-12, 2019. ISBN: 978-85-7282-778-2. 189 p. Disponível em: <http://www.editora.ufc.br/images/imagens/pdf/geografia-fisica-e-as-mudancas-globais/490.pdf>. Acesso em: 10 de janeiro de 2019.

OLIVEIRA, D. A.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; FONSECA, B. M. Proposta de mapeamento e delimitação dos domínios geomorfológicos da bacia hidrográfica do rio Pandeiros-MG. *In: Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*. Campinas: Instituto De

Geociências - UNICAMP, 2017, p. 6253–6262. DOI - 10.20396/sbgfa.v1i2017.2520 - ISBN 978-85-85369-16-3.

OLIVEIRA, F. M. **Relações solo-vegetação em áreas desenvolvidas sobre arenito Urucuia na APA do Rio Pandeiros**. Dissertação (Mestrado em Fertilidade do solo e nutrição de plantas; Gênese, Morfologia e Classificação, Mineralogia, Química). Universidade Federal de Viçosa, 2013.

OLIVEIRA, M. A. T. **Morphologie des versants et ravinements: héritages et morphogénèse actuelle dans une région de socle tropical. Le cas de Bananal, São Paulo, Brésil**. Tese (Doutorado em Geografia Física) Universidade de Paris IV- Sorbonne, Paris. 1992. 401p.

OLLIER, C.; PAIN, C. **Regolith, soils and landforms**. Great Britain, 1996.

OPENSTAX. **University physics**. Volume 3. Houston: OpenStax, 2016. Disponível em: <https://openstax.org/books/university-physics-volume-3>. Acesso em: 25 ago. 2025.

PENNOCK, D. **Soil erosion: the greatest challenge to sustainable soil management**. FAO. 100p. 2019.

PEREIRA, A. A. **Mamíferos de médio e grande porte na APA Pandeiros, MG: Inventário e estrutura da comunidade**. Dissertação (Mestrado), Programa de pós-graduação em Ecologia Aplicada, Universidade Federal de Lavras. 2017.

PIMENTEL, D.; KOUNANG, N. **Ecology of soil erosion in ecosystems**. Ecosystems, v. 1, p. 416-426, 1998.

PINTO, V. M. **Avaliação da variabilidade espacial do fallout do <sup>7</sup>Be**. Dissertação (Mestrado em Ciências) Centro de Engenharia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo. Piracicaba. 2011. 72p.

RABIA, A. Mapping soil erosion using RUSLE, GIS and Remote Sensing techniques. **The 4th International Congress of ECSSS, EUROSOIL**, p.1-15. Bari, Italy: 2012.

RAPP, J. F. **Error assessment of the Revised Universal Soil Loss Equation using natural runoff plot data**. Dissertação (Mestrado em Ciências). University of Arizona. Tucson. 1994.

REINERT, D. J., REICHERT, J. M. **Propriedades físicas dos solos**. Santa Maria: Departamento de solos, Universidade Federal de Santa Maria, 18p. 2006.

RENARD, K. G.; FERREIRA, V. A. RUSLE model description and database sensitivity. **Journal of Environmental Quality**, v. 22, n° 3, p. 458-466, 1993.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F.; KER, J. C. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 6ed. Lavras: 2014.

ROUSSEVA, S.; TORRI, D.; PAGLIAI, M. Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. **European Journal of Soil Science**, v. 53, n° 1, p. 83–94. 2002.

RYKEN, N., AL-BARRI, B., BLAKE, W., TAYLOR, A., TACK, F. M. G., VAN RANST, E., BODÉ, S., BOECKX, P., VERDOOT, A. Rapid and irreversible sorption behavior of <sup>7</sup>Be assessed to evaluate its use as a catchment sediment tracer. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 182, p. 108-116, 2018.

- SALGADO, A. A. R. Aplicação dos Isótopos cosmogênicos à Geomorfologia: trabalhos já realizados e perspectivas futuras. In: II Encontro Latino Americano de Geomorfologia e VII Simpósio Nacional de Geomorfologia, Belo Horizonte. **Anais**. TecArt, v. 1 p. 10, 2008.
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; DOS ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. Sistema brasileiro de classificação do solo. 3ªed. Brasília: 2013.
- SAXTON, K. E.; RAWLS, W. J.; ROMBERGER, J. S.; PAPENDICK, R. I. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p.1031-1036, 1986.
- SCHEIBEL, V.; APPOLONI, C. R.; SCHECHTER, H. Natural radioactivity traces in South-Brazilian cereal flours by gamma-ray spectrometry. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v.270. nº 1, p.163–165, 2006.
- SCHULLER, P.; IROUMÉ, A.; WALLING, D.; MANCILLA, H.; CASTILLO, A.; TRUMPER, R. Use of <sup>7</sup>Be to document soil redistribution following forest harvest operations. **Journal of environmental quality**, v. 35, nº 5, p. 1756-1763, 2006.
- SCOTT, K. M.; PAIN, C. F. Introduction. In: Scott, K. M.; Pain, C. F (Eds). **Regolith Science**. Springer-CSIRO Publishing. Dordrecht-Melbourne, 2009, p.472.
- SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Great Britain: 1982.
- ŞENSOY, H.; KARA, Ö. Slope shape effect on runoff and soil erosion under natural rainfall conditions. **iForest – Biosciences and Forestry**, v. 7, p. 110-114, 2014.
- SEPULVEDA, A.; SCHULLER, P.; WALLING, D.; CASTILLO, A. Use of <sup>7</sup>Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. **Journal of environmental radioactivity**, v.99, p.35-49, 2008.
- SMETTEM, K. R. J.; GREGORY, P. J. The relation between soil water retention and particle size distribution parameters for some predominantly sandy Western Australian soils. **Australian Journal of Soil Research**, v. 34, nº 5, p. 695 – 708, 1996.
- SUBPROJETO 1a, Conclusões e Recomendações. In: **Relatório Final do Projeto Sustentabilidade da Bacia do rio Pandeiros**, FAPEMIG, 2020. 408 p.
- SUERTEGARAY, D. M. A. **Geografia Física e Geomorfologia: uma releitura**. 2ed, Porto Alegre: 2018.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Malaysia: Longman Inc, 1991.
- SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE - SUDENE. **O Triângulo da Seca**. Disponível em: <http://www.sudene.gov.br>. Acesso em: 05 de novembro de 2019.
- TAYLOR, A., BLAKE, W. H., IURIAN, A. R., MILLWARD, G. E; MABIT, L. The use of Be-7 as a soil and sediment tracer. In: MABIT, L., BLAKE, W. (Ed.). **Assessing recent soil erosion rates through the use of beryllium-7 (Be-7)**. Cham: International Atomic Energy Agency (IAEA), 2019. p.1-13.
- TELLES, T. S.; GUIMARÃES, M. de F.; DECHEN, S. C. F. The costs of soil erosion. **Revista Brasileira Ciência Solo**, v. 35, p. 287-298, 2011.

TERMIER, H.; TERMIER, G. **Erosion and Sedimentation**. England: 1963.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics**. New York: John Wiley and Sons. 1994. 460p.

TIWARI, A. K.; RISSE, L. M.; NEARING, M. A. Evaluation of WEPP and its comparison with USLE and RUSLE. **Transactions of the ASAE**, nº 43, p.1129-1135, 2000.

UNIVERSIDADE DE VIÇOSA. **Mapa de solos do estado de Minas Gerais. Departamento de Solos**, Viçosa: 2011.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI, H. A. J. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão ( $^{10}\text{Be}$ ) e da pedogênese. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, p. 1409-1425, 2009. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v33n5/v33n5a32.pdf>. Acesso em: 17 de maio de 2019.

VIOTTI, R. B.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Infiltração de água de escoamento em solos arenosos como contribuição para o entendimento da dinâmica hidrológica em áreas de veredas, Peruaçu-MG. Teresina (Piauí): **Revista Equador (UFPI)**, vol. 4, nº 3. Edição Especial XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Teresina Piauí, 2015.

WALLBRINK, P. J., OLLEY, J. M., & MURRAY, A. S. Relating Suspended Sediment to its Original Soil Depth Using Fallout Radionuclides. **Soil Science Society of America Journal**, v. 63, p. 369-378, 1999.

WALLBRINK, P. J.; MURRAY, A. S. Distribution and variability of  $^7\text{Be}$  in soils under different surface cover conditions and its potential for describing soil redistribution process. **Water resources research**, v. 32, nº 2, p.467-476, 1996.

WALLING, D. E. Beryllium-7: The Cinderella of fallout radionuclide sediment tracers? **Hydrological Processes**, v.27, nº 6, p.830–844, 2012.

WALLING, D. E.; HE, Q.; BLAKE, W. Use of  $^7\text{Be}$  and  $^{137}\text{Cs}$  measurements to document short and medium term rates of water-induced soil erosion on agricultural land. **Water Resources Research**, v. 25, nº 12, p.3865-3874, 1999.

WARBURTON, J. Sediment Transport and Deposition. *In*: Gregory K. J.; Gouldie, A. S (Eds). **The SAGE Handbook of Geomorphology**. London: SAGE Publication, p. 326-358, 2014.

WISCHMEIER, W. H.; MANNERING, J. V. Relation of soil properties to its erodibility. **Proceedings of the Soil Science Society of America**, nº 33, p.7-131, 1969.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. USDA, Agriculture Research Service. **Agriculture Handbook**, nº 735, p.58. Washington D.C: 1978.

YODER, D. C., KETCHEM, A. J.; WHITTERMORE, D. A.; PORTER, J. P.; WEESIES, G. A.; RENARD, K. G. **Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. U.S. Dept. Agricultural Handbook, nº 703, 1992.

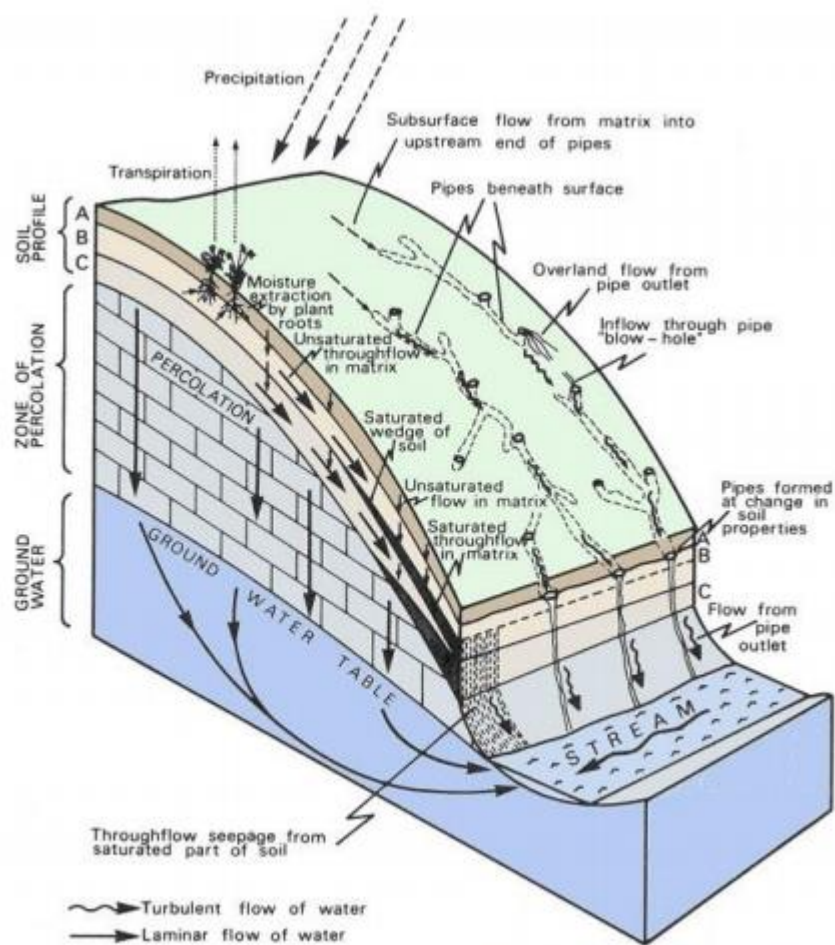
YOUNG, A. **Slopes**. London: Longman, 320 p., 1972.

ZATELLI, K. S. **Transposição de topsoil e serrapilheira para restauração ecológica no Parque Nacional da Serra do Itajaí, SC.** Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal), Departamento de Engenharia Florestal, Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa. 2017. 64p.

ZHANG X.; HU M.; GUO X.; YANG H. ; ZHANG Z; ZHANG, K. Effects of topographic factors on runoff and soil loss in Southwest China. **Catena**, v. 160, p. 394-402, 2018.<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.10.013>.

ZHAO, X. N.; WU, F. Q. Developments and reviews of soil infiltration research. **Journal of Northwest Forestry University**, v. 19, nº 1, p. 42-45, 2004.

**ANEXO A - caminhos preferenciais de escoamento em subsuperfície em vertentes segundo Kirkby (1978).**



*Pathways followed by subsurface runoff on hillslopes. (From Kirkby, 1978)*

## ANEXO B – ANÁLISES FÍSICO-QUÍMICAS DOS PERFIS AMOSTRADOS NA PESQUISA

	Profundidade (cm)	Areia Grossa (2 – 0,2 mm)	Areia Fina (0,2 – 0,05 mm)	Silte (0,05 – 0,002 mm)	Argila (< 0,002 mm)	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (KCl)	Delta pH (KCl - H <sub>2</sub> O)	Carbono Orgânico (g/kg)	Matéria Orgânica (g/kg)
<b>Perfil 1</b>	0-10	331,6	442,7	45,3	172,0	4,67	3,69	-0,98	4,1	7,1
	10-31	295,8	479,1	55,2	168,2	4,94	4	-0,94	4,1	7,1
	31-43	273,7	446,4	67,1	185,1	4,91	4,05	-0,86	2,6	4,5
	43-54	247,0	460,7	73,6	194,0	4,91	4,11	-0,8	3,3	5,7
	54-89	248,6	452,3	60,2	226,7	4,41	4,15	-0,26	1,4	2,4
	89+	259,0	428,7	34,2	246,4	4,65	4,24	-0,41	1,1	1,9

Tabela 1 – Análises físico-químicas do Perfil 1 – Chapada.

	Profundidade (cm)	Areia Grossa (2 – 0,2 mm)	Areia Fina (0,2 – 0,05 mm)	Silte (0,05 – 0,002 mm)	Argila (< 0,002 mm)	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (KCl)	Delta pH (KCl - H <sub>2</sub> O)	Condutividade (μS)	Carbono Orgânico (g/kg)	Matéria Orgânica (g/kg)
<b>Perfil 1</b>	0-12	316,3	589,9	7,0	84,6	5,7	4,5	-1,2	71,72	5,4	9,3
	12-64	290,2	601,3	10,0	88,4	5,1	4,4	-0,8	41,77	1,3	2,2
	64-114	292,5	587,3	14,0	97,0	4,9	4,4	-0,6	30,61	1,0	1,8
	114+	294,5	582,4	5,0	111,1	4,8	4,4	-0,4	35,04	1,3	2,2
<b>Perfil 2</b>	0-22	239,1	647,0	13,0	98,1	5,3	4,6	-0,7	55,09	4,4	7,6
	23-63	220,4	659,3	10,0	109,5	5,4	4,5	-0,9	36,99	1,6	2,8
	64-109	219,2	630,5	20,0	134,2	5,1	4,3	-0,9	31,34	1,8	3,1
	109+	232,8	605,4	18,0	140,9	5,0	4,2	-0,8	24,35	0,6	1,1
<b>Perfil 3</b>	0-10	334,8	479,4	28,2	143,4	5,3	4,0	-1,3	47,45	8,1	13,9
	10-20	261,5	393,0	58,9	275,2	4,8	3,8	-1,0	13,54	11,8	20,3
	20-33	262,4	448,4	50,5	229,4	4,8	3,8	-1,0	38,41	9,6	16,6
	33-47	345,1	513,9	22,1	98,2	5,2	4,0	-1,2	45,4	2,8	4,9
	47-61	445,8	506,1	11,0	39,9	5,0	4,2	-0,8	27,6	0,6	1,1
	61+	438,0	538,3	6,0	22,8	5,8	4,5	-1,3	21,69	0,2	0,4

Tabela 2 – Análises físico-químicas dos Perfis 1, 2 e 3 do Córrego Catolé.

	Profundidade (cm)	Areia Grossa (2 – 0,2 mm)	Areia Fina (0,2 – 0,05 mm)	Silte (0,05 – 0,002 mm)	Argila (< 0,002 mm)	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (KCl)	Delta pH (KCl - H <sub>2</sub> O)	Condutividade (μS)	Carbono Orgânico (g/kg)	Matéria Orgânica (g/kg)
<b>Perfil 1</b>	0-26	232,2	631,4	42,9	95,5	5,34	4,51	-0,8	37,41	0,1	0,1
	26-38	228,5	678,6	41,2	62,3	5,15	4,46	-0,7	43,11	-	-
	38-85+,	238,7	643,4	37,4	80,7	5,2	4,36	-0,8	24,01	-	-
<b>Perfil 2</b>	0-5	217,9	639,8	25,3	117,9	4,96	4,35	-0,6	44,14	-	-
	5-110+	202,3	661,5	42,8	94,1	5,1	4,41	-0,7	52,52	-	-
<b>Perfil 3</b>	0-20	319,1	604,1	42,1	45,7	5,73	5,11	-0,6	79,52	0,1	0,2
	20-45	180,5	644,0	93,3	86,6	5,92	4,68	-1,2	41,7	0,3	0,6
	45-72	192,4	652,4	90,6	64,6	6,02	5,07	-0,9	43,13	-	-
	72-84	286,1	655,9	17,9	29,9	6,09	5,11	-1,0	36,01	-	-
	84+	325,1	633,5	11,1	40,5	6,2	5,52	-0,7	48,02	-	-

Tabela 3 – Análises físico-químicas dos Perfis 1, 2 e 3 do Córrego Mandim.