



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO
PRETO**

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS
NATURAIS

Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE MULTIESCALAR DOS CONDICIONANTES DA GÊNESE E
EVOLUÇÃO DE VOÇOROCAS NAS BACIAS DO RIO DAS VELHAS E
DO RIO PARAPEBA, MG**

por

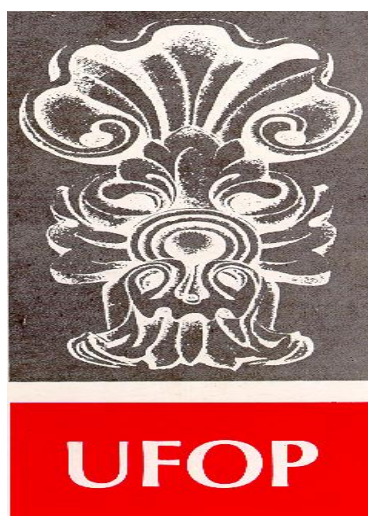
Julio Cesar Lana

Orientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro

Coorientador: Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

Ouro Preto, junho de 2022

**ANÁLISE MULTIESCALAR DOS CONDICIONANTES DA
GÊNESE E EVOLUÇÃO DE VOÇOROCAS NAS BACIAS DO
RIO DAS VELHAS E DO RIO PARAPEBA, MG**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Renata Guerra de Sá Cota

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Alberto Naves Cocota Júnior

Vice-Diretor

Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Edison Tazava



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 432

SÉRIE M

VOLUME 80

**ANÁLISE MULTIESCALAR DOS CONDICIONANTES DA GÊNESE E
EVOLUÇÃO DE VOÇOROCAS NAS BACIAS DO RIO DAS VELHAS E
DO RIO PARAPEBA, MG**

Julio Cesar Lana

Orientador

Paulo de Tarso Amorim Castro

Coorientador

Cláudio Eduardo Lana

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação dos Recursos Naturais.

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução são reservados.
Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação -SISBIN -Universidade Federal de Ouro Preto

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

L243a Lana, Júlio César.

Análise multiescalar dos condicionantes da gênese e evolução de voçorocas nas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba, MG. [manuscrito] / Júlio César Lana. - 2022.
143 f. (Série: M)

Orientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro.

Coorientador: Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana.

Dissertação (Mestrado Acadêmico). Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.

Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais – Garn.

1. Geomorfologia. 2. Erosão. 3. Voçoroca. 4. Inteligência artificial. 5. Drone. I. Castro, Paulo de Tarso Amorim. II. Lana, Cláudio Eduardo. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 551.435.162

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

Dedico este trabalho à minha filha Cecília

Agradecimentos

Este trabalho é fruto de uma construção conjunta que remonta não somente os últimos dois anos, mas toda a minha trajetória de vida até aqui. Ao longo desta caminhada, fui apoiado por diversas pessoas, as quais merecem minha mais sincera gratidão.

Agradeço primeiramente aos meus pais e irmãos pelo exemplo e incentivo.

Também sou grato à minha esposa Giovanna pelas palavras motivadoras proferidas durante meus instantes de fraqueza e, principalmente, pela compreensão durante os momentos que precisei estar ausente. Muito obrigado também por ter estado ao meu lado ao longo da elaboração desta pesquisa, inclusive durante as atividades de campo realizadas em tempos turbulentos de pandemia.

À minha filha Cecília, que chegou durante a elaboração deste trabalho e foi essencial fonte de inspiração, meu eterno amor e gratidão.

Manifesto meus profundos agradecimentos ao meu orientador, professor Paulo de Tarso Amorim Castro, por ter acreditado neste projeto e por ter se feito presente sempre que precisei.

Ao meu irmão e coorientador Cláudio Lana, muito obrigado por todos os conselhos transmitidos durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao Serviço Geológico do Brasil, exprimo minha gratidão pelo financiamento das campanhas de campo e das análises laboratoriais, as quais foram etapas indispensáveis para a produção desta pesquisa.

Por fim, presto meus agradecimentos à UFOP, FAPEMIG e CAPES pela manutenção do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.

Sumário

AGRADECIMENTOS	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xv
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações iniciais	1
1.2. Localização e vias de acesso.....	3
1.3. Materiais e métodos.....	4
1.3.1. Definição das áreas de estudo.....	4
1.3.2. Construção dos modelos preditivos.....	6
1.3.3. Análises do solo.....	7
1.3.4. Monitoramento da evolução de voçorocas	9
CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	11
2.1. Contextualização geotectônica	11
2.2. Tectônica cenozoica	12
2.3. Configuração litoestrutural.....	13
2.3.1. Bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba	13
Complexos metamórficos arqueanos	14
Supergrupo Rio das Velhas	15
Grupo Barbacena	15
Suíte Alto Maranhão.....	15
Supergrupo Minas.....	16
Supergrupo Espinhaço	16
Supergrupo São Francisco	17
2.3.2. Bacias do Ribeirão Macaúbas.....	18
2.3.3. Bacias do Ribeirão Cantagalo.....	19
2.3.4. Bacias do Ribeirão Ribeiro Bonito	19
2.3.5. Bacias do Córrego Criminoso.....	20
2.4. Aspectos fisiográficos	20
2.5. Gênese e evolução de voçorocas: estado da arte	24
CAPÍTULO 3 – BASES CONCEITUAIS	27
3.1. Erosão hídrica do solo	27
3.1.1. Erosividade da chuva.....	26
3.1.2. Erosividade do escoamento superficial.....	28
3.1.3. Erodibilidade	29

3.2. Processos de erosão do solo.....	30
3.2.1. Erosão por salpicamento	30
3.2.2. Erosão hídrica por fluxo superficial.....	31
3.2.3. Erosão hídrica por fluxo subterrâneo	33
3.2.4. Erosão por movimentos gravitacionais de massa.....	34
3.3. Formas de erosão do solo	36
3.3.1. Erosão laminar	36
3.3.2. Erosão em canais.....	36
Sulcos e ravinas.....	37
Voçorocas	37
3.4. Condicionantes da erosão.....	39
3.4.1. Topografia.....	39
3.4.2. Rochas e solos.....	41
3.4.3. Arcabouço estrutural	42
3.4.4. Neotectônica	43
3.4.5. Morfologia da encosta.....	44
3.4.6. Clima.....	44
3.4.7. Ação antropogênica	46
3.4.8. Vegetação.....	47
3.4.9. Fauna.....	48
3.5. Gênese e evolução de voçorocas	49
3.6. Análise morfométrica de bacias hidrográficas.....	51
3.6.1. Densidade de drenagem	52
3.6.2. Índice de dissecação.....	52
3.6.3. Integral hipsométrica.....	53
3.6.4. Índice de infiltração	43
3.6.5. Índice de Hack	53
3.7. Geotecnologias e o estudo da erosão do solo.....	54
3.7.1. Imagens orbitais	55
3.7.2. Veículos aéreos não tripulados	56
3.8. Aprendizado de máquina.....	57
3.8.1. Naive Bayes	57
3.8.2. Floresta Aleatória.....	58
3.8.3. Redes Neurais Artificiais	59
3.8.4. Regressão Logística	59

3.9. Modelos preditivos.....	60
3.9.1. Taxa de ganho de informação.....	61
3.9.2. Métodos Razão da Frequência e Valor Informativo Modificado	61
CAPÍTULO 4 – ASSESSING GULLY EROSION SUSCEPTIBILITY AND ITS CONDITIONING FACTORS IN SOUTHEASTERN BRAZIL USING MACHINE LEARNING ALGORITHMS AND BIVARIATE STATISTICAL METHODS: A REGIONAL APPROACH	63
Abstract	63
4.1. Introduction	63
4.2. Study area description	65
4.3. Materials and methods.....	66
4.3.1. Gully inventory (dependente variable).....	67
4.3.2. Mapping unit.....	68
4.3.3. Geo-environmental factors (independente variables)	68
4.3.4. Multicollinearity analysis.....	69
4.3.5. Training and testing procedures	71
4.3.6. Geo-environmental factors influence analysis	73
4.3.7. Model performance assessment	74
4.3.8. Gully erosion susceptibility maps production and assessment	75
4.4. Results	75
4.4.1. Multicollinearity and geo-environmental factors influence	75
4.4.2. Model performance and comparison.....	76
4.4.3. Gully erosion susceptibility maps assessment	79
4.5. Discussion	80
4.5.1. Model architecture and performance	80
4.5.2. Factors and mechanisms controlling gully erosion	82
Gully initiation	82
Gully development and stabilization.....	82
4.6. Conclusion.....	84
CAPÍTULO 5 – FACTORS CONTROLLING SOIL AGGREGATE STABILITY IN OXISOLS OF A GULLIED REGION IN SUBTROPICAL BRAZIL	87
Abstract	87
5.1. Introduction	87
5.2. Materials and methods.....	88
5.2.1. Site description	88
5.2.2. Soil sampling and analysis.....	89
5.2.3. Statistical analysis.....	91
5.3. Results	91

5.3.1. Soil characterization.....	91
5.3.2. Soil aggregate stability and its correlations	93
5.4. Discussion	96
5.5. Conclusion	97
CAPÍTULO 6 – USING UAV-BASED PHOTOGRAMMETRY TO ASSESS THE GEOMORPHIC CHANGES OF TWO GULLIES IN SOUTHEASTERN BRAZIL	99
Abstract	99
6.1. Introduction.....	99
6.2. Study area.....	100
6.3. Methods.....	103
6.3.1. UAV settings and overflights.....	103
6.3.2. Ground control points	104
6.3.3. Photogrammetric processing.....	104
6.3.4. Geomorphological map.....	104
6.3.5. Geomorphic change detection.....	105
6.4. Results.....	106
6.4.1. Model accuracy and resolution	106
6.4.2. Geomorphic changes.....	108
6.5. Discussion.....	111
6.5.1. Surface modelling accuracy and noise.....	111
6.5.2. Monitoring method	112
6.5.3. Gully development.....	113
6.6. Conclusions.....	111
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES.....	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
APÊNDICES	137

Lista de ilustrações

Figura 1.1: Localização e principais vias de acesso disponíveis na área de estudo.....	3
Tabela 1.1: Localização e principais vias de acesso às bacias alvo das análises locais	4
Figura 1.2: Fluxograma que sintetiza os procedimentos adotados no desenvolvimento do trabalho	5
Figura 1.3: Exemplo de procedimento de validação cruzada baseado em 3 interações.....	6
Figura 1.4: Perfil de solo e materiais utilizados para coleta de amostras	7
Tabela 1.2: Limites de detecção de cada óxido analisado pelo método fluorescência de raios-X	8
Figura 1.5: Materiais e procedimentos adotados nas análises de estabilidade dos agregados	8
Figura 1.6: Levantamentos aéreos realizados com emprego de veículo aéreo não tripulado	9
Figura 2.1: Localização das bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba do Cráton São Francis	11
Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da região englobada pelas bacias	13
Figura 2.3: Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	14
Figura 2.4: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais	16
Figura 2.5: Coluna estratigráfica da bacia sedimentar do São Francisco	17
Figura 2.6: Mapa geológico da bacia do Ribeirão Macaúbas	18
Figura 2.7: Mapa geológico da bacia do Ribeirão Cantagalo	19
Figura 2.8: Mapa geológico da bacia do Ribeirão Ribeiro Bonito	20
Figura 2.9: Mapa geológico da bacia do Córrego Criminoso	21
Figura 2.10: Modelo digital de elevação ALOS PALSAR e perfis morfológicos.....	22
Figura 2.11: Precipitação média acumulada registrada mensalmente	23
Figura 3.1: Relação entre tamanho médio das partículas e velocidade crítica de desprendimento	32
Figura 3.2: Esboço do mecanismo de formação de voçorocas	34
Figura 3.3: Esboço exemplificando o surgimento de trincas de tração	35
Figura 3.4: Representação esquemática dos parâmetros de obtenção dos valores S e A em campo ...	39
Figura 3.5: Relação entre declividade crítica e área de contribuição de drenagem	40
Figura 3.6: Esboço do mecanismo de formação de voçorocas por ação dos fluxos superficiais	50
Figura 3.7: Evolução da morfologia de uma voçoroca durante seu tempo de vida	51
Figura 3.8: Esquema que ilustra a forma de obtenção dos parâmetros utilizados no índice de Hack ..	54
Figura 3.9: Modelo Floresta Aleatória composto por múltiplas árvores de decisão	58
Figura 3.10: Esquema representativo do algoritmo Redes Neurais Artificiais	59
Figura 4.1: Gully inventory and location of the Rio das Velhas watershed and Rio Paraopeba	66
Figure 4.2: Methodological flow chart of the study	67
Figure 4.3: Field photos showing some gullies in the study area	68
Table 4.1: Data and procedures used to obtain the geo-environmental fator used in the study	70
Figure 4.4: Geo-environmental factors maps	71
Figure 4.5: Geo-environmental factors maps	72

Figure 4.6: Geo-environmental factors maps	73
Table 4.2: Variance inflation factor and information gain ratio obtained	75
Figure 4.7: Information gain ratio of each geo-environmental fator used in the study	76
Table 4.3: Frequency ratio and modified information value	77
Table 4.4: Area under the ROC curve and overall accuracy values obtained	78
Figure 4.8: ROC curve and area under the ROC curve values for the models produced	79
Figure 4.9: Gully erosion susceptibility maps produced	79
Table 4.5: Gully erosion susceptibility classes obtained by natural breaks classification	80
Table 4.6: Sufficiency analysis of the gully susceptibility maps produced.....	80
Figure 4.10: Details of the susceptibility maps produced in this study	81
Figure 4.11: Field photos showing some characteristics of the gullies in the study area	84
Figure 5.1: Location of the sampling sites in the four watersheds considered in this study	89
Figure 5.2: Representative soil profile of the studied region	90
Figure 5.3: Particle size distribution of the analyzed soil profiles	92
Table 5.1: Particle size distribution and texture of the analyzed soil profiles	92
Figure 5.4: Chemical composition of the analyzed soil profiles	93
Table 5.2: Chemical composition of the studied soils in the form of oxides	94
Table 5.3: Mean weighted diameter obtained from the different soil aggregate stability tests	95
Figure 5.5: Mean weighted diameter of the analyzed soil profiles	95
Table 5.4: Spearman’s rho coefficient obtained from the correlation among soil properties	96
Figure 6.1: Location of monitored gullies	101
Figure 6.2: Rainfall amount recorded by the Belo Horizonte station	102
Figure 6.3: Monitored gullies and their position in relation to the local base level	102
Table 6.1: General survey settings	103
Figure 6.4: Geomorphological map of monitored gullies	105
Figure 6.5: Photo overlapping maps	106
Table 6.2: Photogrametric processing results	107
Figure 6.6: Point cloud showing gaps at the edges of the Piedade dos Gerais gully	107
Figure 6.7: Point cloud showing gaps at the edges of the Itabirito gully	107
Figure 6.8: Geomorphic changes observed in Itabirito gully between January and December	108
Figure 6.9: Geomorphic changes observed in Piedade do Gerais gully	109
Table 6.3: Dimensional variations shown by the investigated gullies.....	109
Table 6.4: Quantification of the area and volume eroded and deposited.....	110
Figure 6.10: Retreat areas and rates identified	110
Figure 6.11: Erosive features in monitored gullies.....	109

Resumo

As voçorocas são mundialmente reconhecidas como uma das principais formas de expressão da erosão hídrica e estão frequentemente associadas a danos ambientais e sócio-econômicos. Por este motivo, diversos pesquisadores têm centrado esforços para compreender os fatores e mecanismos que atuam na sua deflagração e desenvolvimento. No entanto, a maior parte dos estudos sobre o tema adotam uma abordagem estritamente local, a qual contrasta com a ampla distribuição destas feições no território. Assim, na busca de contribuir para a redução desta lacuna, este trabalho apresenta uma análise multiescalar dos fatores e mecanismos envolvidos na gênese e evolução de voçorocas. Para tanto, as investigações em escala regional se embasaram em técnicas de aprendizado de máquina e estatística bivariada para construir modelos preditivos e avaliar a influência de quinze fatores geo-ambientais na suscetibilidade ao voçorocamento nas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba. As análises locais foram realizadas no alto Rio das Velhas e no alto Rio Paraopeba e compreenderam o monitoramento da evolução de duas voçorocas com emprego de veículo aéreo não tripulado, além da investigação da erodibilidade, composição química e distribuição granulométrica de solos derivados de gnaisses e granitoides, utilizando, respectivamente, as técnicas de peneiramento a úmido, fluorescência de raios-X e difração de raios *laser*.

Sob a ótica regional, os resultados obtidos mostram que as atividades antrópicas apresentam baixa influência na distribuição das voçorocas, as quais se desenvolvem naturalmente sob condições ambientais específicas, condicionadas principalmente pelas características litoestruturais, elevação, pluviosidade e declividade da região. Em adição, as áreas mais suscetíveis ao voçorocamento estão localizadas em regiões que experimentaram eventos de soerguimento epigenético durante o Cenozoico, os quais podem ter provocado a intensificação dos processos de incisão e erosão remontante, a partir do rebaixamento relativo do nível de base regional.

A evolução inicial das voçorocas parece ocorrer predominantemente por processos de incisão, até que o exutório da feição se conecte ao nível de base local. A partir desta etapa, passam a dominar os mecanismos de alargamento e retração das bordas, que provocam o preenchimento gradativo da forma erosiva. Além disso, mesmo durante a fase de incisão, as voçorocas podem experimentar pulsos de preenchimento provocados pelo excesso de solo erodido durante eventos pluviométricos intensos.

Foi constatado que a erodibilidade dos solos analisados aumenta em profundidade e apresenta forte correlação positiva com a presença de silte e de minerais primários, o que corrobora informações disponíveis na literatura. Assim, o horizonte C do solo é mais vulnerável à desagregação que os horizontes superficiais, especialmente quando exposto ao impacto das gotas de chuva e à ação dos fluxos superficiais turbulentos. Por fim, os solos investigados apresentam índices similares de estabilidade dos agregados, o que mostra que a grande diferença de concentração de voçorocas entre os terrenos que constituem o embasamento cristalino da região de estudo não tem relação com o grau de erodibilidade.

Abstract

Gullies are recognized worldwide as one of the main expressions of water erosion and are often associated with environmental and socio-economic damage. For this reason, several researchers have focused efforts to understand the factors and mechanisms that act in its triggering and development. However, most studies on the subject adopt a strictly local approach, which contrasts with the wide distribution of these features in the territory. Thus, in an attempt to contribute to the reduction of this gap, this work presents a multiscale analysis of the factors and mechanisms involved in the genesis and evolution of gullies. Therefore, investigations on a regional scale were based on machine learning techniques and bivariate statistics to build predictive models and assess the influence of fifteen geo-environmental factors on the gully erosion susceptibility along the Rio das Velhas and Rio Paraopeba basins. The local analyzes were carried out on the upper Rio das Velhas and the upper Rio Paraopeba and included monitoring the evolution of two gullies using an unmanned aerial vehicle, in addition to investigating the erodibility, chemical composition and granulometric distribution of soils derived from gneisses and granites, using, respectively, the techniques of wet sieving, X-ray fluorescence and laser diffraction.

From a regional perspective, the results obtained show that human activities have little influence on the distribution of gullies, which develop naturally in specific environmental conditions, mainly conditioned by the lithostructural characteristics, elevation, rainfall and slope of the region. In addition, the areas most susceptible to gullies are located in regions that experienced epeirogenic uplift events during the Cenozoic, which may have caused the intensification of the incision and backward erosion processes, from the relative lowering of the regional base level.

The initial evolution of gullies seems to occur predominantly by incisional processes, until the feature outlet is connected to the local base level. From this stage onwards, the mechanisms of widening and retraction of the edges dominate and cause the gradual filling of the erosive form. Furthermore, even during the incision phase, gullies can experience infill pulses influenced by excess soil eroded during heavy rainfall events.

It was found that the erodibility of the analyzed soils increases in depth and presents a strong positive correlation with the presence of silt and primary minerals, which confirms informations available in the literature. Thus, the soil C horizon is more vulnerable to disaggregation than the surface horizons, especially when exposed to the impact of raindrops and the action of turbulent surface flows. Finally, the investigated soils present similar aggregate stability indices, which shows that the large difference in gully concentration along the crystalline basement of the study region is not related to the erodibility.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1- CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A erosão é um fenômeno natural que exerce fundamental influência na evolução da paisagem, a partir da denudação da superfície e da consequente produção de sedimentos que irão dar origem a formas deposicionais (Thomas 1994). Nesta perspectiva, o processo de remoção e transporte de partículas causado pela água pode originar diversos tipos de feições erosivas, dentre as quais se destacam as voçorocas (Zachar 1982).

O grande potencial de esculturação da superfície apresentado pelo voçorocamento faz com que este fenômeno erosivo esteja comumente associado a problemas ambientais, econômicos e de ordenamento territorial, como esgotamento das reservas de água subterrânea, danos à infraestrutura urbana, destruição de terras agricultáveis e assoreamento de reservatórios e cursos d'água (Morgan 2005). Por esse motivo, no Brasil, desde a década de 1970, medidas de combate à erosão do solo devem ser obrigatoriamente implementadas durante o manejo e ocupação do território, conforme determinado pelas leis federais 6.225/1975, 9.605/1998, 12.608/2012 e 12.651/2012 (Brasil 1975, 1998, 2012a, 2012b).

O sucesso das medidas de prevenção e estabilização das voçorocas depende diretamente da compreensão dos diversos fatores e processos que condicionam a deflagração e evolução destas feições erosivas, os quais atuam em escalas distintas e podem variar regionalmente (Valentin *et al.* 2005). Nesta perspectiva, estudos multiescalares têm sido desenvolvidos por diversos pesquisadores como estratégia para aprimorar o entendimento de fenômenos complexos, como o voçorocamento (*e.g.* Li *et al.* 2004, Wang *et al.* 2018). Tal abordagem pode ser valiosa não somente para embasar ações pontuais de recuperação dos processos erosivos já instalados, mas também para contribuir com o aperfeiçoamento das técnicas empregadas na elaboração de instrumentos cartográficos preditivos, destinados a subsidiar as políticas de gestão territorial, proteção ambiental e prevenção de desastres (Rahmati *et al.* 2017, Garosi *et al.* 2019).

Ocorre que, no Brasil, grande parte das pesquisas sobre o voçorocamento focaram suas observações e experimentos exclusivamente em pequenos grupos de voçorocas ou até mesmo em uma única feição erosiva (*e.g.* Drumond & Bacellar 2006, Lima 2016, Bezerra *et al.* 2020, Loureiro *et al.* 2020). Uma das poucas exceções deste tipo de abordagem é o trabalho de Bacellar (2000), que exhibe uma sólida análise multiescalar e multitemática sobre o assunto. Assim, apesar da inegável e valiosa contribuição prestada pelas investigações de caráter local, constata-se que este tipo de enfoque é incapaz de elucidar algumas importantes questões sobre o fenômeno erosivo, dentre as quais se avultam: Quais

são as áreas mais propensas ao voçorocamento? Quais fatores mais influenciam a deflagração e a evolução de voçorocas em escala regional e local?

Na busca de reduzir a lacuna supracitada, o presente trabalho tem como objetivo principal apresentar uma abordagem multiescalar acerca dos condicionantes da gênese e evolução das voçorocas nas bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba. Com vistas a alcançar este objetivo, foram realizadas análises regionais em toda a extensão das bacias mencionadas, enquanto as análises locais foram desenvolvidas nas bacias do Ribeirão Macaúbas, do Ribeirão Cantagalo, do Ribeirão Ribeiro Bonito e do Córrego Criminoso, as quais apresentam concentrações discrepantes de voçorocas e estão localizadas em domínios de rochas graníticas e gnaisses, no alto curso das bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba.

Sob ponto de vista regional, foram traçados os seguintes objetivos secundários: i) construir um inventário de localização das voçorocas; ii) avaliar a importância de quinze fatores geo-ambientais no condicionamento do voçorocamento e iii) desenvolver e comparar o desempenho de quatro modelos de predição de voçorocas. Por sua vez, os objetivos secundários estipulados em escala local foram: i) investigar a correlação entre a erodibilidade, composição química e distribuição granulométrica dos horizontes A, B e C dos solos; ii) investigar se a distribuição de voçorocas nos domínios dos granitoides e gnaisses é controlada por diferenças na erodibilidade dos solos; iii) analisar a evolução temporal de duas voçorocas.

A elaboração dos modelos preditivos e a avaliação da influência dos fatores geo-ambientais no voçorocamento se embasaram em técnicas de aprendizado de máquina e em métodos estatísticos bivariados. As caracterizações químicas e granulométricas dos solos foram realizadas, respectivamente, com emprego de técnicas de fluorescência de raios-X e difração de raios *laser*. A erodibilidade dos solos foi determinada a partir de análises de estabilidade de macroagregados e microagregados, respectivamente, por meio de ensaios de peneiramento a úmido e por difração de raios *laser*. Por fim, a evolução temporal das voçorocas foi avaliada a partir da detecção de mudanças geomórficas por sucessivos sobrevoos realizados por veículo aéreo não tripulado (VANT).

A dissertação foi organizada em seis capítulos. O capítulo 1 apresenta a contextualização geral da pesquisa, localização e vias de acesso às áreas de estudo, bem como os materiais e métodos empregados nas análises. O capítulo 2 exhibe a caracterização geotectônica, neotectônica, litoestrutural e fisiográfica das áreas investigadas, além de abordar o estado da arte do conhecimento sobre o voçorocamento nas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba. O capítulo 3 aborda as principais bases conceituais que nortearam o desenvolvimento deste trabalho. Os capítulos 4, 5 e 6 apresentam, sob a forma de artigos científicos, os principais resultados obtidos e as discussões sobre seus possíveis significados. Por último, o capítulo 7 reúne as principais conclusões desta pesquisa.

1.2- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba são afluentes da margem direita do Rio São Francisco e se localizam na porção central do estado de Minas Gerais, região sudeste do Brasil, aproximadamente entre as longitudes $43^{\circ} 29' 12''$ W / $44^{\circ} 54' 32''$ W e latitudes $20^{\circ} 55' 54''$ S / $17^{\circ} 10' 41''$ S (Fig. 1.1). Da capital mineira Belo Horizonte, situada no alto Rio das Velhas, partem as principais vias de acesso às demais áreas englobadas por estas bacias hidrográficas, com destaque para as rodovias BR-040, BR-356, BR-381, BR-383, BR-496 e MG-010 (Fig. 1.1).

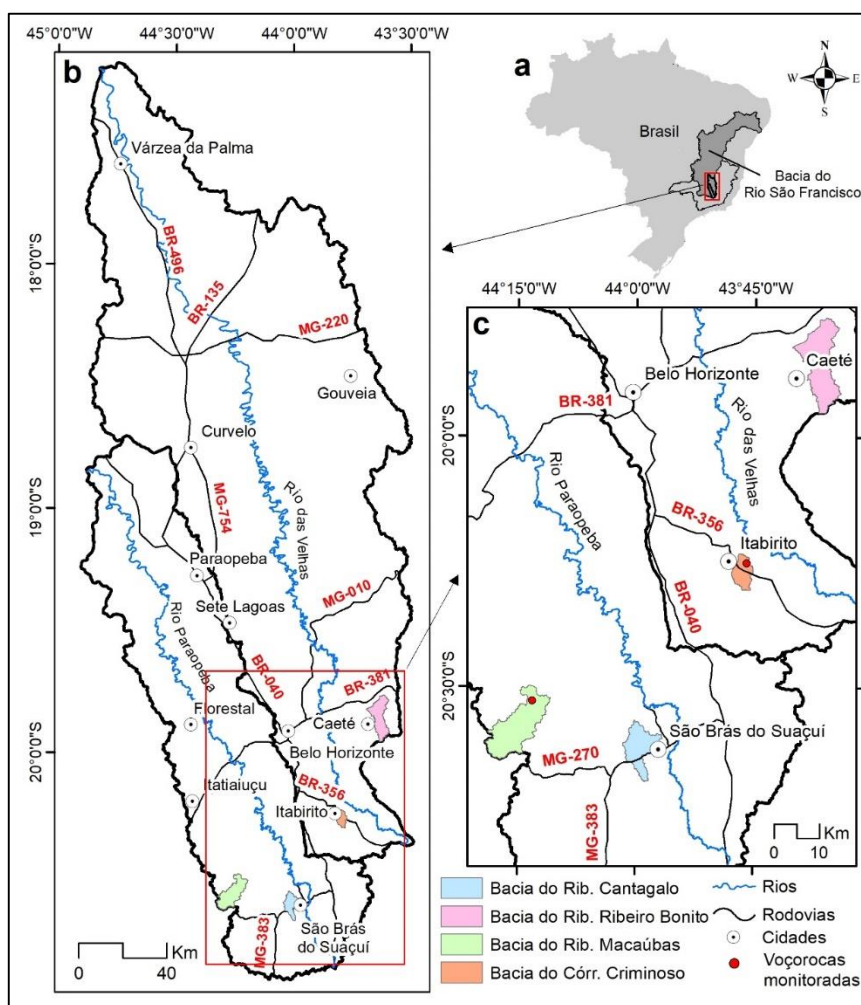


Figura 1.1- Localização e principais vias de acesso disponíveis na área de estudo: (a) localização das bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba no território brasileiro, mineiro e na bacia do Rio São Francisco; (b) principais vias de acesso disponíveis na bacia do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba; (c) localização e vias de acesso às bacias do Ribeirão Cantagalo, Ribeirão Ribeiro Bonito, Ribeirão Macaúbas e Córrego Criminoso.

As bacias hidrográficas do Ribeirão Macaúbas e do Ribeirão Cantagalo se localizam no alto Rio Paraopeba, no interior dos limites municipais de Desterro de Entre Rios e São Brás do Suaçuí, respectivamente (Fig. 1.1). De maneira geral, a partir de Belo Horizonte, estas cidades podem ser

acessadas por rodovias federais ou estaduais, embora o tráfego local no interior das bacias seja feito quase que exclusivamente por estradas não pavimentadas (Tab. 1.1).

As bacias hidrográficas do Córrego Criminoso e do Ribeirão Ribeiro Bonito se situam no alto Rio das Velhas, nos municípios de Itabirito e Caeté, respectivamente (Fig. 1.1). A primeira, pode ser acessada pela BR-356 e por estradas vicinais que dão acesso ao distrito de Bom Sucesso. Por sua vez, a bacia do Ribeirão Ribeiro Bonito pode ser alcançada a partir da BR-381 e MG-435, as quais possibilitam a conexão com estradas municipais não pavimentadas que oferecem boa acessibilidade ao longo da área (Tab. 1.1).

Convém esclarecer que os nomes das bacias hidrográficas adotados neste trabalho correspondem à denominação de seu respectivo canal de drenagem principal, conforme nomenclatura oficial indicada na base hidrográfica otocodificada da bacia do Rio São Francisco, disponibilizada pela Agência Nacional de Águas. Porém, foi observado durante os trabalhos de campo que a população local eventualmente atribui nomes distintos aos canais de drenagem, como é o caso do Córrego Criminoso, que é localmente conhecido como Córrego do Cardoso.

Tabela 1.1- Localização e principais vias de acesso às bacias alvo das análises locais.

Bacia hidrográfica		Município	Distância de Belo Horizonte (km)	Principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte
Rio Paraopeba	Ribeirão Macaúbas	Desterro de Entre Rios	157	BR-040, BR-383 e MG-270
	Ribeirão Cantagalo	São Brás do Suaçuí	104	BR-040, BR-383
Rio das Velhas	Córrego Criminoso	Itabirito	57	BR-356
	Ribeirão Ribeiro Bonito	Caeté	56	BR-381 e MG-435

1.3- MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção são descritos sinteticamente os principais materiais e procedimentos metodológicos empregados no desenvolvimento desta pesquisa, os quais também são apresentados no fluxograma da figura 1.2. A abordagem detalhada dos métodos e insumos envolvidos na construção dos modelos preditivos, na análise da erodibilidade dos solos e na detecção das mudanças geomórficas das voçorocas é exibida, respectivamente, nas seções 4.3, 5.2 e 6.3.

1.3.1- Definição das áreas de estudo

Após a definição do escopo da pesquisa, foi realizado o levantamento bibliográfico sobre o tema, o qual apoiou a seleção das áreas de estudo e a definição dos conceitos e métodos empregados no desenvolvimento das análises. A escolha das áreas a serem investigadas partiu do conhecimento prévio de que as bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba abrigam grande número de voçorocas e

compreendem territórios de grande geodiversidade, os quais englobam, ainda que parcialmente, importantes unidades de planejamento estratégico no estado de Minas Gerais, como o Quadrilátero Ferrífero, a região metropolitana de Belo Horizonte, a bacia sedimentar do São Francisco e a Serra do Espinhaço Meridional. Adicionalmente, são escassas as investigações sobre as voçorocas existentes na bacia do Rio Paraopeba, enquanto os estudos realizados na bacia do Rio das Velhas adotaram, em grande maioria, uma abordagem local sobre o tema.

A partir do uso de imagens *RapidEye* e *Google Earth*, foi construído um inventário de voçorocas em toda a extensão das bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba, no qual foram registrados os contornos de cada voçoroca identificada. Os resultados obtidos por esta atividade embasaram a seleção das bacias hidrográficas apresentadas na figura 1.1 e na tabela 1.1, as quais se localizam em regiões com concentrações discrepantes de voçorocas. Estas bacias foram objeto das análises de erodibilidade dos solos.

Por fim, para a realização do monitoramento das mudanças geomórficas, foram escolhidas duas voçorocas ativas e situadas fora da zona de influência urbana: uma localizada na bacia do Rio Macaúbas, no alto Rio Paraopeba, e outra situada na bacia do Córrego Criminoso, no alto Rio das Velhas.

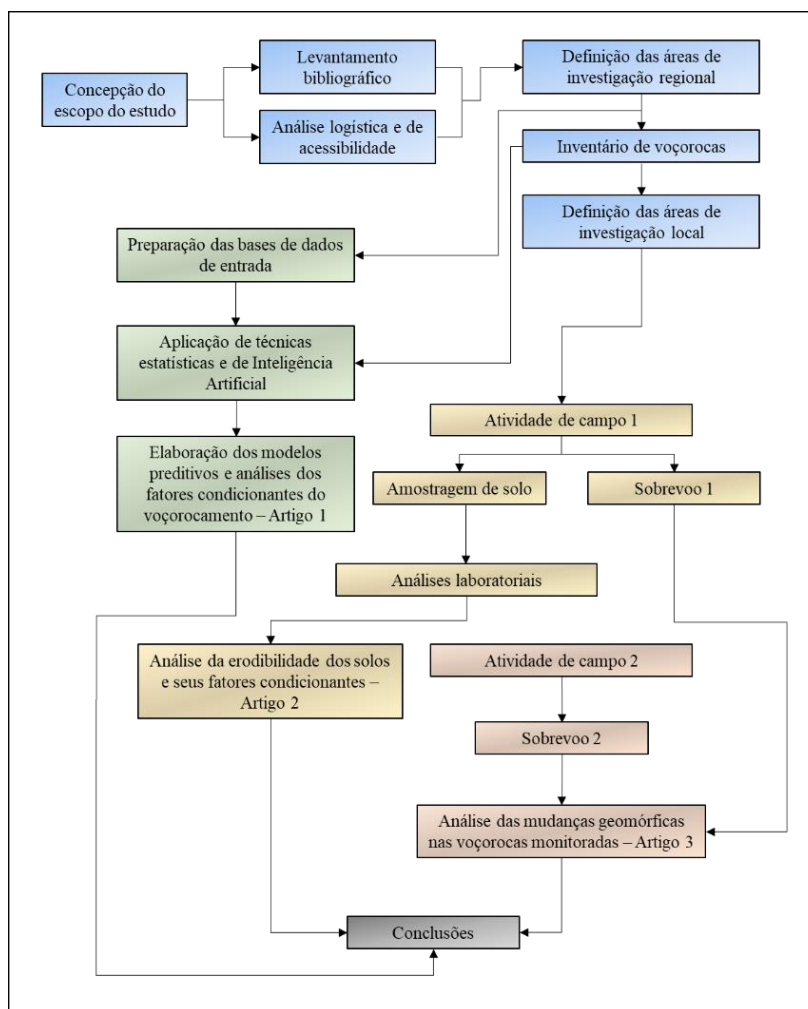


Figura 1.2- Fluxograma que sintetiza os procedimentos adotados no desenvolvimento do trabalho.

1.3.2- Construção dos modelos preditivos

A elaboração dos modelos preditivos se baseou em técnicas de aprendizado de máquina e utilizou como insumos principais o inventário de voçorocas elaborado na etapa anterior e a construção de uma base de dados composta por quinze fatores geo-ambientais, os quais foram obtidos a partir do modelo digital de elevação ALOS PALSAR e de bancos de dados públicos. Os mapas litológicos, de solos e de relevo apresentam classes com baixa exposição areal, o que poderia gerar ruídos indesejados ao modelo preditivo. Portanto, optou-se por agrupar as classes semelhantes, conforme critérios exibidos nos apêndices 1 a 3.

Após a execução das análises de multicolinearidade, as quais avaliam a qualidade dos dados de entrada e evitam a propagação de erros de sobreajuste no modelo, foram realizados no *software* Orange Data Mining, versão 3.31.0, os procedimentos de treino e de teste do modelo, os quais ocorreram a partir da técnica de validação cruzada. Este método se baseia na divisão dos dados de entrada em n subconjuntos (neste estudo foi adotado n = 10), dos quais n-1 são usados para treinar e o subconjunto restante é utilizado para testar o modelo em n diferentes interações (Witten *et al.* 2011). Dessa forma, todos os dados são utilizados ao menos uma vez nos procedimentos de teste (Fig. 1.3). Quatro algoritmos de aprendizado de máquina foram utilizados para treino e teste do modelo preditivo: Floresta Aleatória, Regressão Logística, Naive Bayes e Redes Neurais Artificiais. Os hiperparâmetros utilizados na configuração dos algoritmos são apresentados no apêndice 4.

A correlação entre a localização das voçorocas do inventário e as variáveis de entrada foi embasada pela taxa de ganho de informação e pelos métodos estatísticos bivariados Razão da Frequência e Valor Informativo Modificado.

O desempenho de cada modelo preditivo foi medido a partir da acurácia e da área sob a curva. Finalmente, os modelos foram submetidos à análise de suficiência, a partir da sobreposição entre o inventário de voçorocas e os mapas de suscetibilidade produzidos.

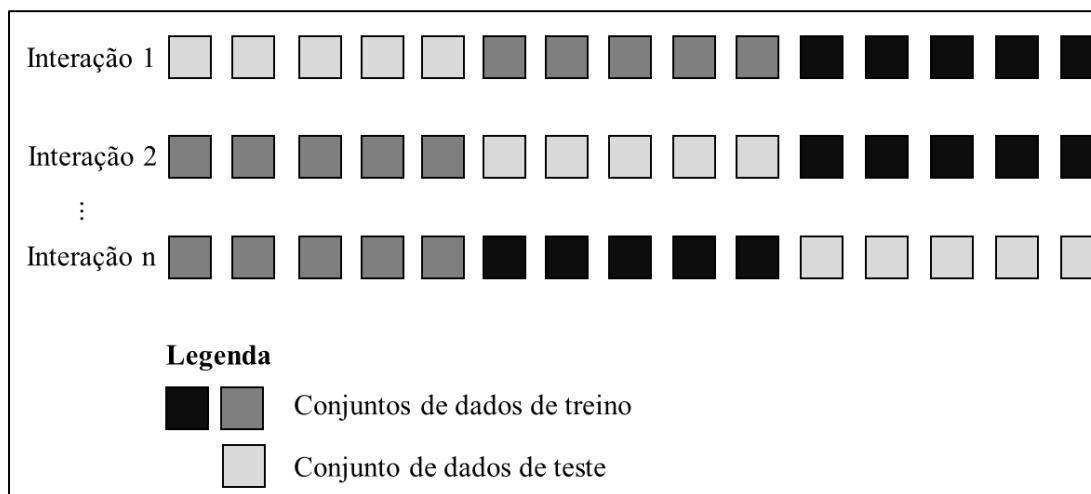


Figura 1.3- Exemplo de procedimento de validação cruzada baseado em 3 interações.

1.3.3-Análises do solo

As análises do solo foram realizadas nas bacias hidrográficas relacionadas na tabela 1.1 e objetivaram investigar o comportamento da erodibilidade dos solos e seus condicionantes. Para tanto, durante a primeira campanha de campo foram escolhidos nove perfis de solo representativos em cada bacia hidrográfica, buscando alcançar a melhor distribuição amostral possível nas áreas de estudo. Nesta etapa de seleção, foram escolhidos os perfis de solo que apresentavam de maneira clara a distinção entre os horizontes A, B e C (Fig. 1.4a), os quais foram classificados de acordo com EMBRAPA (2018).



Figura 1.4- (a) Perfil de solo localizado na bacia do Ribeirão Cantagalo, exibindo nítida distinção entre os horizontes B e C. (b) Materiais utilizados para coleta das amostras de solo.

De cada horizonte de solo foram coletadas amostras deformadas e indeformadas, seguindo os procedimentos propostos por Santos *et al.* (2005) (Fig. 1.4b). Em laboratório, os ensaios compreenderam a caracterização granulométrica, química e da estabilidade dos agregados e foram realizados nos Laboratórios de Análises Mineraias do Serviço Geológico do Brasil, de forma que a caracterização granulométrica e da estabilidade dos agregados foram feitas na unidade localizada em Caeté/MG e a caracterização química na unidade regional de Manaus/AM. As amostras deformadas foram utilizadas para a caracterização química e granulométrica, enquanto as amostras indeformadas foram destinadas aos ensaios de estabilidade dos agregados.

A caracterização granulométrica foi feita utilizando a técnica de dispersão de raios *laser*, por meio do equipamento da marca Malvern Panalytical, modelo Mastersizer 2000. A determinação da composição química dos solos se baseou na detecção da concentração dos óxidos especificados na tabela 1.2 e foi realizada por espectrometria de fluorescência de raios-X, utilizando espectrômetro WDS sequencial, modelo Axios Minerals da marca PANalytical, com tubo de raios-X cerâmico, anodo de Ródio (Rh) e máximo nível de potência 3,0 KW. Os limites de detecção da fluorescência de raios-X são apresentados na tabela 1.2.

Tabela 1.2- Limites de detecção de cada óxido analisado pelo método fluorescência de raios-X.

	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂
Mínimo (%)	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,02	0,2	0,05	1	0,05
Máximo (%)	41	54	76	12,1	25,5	0,75	9	35,7	99,8	3,8

A análise da erodibilidade dos solos envolveu a caracterização dos macro-agregados (> 250 µm) e micro-agregados (< 250 µm), conforme procedimentos descritos por Amézketa *et al.* (1996), Amézketa *et al.* (2003) e Le Bissonais (1996). A caracterização dos macro-agregados se deu pela determinação do diâmetro médio ponderado das frações estáveis do solo, utilizando procedimentos de peneiramento a úmido, após a aplicação de três tipos de tratamento com diferentes níveis de energia: umedecimento rápido, umedecimento lento, agitação após pré-umedecimento (Fig. 1.5). A estabilidade dos micro-agregados foi analisada a partir de técnicas de dispersão de raios *laser* e utilizou três classes granulométricas (0 a 2, 2 a 50 e 50 a 250 µm) para o cálculo do diâmetro médio ponderado dos micro-agregados.

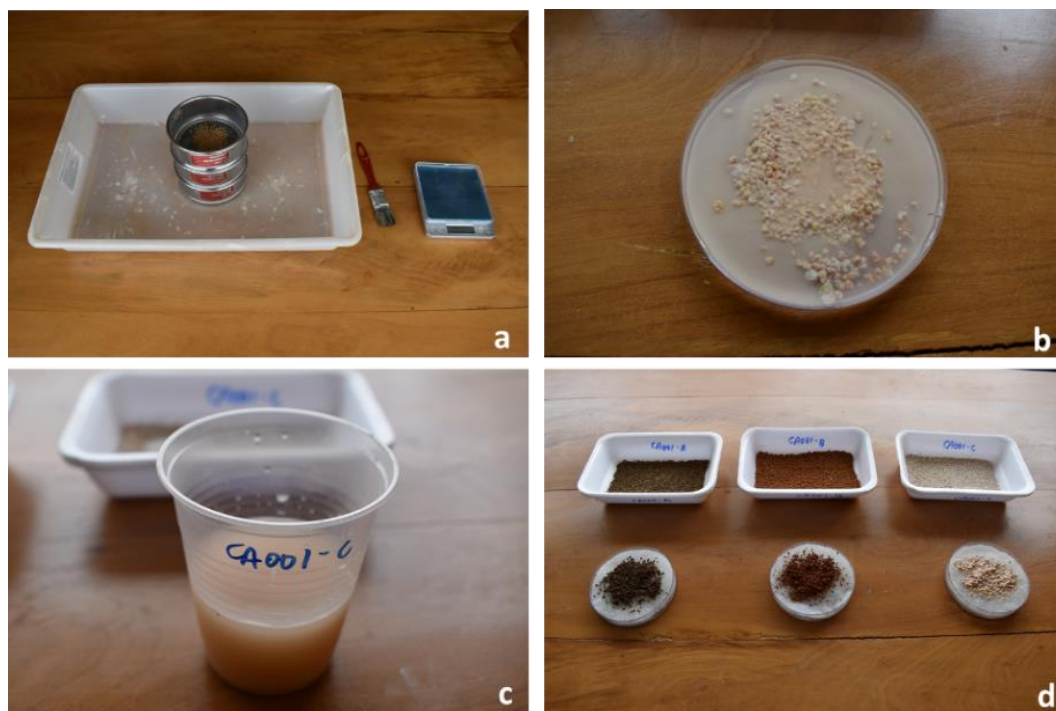


Figura 1.5- Materiais e procedimentos adotados nas análises de estabilidade dos agregados: (a) jogo de peneiras, pincel e balança de precisão utilizados nos ensaios; (b) tratamento de umedecimento rápido; (c) tratamento de agitação após pré-umedecimento; (d) tratamento de umedecimento lento.

Utilizando o *software* gratuito Jamovi versão 2.2.5, os resultados foram submetidos à análise de variância a dois critérios e teste Tukey com significância $p < 0,05$, para identificar as diferenças significativas entre a granulometria, composição química e índice de estabilidade dos agregados entre os horizontes de solo de cada uma das bacias hidrográficas investigada. A correlação de Spearman foi

utilizada para avaliar a influência das propriedades do solo nos índices de estabilidade dos agregados, considerando níveis de significância de $p < 0,05$, $p < 0,01$ e $p < 0,001$.

1.3.4-Monitoramento da evolução de voçorocas

Durante a execução da primeira campanha de campo, foram selecionadas duas voçorocas para monitoramento das mudanças geomórficas, as quais foram alvo de sobrevoos realizados em janeiro e dezembro de 2021 (Fig. 1.6a). O VANT utilizado nesta atividade foi o DJI Phantom 4 Pro e os sobrevoos foram planejados e executados a partir do *software* Pix4D Capture (Fig. 1.6b).

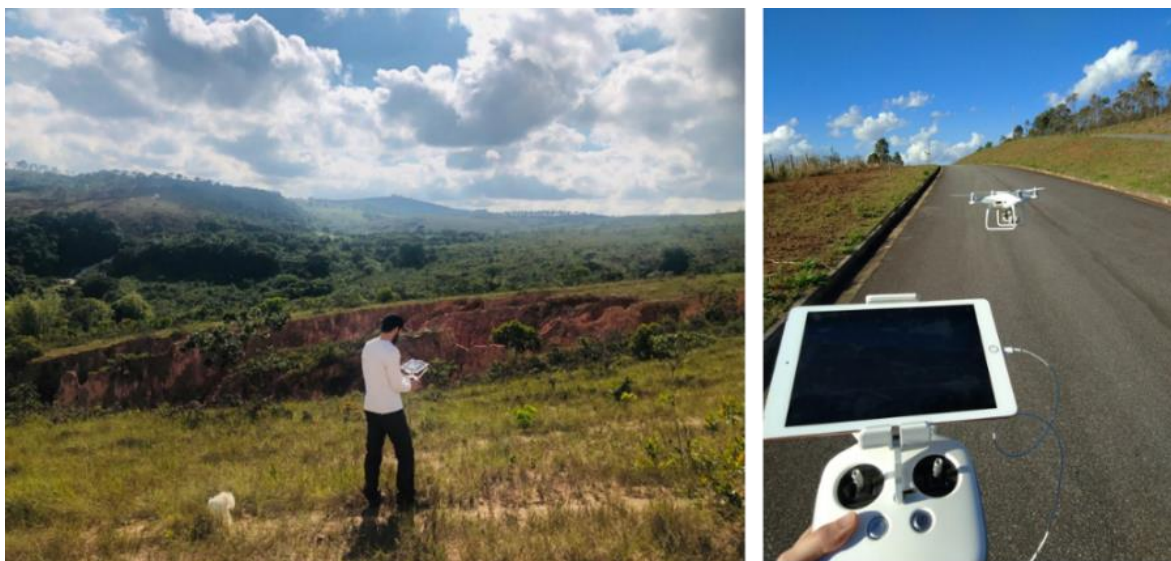


Figura 1.6- Levantamentos aéreos feitos com emprego de veículo aéreo não tripulado (VANT): (a) sobrevoos realizados em janeiro de 2021 na voçoroca Piedade dos Gerais; (b) VANT DJI Phantom 4 Pro utilizado neste trabalho.

Com emprego do *software* Pix4Dmapper as fotografias aéreas foram interpoladas por meio das técnicas fotogramétricas de *structure-from-motion* para elaboração dos modelos tridimensionais, ortomosaicos e modelos digitais de elevação e de terreno. A partir destes produtos as mudanças geomórficas foram observadas e quantificadas utilizando o *software* gratuito Geomorphic Change Detection, versão 7.5.0.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1- CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA

As bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba estão majoritariamente localizadas nos domínios interiores do Cráton São Francisco (Fig. 2.1), que é um segmento crustal preservado da deformação e metamorfismo durante a aglutinação do Gondwana Ocidental, no evento Brasileiro (Almeida 1977, Alkmim *et al.* 1993).

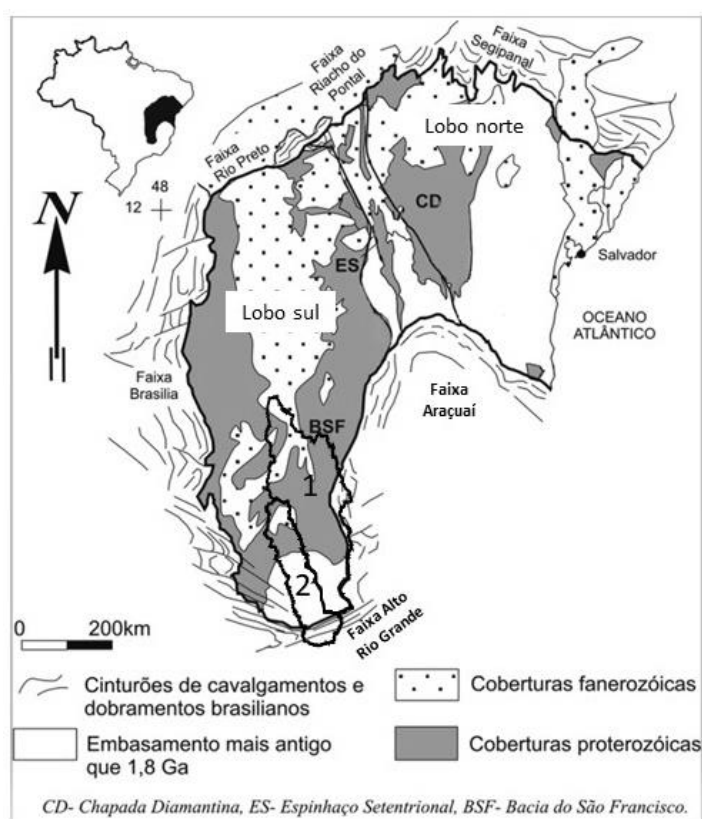


Figura 2.1- Localização das bacias do Rio das Velhas (1) e do Rio Paraopeba (2) no Cráton São Francisco (Modificado de Cruz *et al.* 2007).

O Cráton São Francisco é delimitado pelas faixas brasileiras Araçuai (leste), Brasília (oeste), Rio Preto (noroeste), Alto Rio Grande (sul), Riacho do Pontal e Sergipana (norte) e, em seu interior, é majoritariamente encoberto por unidades litoestratigráficas pré-cambrianas e fanerozóicas, de forma que o embasamento somente é exposto no extremo sul e na porção nordeste do cráton, conforme apresentado na figura 2.1 (Alkmim & Marshak 1998, Alkmim 2004).

Para Alkmim & Marshak (1998), o Cráton São Francisco é constituído por um lobo norte e um lobo sul (Fig. 2.1). No lobo norte ocorre extensa exposição do embasamento de idade arqueana, coberturas proterozóicas do Espinhaço, que formam a região da Chapada Diamantina e, em menor

proporção, coberturas fanerozóicas. O lobo sul, onde estão inseridas as bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba, inclui as unidades litoestratigráficas da bacia intracratônica do São Francisco, de idade paleo/mesoproterozoica a mesozoica e, em sua porção extremo sul, é formado por unidades litoestratigráficas e litodêmicas consolidadas no Arqueano e Paleoproterozóico, as quais constituem o embasamento regional e envolvem a região do Quadrilátero Ferrífero e do Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.* 2000, Alkmim 2004, Aguilar *et al.* 2017).

2.2- TECTÔNICA CENOZOICA

Ao elaborar um dos trabalhos pioneiros sobre o tema no estado de Minas Gerais, Saadi (1991) apontou indícios estruturais e morfológicos que evidenciam a instabilidade neotectônica cenozoica em diversas regiões, incluindo o Quadrilátero Ferrífero e a borda ocidental da Cordilheira do Espinhaço. A partir de 1993, o estudo de Saadi (*op. cit.*) foi sucedido por uma série de pesquisas desenvolvidas em escala local, dentre os quais se destacam os trabalhos elaborados na bacia do Gandarela, os quais identificaram estruturas sindeposicionais em acumulações sedimentares do Neoceno ao Eomioceno e reconheceram a ocorrência de consideráveis oscilações de temperatura e umidade no Cenozoico, a partir de análises paleoclimáticas (Maizatto 1993, 1997).

Investigações feitas em depósitos sedimentares do Quadrilátero Ferrífero apontaram evidências de abertura e preenchimento de bacias sedimentares entre o Oligoceno e Plioceno (Lipski 2002, Santos 2003, Mateus 2013), cujo condicionamento poderia, em parte, se relacionar à reativação de falhas pré-existentes nas unidades litoestratigráficas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas.

As pesquisas realizadas em ambientes fluviais do alto-médio curso das bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba corroboraram a atividade tectônica cenozoica apontada pelos estudos desenvolvidos nas bacias sedimentares e demonstraram que a reativação de estruturas tectônicas pré-cambrianas teria provocado basculamento e pulsos de incisão fluvial, os quais foram interpretados a partir de investigações morfossedimentares e datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (Magalhães Jr. & Saadi 1993, Magalhães Jr. & Saadi 1994, Bacellar *et al.* 2005, Castro *et al.* 2005, Lana & Castro 2006, Lana 2010, Barros & Magalhães Jr. 2018a, Barros & Magalhães Jr. 2018b). Constatações similares foram obtidas por Carvalho *et al.* (2018) e por Carvalho & Magalhães Jr. (2021) em estudos desenvolvidos na bacia do Rio Paraúna, localizada na Serra do Espinhaço Meridional.

Os indícios de atividade neotectônica na região também são evidenciados por aspectos morfométricos do relevo e da rede de drenagem. Nesse sentido, em pesquisa realizada no Sinclinal Moeda, Lavarini *et al.* (2016), reconheceram eventos de captura de drenagem nas bacias do Ribeirão Mata Porcos e do Rio do Peixe, no alto Rio das Velhas, os quais seriam expressão da atividade tectônica na região durante o Cenozoico.

2.3- CONFIGURAÇÃO LITOESTRUTURAL

2.3.1-Bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba

Várias unidades litoestratigráficas e litodêmicas registradas no território englobado pelas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba apresentam pouca exposição areal e, portanto, baixa representatividade para serem empregadas nas análises que constituem esta pesquisa. Assim, nesta seção serão abordadas apenas as unidades de maior expressão na área de estudo, cuja distribuição cartográfica e configuração estratigráfica estão representadas nas figuras 2.2 e 2.3.

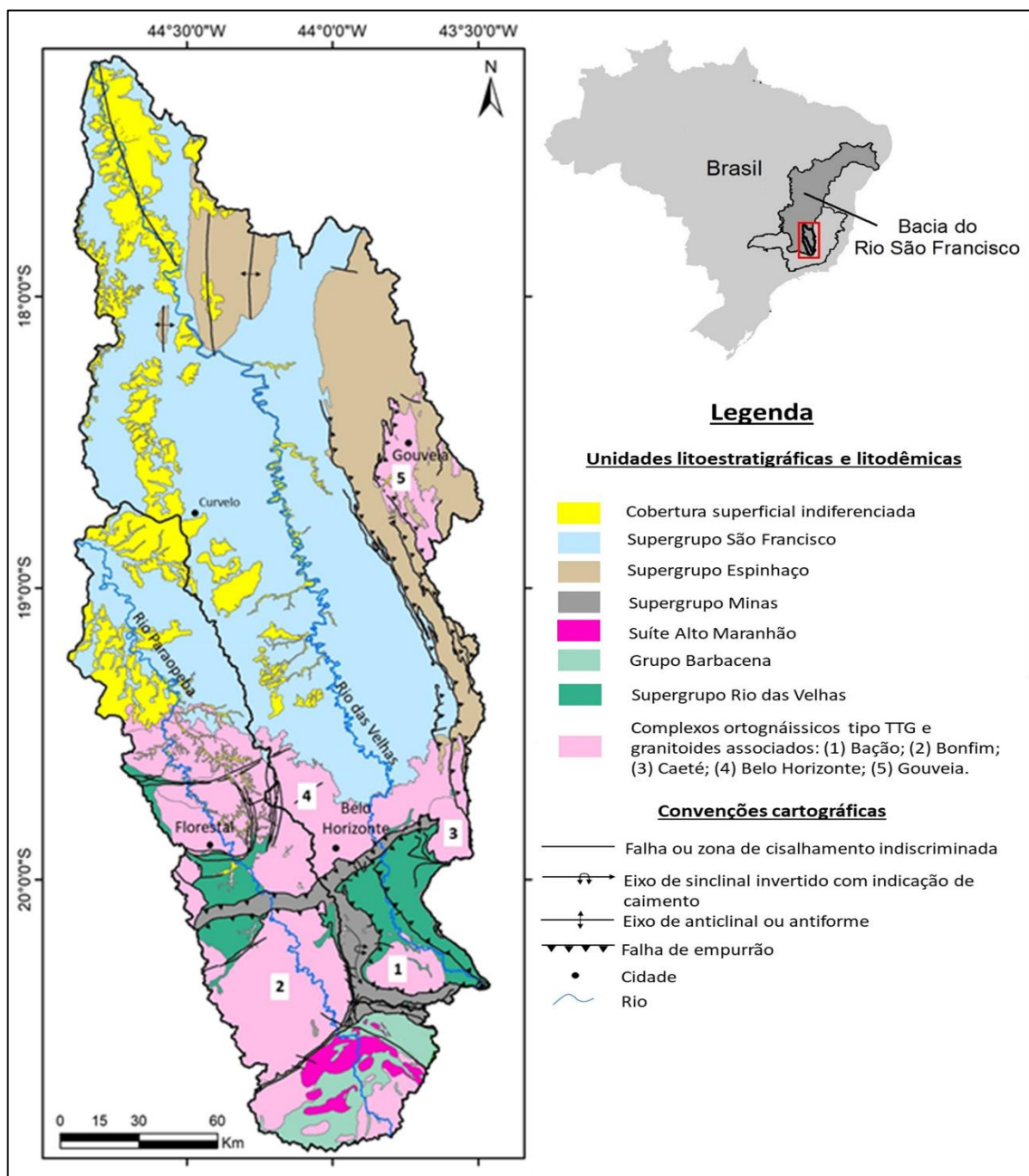


Figura 2.2- Mapa geológico simplificado da região englobada pelas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba (Modificado de Fonseca 2014).

Complexos metamórficos arqueanos

O embasamento da região é formado majoritariamente por gnaisses e migmatitos de composição TTG, com idades superiores a 2900 Ma, e por granitoides intrusivos com idades entre 2780 e 2660 Ma (Machado & Carneiro 1992, Carneiro *et al.* 1998, Teixeira *et al.* 2000, Alkmim 2004, Aguilar *et al.* 2017). Na bacia do Rio das Velhas, estes litotipos integram os complexos Bação, Belo Horizonte, Caeté e Gouveia, enquanto na bacia do Rio Paraopeba ocorrem parte dos complexos Bonfim e Belo Horizonte (Figs. 2.2 e 2.3).

Como resultado do metamorfismo em fácies anfibolito, esses complexos exibem foliação penetrativa, localmente convertida em migmatitos, e uma série de dobramentos, os quais atestam a deformação polifásica das rochas arqueanas existentes na porção sul do Crátom São Francisco (Carneiro 1992, Noce 1995).

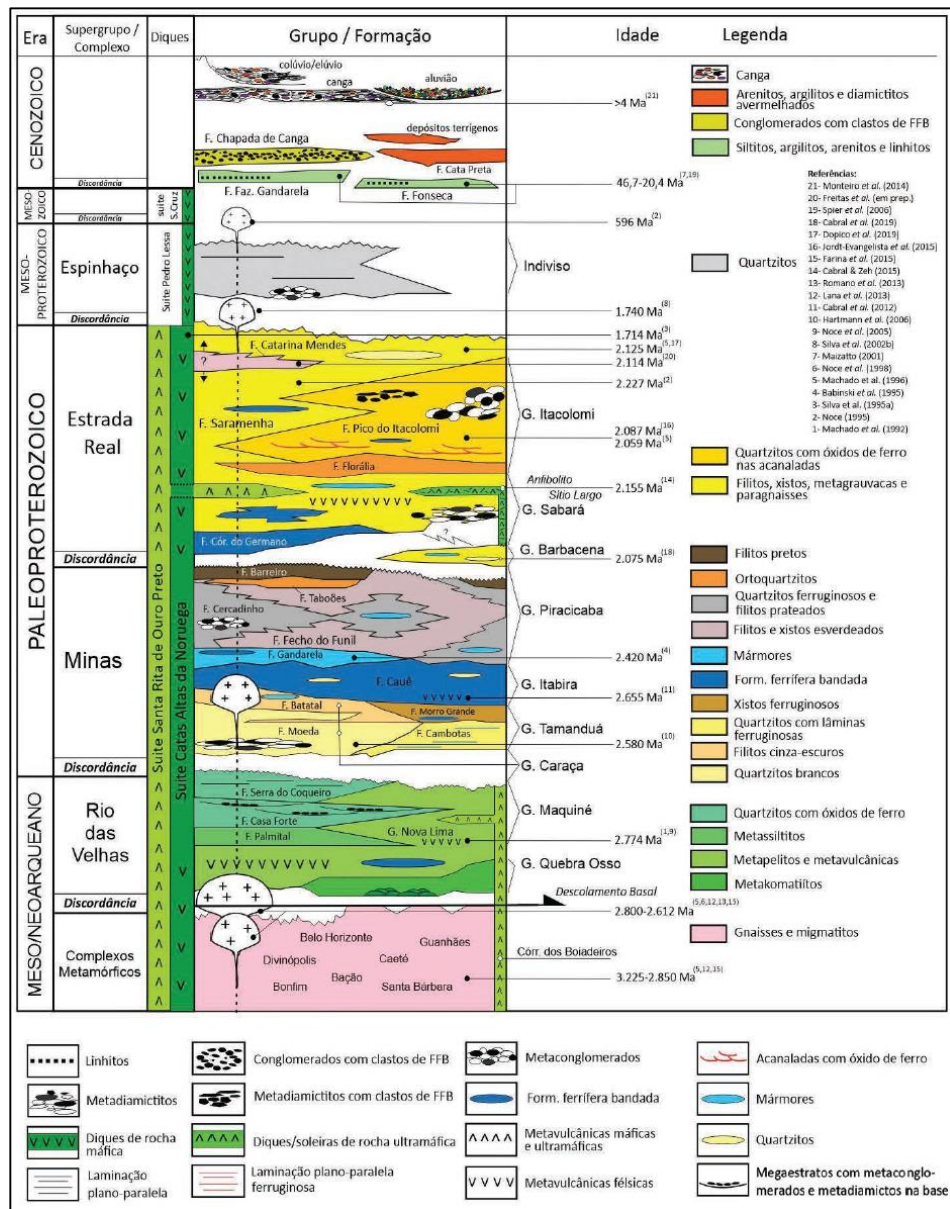


Figura 2.3- Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Endo *et al.* 2020).

Supergrupo Rio das Velhas

As sequências supracrustais arqueanas depositadas sobre o embasamento cristalino somente são observadas na região do Quadrilátero Ferrífero, situado na porção sul das bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba. Tais sequências compreendem os litotipos atribuídos ao Supergrupo Rio das Velhas, o qual se subdivide, da base para o topo, nos grupos Nova Lima e Maquiné (Figs. 2.2 e 2.3). Esta unidade litoestratigráfica é formada por uma associação de rochas máficas e ultramáficas, com ocorrência subordinada de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e metasedimentos clásticos imaturos que indicam a ocorrência de vulcanismo em ambiente submarino (Aguilar *et al.* 2017). Três eventos de vulcanismo félsico datados de 2792 a 2751 Ma marcam o final da deposição do Grupo Nova Lima (Machado *et al.* 1992, 1996, Noce *et al.* 2005), enquanto o Grupo Maquiné apresenta idade máxima de deposição de cerca de 2730 Ma (Moreira *et al.* 2016). Para Delgado *et al.* (2003), a evolução do Supergrupo Rio das Velhas teria ocorrido a partir do desenvolvimento de um orógeno durante o Neoarqueano, envolvendo a geração de crosta oceânica e arcos magmáticos, os quais foram posteriormente acrescidos ao proto-continente no Mesoarqueano.

Grupo Barbacena

Segundo Endo *et al.* (2020), as unidades do Grupo Barbacena, que ocorrem no alto curso da bacia do Paraopeba, a sul do Quadrilátero Ferrífero, são representadas por grafita xistos, gonditos, queluzitos, metacherts, xistos manganésíferos, micaxistos, quartzitos feldspáticos, filitos com intercalações de anfíbolito e metaultramáficas e são correlativas ao Grupo Sabará (Figs. 2.2 e 2.3). As rochas metavulcânicas de filiação komatiítica e toleítica do Grupo Barbacena foram caracterizadas por Toledo (2002) como uma sequência do tipo *greenstone belt* gerada a partir de plumas mantélicas profundas. A mesma autora identificou nesta unidade litoestratigráfica corpos máfico-ultramáficos com feições texturais originais e indicativas de protólitos magmáticos plutônicos, tais como texturas cumuláticas e acamamento ígneo.

Suíte Alto Maranhão

A Suíte Alto Maranhão intrude o embasamento ortognáissico e os terrenos vulcanossedimentares que afloram na porção sul do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 2.2) e é distinguida por apresentar ampla ocorrência de rochas félsicas plutônicas paleoproterozóicas de composição quartzodiorítica a granodiorítica, com predomínio dos termos tonalíticos com idade de cristalização entre 2200 e 2100 Ma (Teixeira *et al.* 2000). Esta unidade é interpretada como resultado da evolução de um orógeno acrescionário paleoproterozóico, que vigorou durante o evento Transamazônico na porção meridional do Cráton São Francisco (Teixeira 1985).

Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas ocorre no Quadrilátero Ferrífero e dispõe-se em discordância sobre o Supergrupo Rio das Velhas, sendo representado, da base para o topo, pelos grupos Caraça, Tamanduá, Itabira e Piracicaba (Endo *et al.* 2020) (Figs. 2.2 e 2.3). Esta unidade litoestratigráfica constitui uma sucessão continental-marinha de pelo menos 3424 m de espessura e deriva de eventos de sedimentação sin-orogênica em margem passiva, os quais ocorreram entre 2600 e 2100 Ma (Alkmim & Marshak, 1998). Como principais litotipos, se destacam os ortoquartzitos; quartzitos com lâminas ferruginosas; xistos quartzosos ferruginosos e argilosos; formação ferrífera dolomítica; filitos grafitosos; metaconglomerados; formações ferríferas bandadas; metacherts e mármores dolomíticos (Endo *et al.* 2019).

Supergrupo Espinhaço

A porção leste da bacia do Rio das Velhas engloba as unidades do Supergrupo Espinhaço, as quais se subdividem nos grupos Diamantina e Conselheiro Mata (Fig. 2.4).

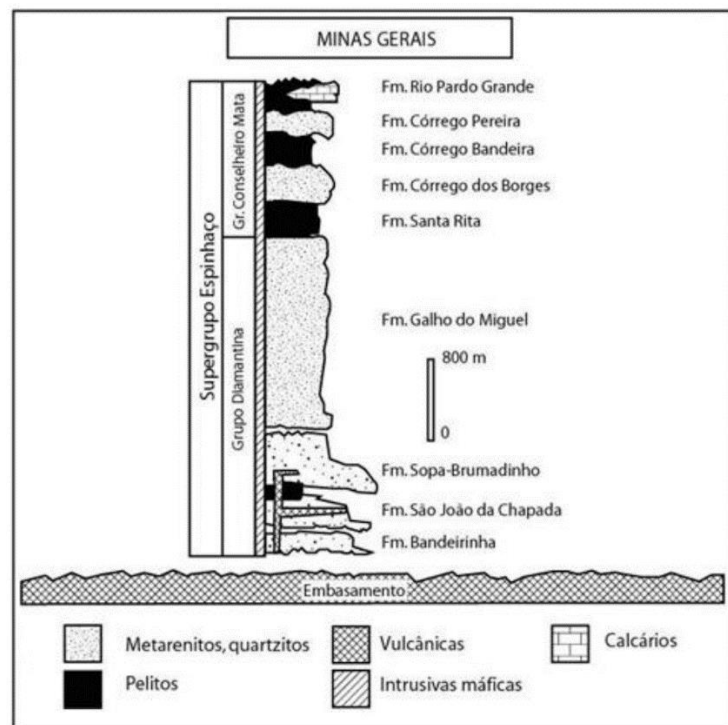


Figura 2.4- Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais (Modificado de Alkmim *et al.* 1996).

Dussin & Dussin (1995) afirmam que o Grupo Diamantina compreende rochas formadas por sedimentos terrígenos característicos de ambientes fluviais entrelaçados, deltaico e marinho pouco profundo que foram depositados durante a fase rifte principal de formação da Bacia Espinhaço (1700 Ma). Os litotipos mais frequentes são quartzitos com intercalações de metassiltitos, filitos e conglomerados localmente diamantíferos. Estas litologias são sobrepostas por quartzitos derivados de

sedimentos típicos de ambientes eólicos e marinho raso, os quais integram a Formação Galho do Miguel e correspondem à parte superior da sequência, que registra o fim da instabilidade crustal nesse período. Rochas vulcânicas ocorrem na porção inferior do Grupo Diamantina, de modo intrusivo ou intercaladas à sequência sedimentar.

O Grupo Conselheiro Mata assinala condições gerais de tendência transgressiva durante uma fase de estabilidade tectônica e, litologicamente, é composto por uma sucessão de quartzitos, metassiltitos e filitos em alternância, sem registros de vulcanismo sinsedimentar (Alkmim *et al.* 1996). A deposição teria ocorrido em contexto de subsidência posterior à sedimentação e ao magmatismo da fase rifte.

Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é a unidade de maior expressão areal da região englobada pelas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba e é composto pelos grupos Macaúbas e Bambuí, conforme ilustrado na figura 2.5 (Martins-Neto 1998).

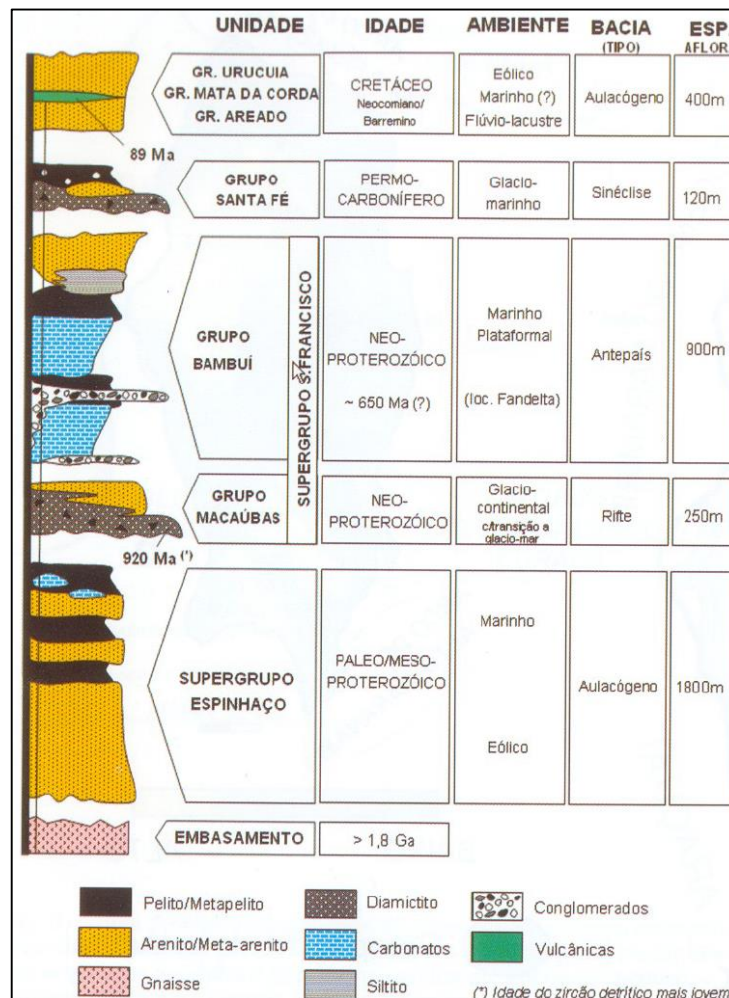


Figura 2.5- Coluna estratigráfica da bacia sedimentar do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto 2001).

O Grupo Macaúbas apresenta contato por discordância erosiva com o Supergrupo Espinhaço e registra um evento de glaciação e de tafrogênese, que teve início por volta de 930 Ma (Alkmim 2004). Esta unidade litoestratigráfica é formada por diamictitos, arenitos e pelitos de origem glacio-continental, com transições para depósitos glácio-marinhos nas faixas marginais (Noce *et al.* 1997). Apesar de apresentarem distribuição discreta na área de estudo, quando depositadas sobre o cráton São Francisco, as fácies mais proximais desta unidade são designadas como Formação Jequitaí (Penha 2001).

O Grupo Bambuí é composto por uma sucessão de rochas marinhas carbonáticas e pelíticas que, nas bordas da bacia, passam a conglomerados e arenitos (Castro & Dardenne 2000). Apesar da idade do Grupo Bambuí ainda ser controversa, Babinski *et al.* (1999) obtiveram idade Pb-Pb de 689 Ma para calcários da Formação Sete Lagoas, na base da sequência, indicando deposição neoproterozoica dos sedimentos que deram origem a esta unidade litoestratigráfica.

2.3.2-Bacia do Ribeirão Macaúbas

De acordo com Fonseca (2014), na região englobada pela bacia do Ribeirão Macaúbas prevalecem exposições dos granitos Bituri e Alto Jacarandá (Fig. 2.6), reconhecidos como a expressão de eventos intrusivos pós-tectônicos, com idade aproximada de 1900 Ma. Registram-se também, de maneira menos expressiva, os gnaisses Alberto Flores, Candeias e Cláudio, que constituem o Complexo Bonfim e caracterizam-se por típica foliação gnáissica, localmente milonítica, marcada por fina intercalação entre lâminas de plagioclásio, k-feldspato e quartzo e lâminas ricas em biotita. De forma localizada, ocorrem rochas máfico-ultramáficas acamadadas da Suíte Córrego Perobas (Fig. 2.6).

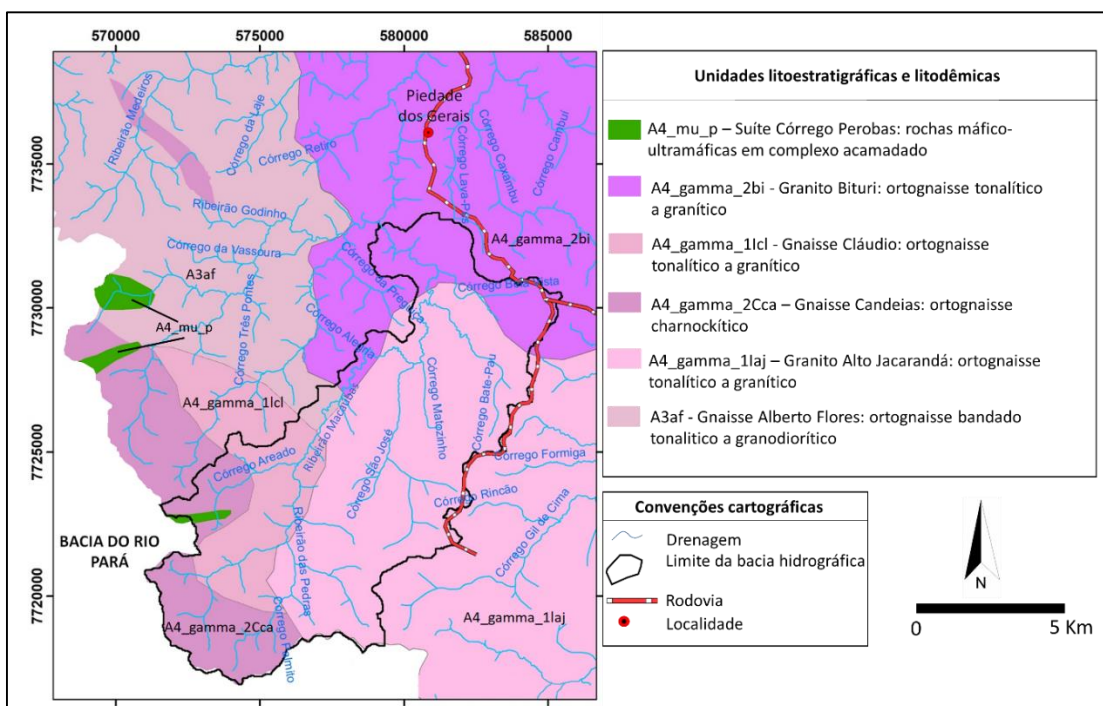


Figura 2.6- Mapa geológico da bacia do Ribeirão Macaúbas, em Desterro de Entre Rios, Minas Gerais (Modificado de Fonseca 2014).

2.3.3-Bacia do Ribeirão Cantagalo

Nos domínios da bacia do Ribeirão Cantagalo são registrados predominantemente os litotipos da Suíte Alto Maranhão (Fig. 2.7), representados por tonalitos, granitos cálcio alcalinos e quartzodioritos com enclaves circulares a elípticos de microdiorito melanocrático (Teixeira *et al.* 2000). Esta unidade, ocorre de maneira intrusiva às unidades do Grupo Barbacena, cuja constituição é dominada por xistos, metacherts, quartzitos, e filitos com intercalações de anfibolito e metaultramáficas Endo *et al.* (2019) (figura 2.9). A xistosidade local está orientada segundo a direção NE-SW, com mergulhos de médio ângulo para SE, e segue o *trend* geral do Cinturão Mineiro (Teixeira 1985).

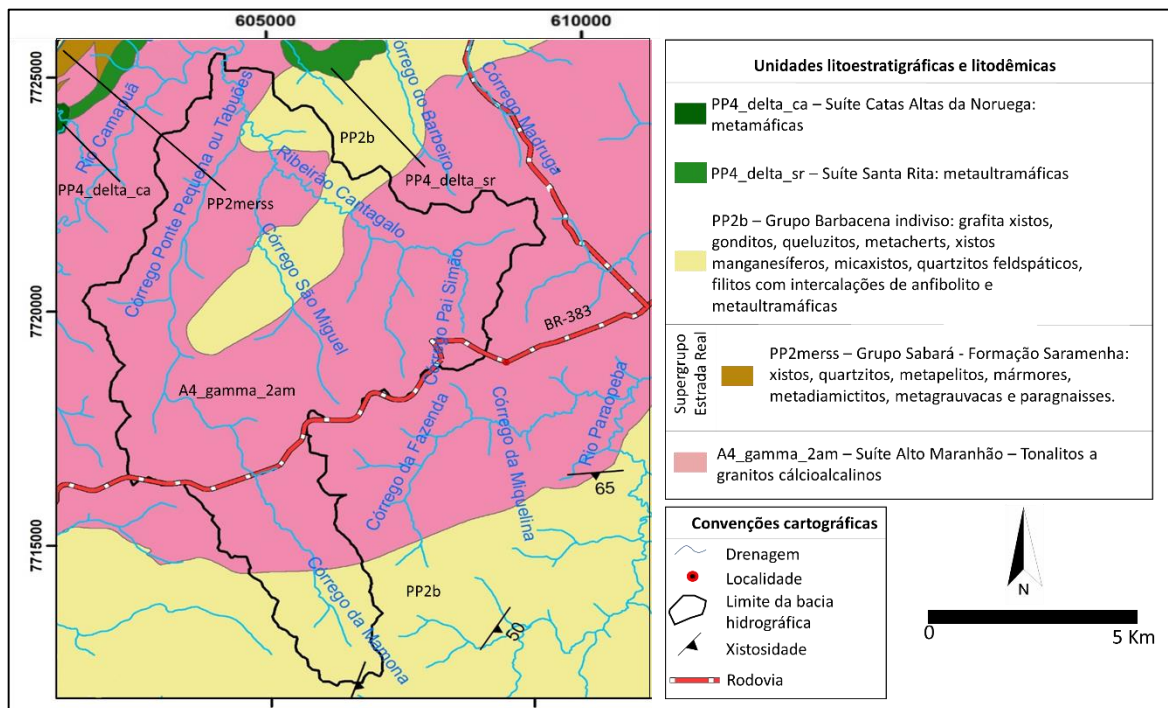


Figura 2.7- Mapa geológico da bacia do Ribeirão Cantagalo, em São Brás do Suaçuí e Jeceaba, Minas Gerais (Modificado de Endo *et al.* 2019).

2.3.4-Bacia do Ribeirão Ribeiro Bonito

De acordo com Endo *et al.* (2019), a área compreendida pela bacia do Ribeirão Ribeiro Bonito engloba predominantemente o Complexo Caeté (Fig. 2.8), cuja composição se caracteriza essencialmente por rochas de afinidade granodiorítica, com idade de cristalização de 2776 Ma, obtida por U/Pb em zircão (Machado *et al.* 1989). De forma subordinada, ocorrem na região sequências metavulcanossedimentares atribuídas ao Supergrupo Rio das Velhas e itabiritos do Supergrupo Minas, os quais se associam aos territórios de maior elevação da expressiva toponímia conhecida como Serra da Piedade (Fonseca 2014).

O contato entre o embasamento e as unidades litoestratigráficas supracrustais pode ser observado nas porções NW e S da bacia do Ribeirão Ribeiro Bonito e é definido por zonas de

cisalhamento de médio ângulo, as quais acompanham as direções NE-SW a E-W apresentadas pela xistosidade local (Fig. 2.8) (Endo *et al.* 2019).

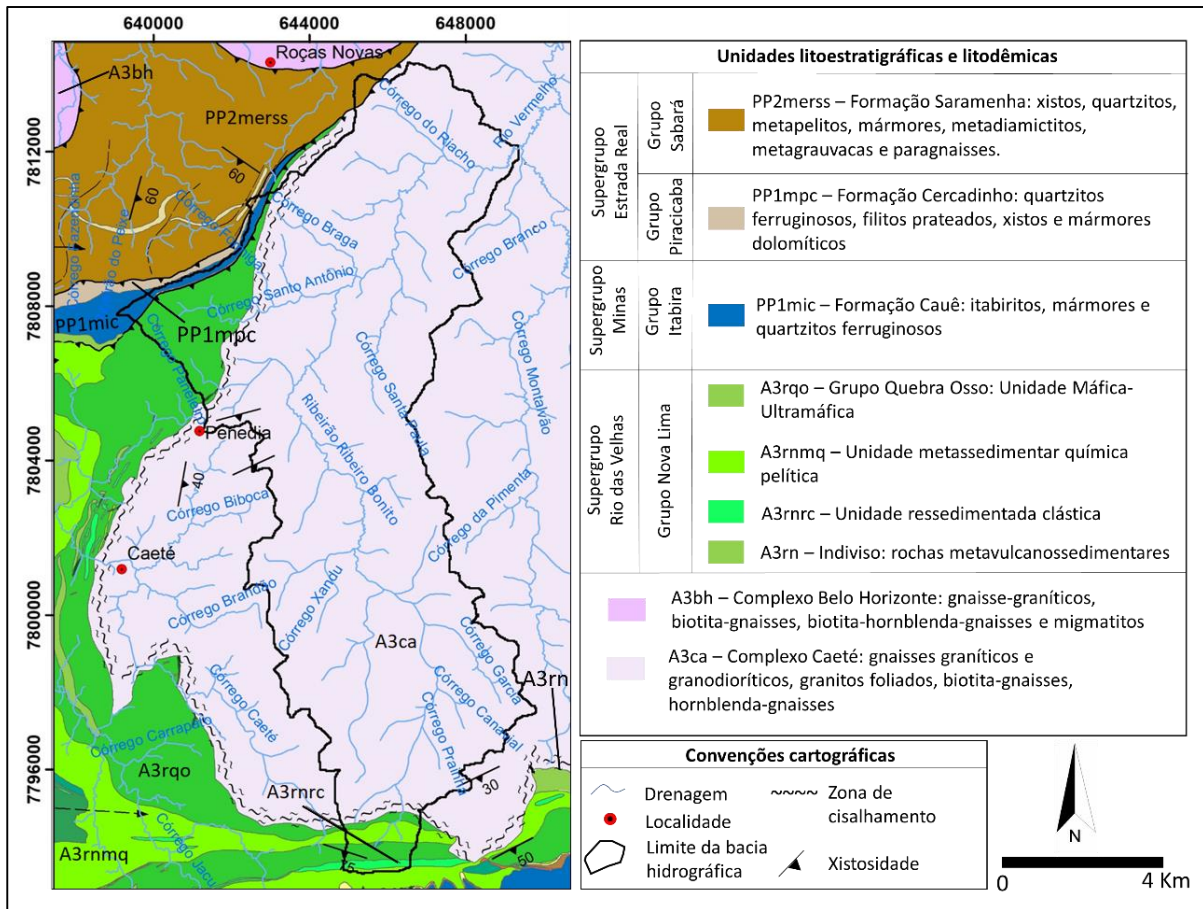


Figura 2.8- Mapa geológico da bacia do Ribeirão Ribeiro Bonito, em Caeté, Minas Gerais (Modificado de Endo *et al.* 2019).

2.3.5-Bacia do Córrego Criminoso

Na bacia do Córrego Criminoso ocorrem unidades litodêmicas atribuídas ao Complexo Bação, as quais são representadas predominantemente pelos gnaisses finamente laminados da Suíte Amarantina e da Suíte Funil. De maneira localizada, ocorrem rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Nova Lima e rochas metamáficas intrusivas da Suíte Catas Altas da Noruega (Endo *et al.* 2019) (Figura 2.9).

Nesta região, as xistosidades exibidas no mapa proposto por Fonseca (2014) apresentam direção preferencial N-E a NE-SW, com mergulho de médio ângulo para E e SE.

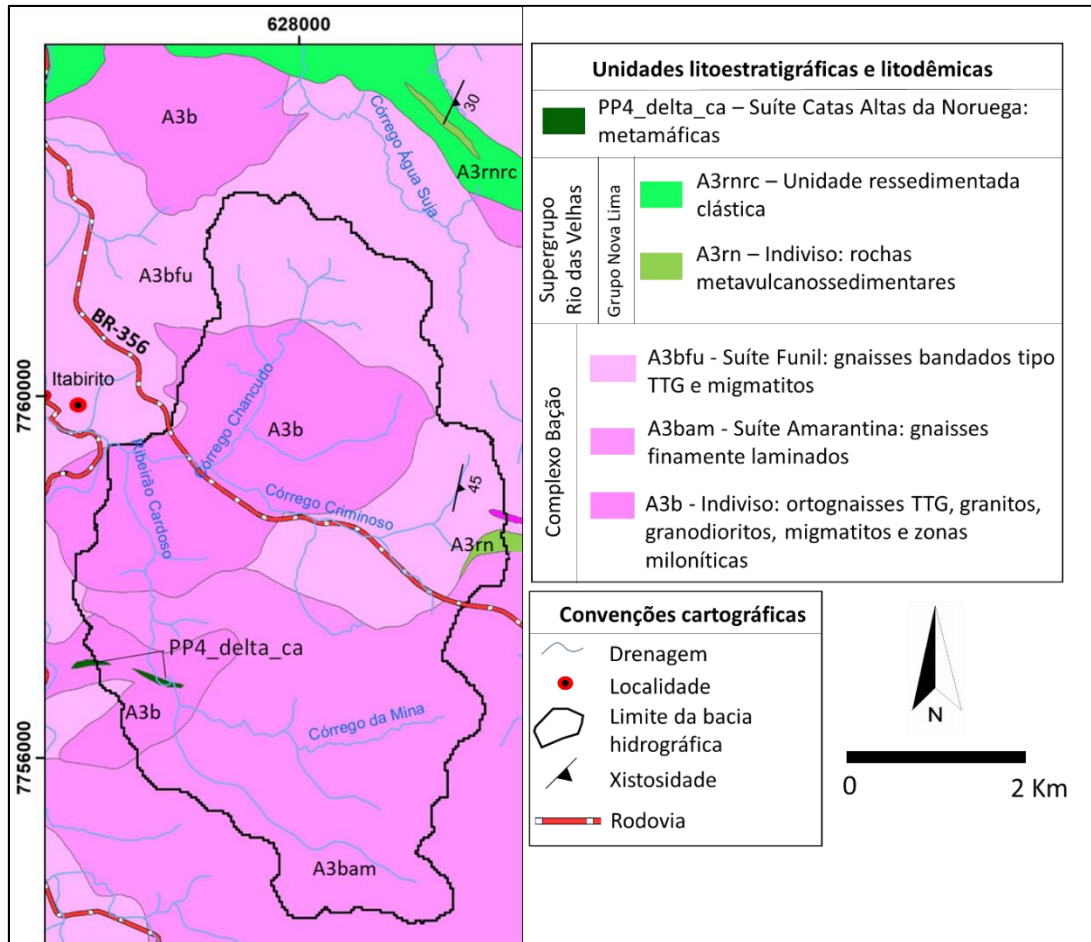


Figura 2.9- Mapa geológico da bacia do Córrego Criminoso, em Itabirito, Minas Gerais (Modificado de Fonseca 2014 e Endo *et al.* 2019).

2.4- ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

As bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba compreendem uma área de aproximadamente 43.000 Km² do estado de Minas Gerais, onde estão inseridos 99 municípios e uma população de cerca de 6 milhões de habitantes (IBGE 2010). Desde suas cabeceiras, localizadas no município de Ouro Preto, o Rio das Velhas percorre cerca de 806 km, segundo a direção aproximada N-S, até a região de Pirapora, onde deságua no Rio São Francisco pela sua margem direita. Por sua vez, o Rio Paraopeba surge no município de Cristiano Ottoni e cruza cerca de 510 km, em direção similar ao Rio das Velhas, até desaguar na represa de Três Marias, nas proximidades da cidade de Felixlândia (Fig. 2.10).

A diversidade litoestrutural é apontada na literatura como o principal condicionante do relevo da região (Varajão 1991, Saadi 1995, Salgado 2006). Assim, as porções mais elevadas do território são sustentadas por litotipos resistentes aos processos de denudação, como quartzitos e itabiritos, e compreendem os domínios serranos presentes na Serra do Espinhaço Meridional, na Serra do Cabral e no Quadrilátero Ferrífero, onde se destacam o Homoclinal do Curral, a Serra da Moeda e a Serra de

Itabirito (Fig. 2.10). As parcelas com elevação abaixo de 1200 m, em geral, se referem aos terrenos metavulcanossedimentares do Quadrilátero Ferrífero, à bacia intracratônica do São Francisco e aos complexos metamórficos do embasamento cristalino, cujas formas de relevo predominantes são representadas por morros baixos, eventualmente alinhados, e por colinas com declividades suaves (CPRM 2010) (Fig. 2.10).

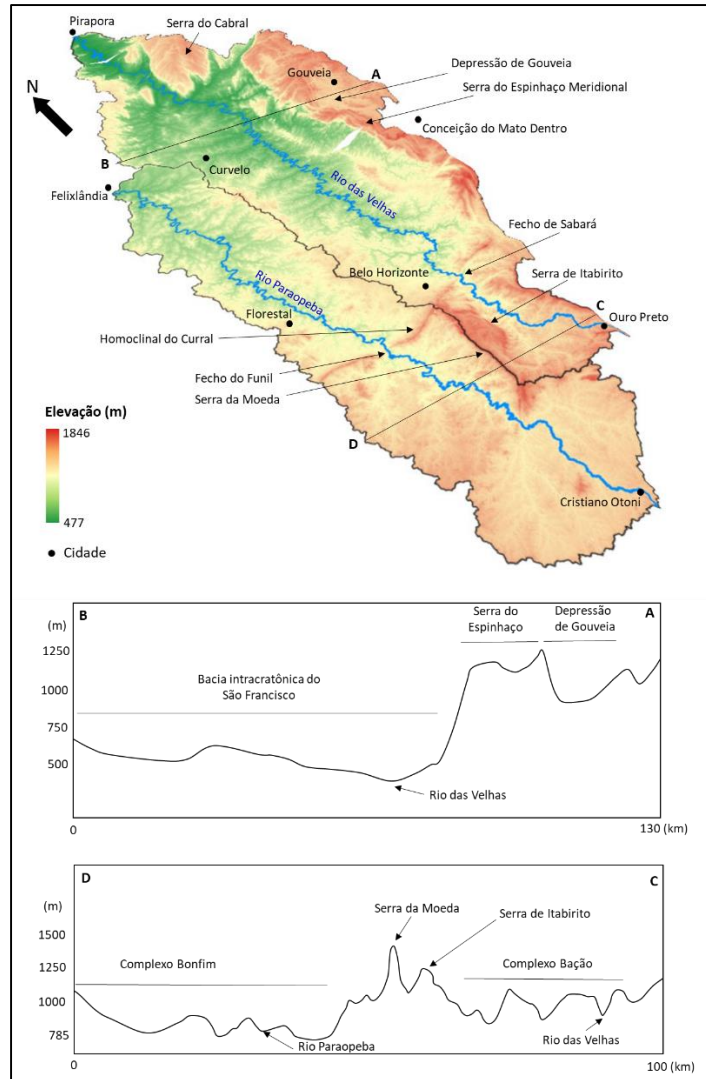


Figura 2.10- Modelo digital de elevação ALOS PALSAR (12,5 m) e perfis morfológicos indicando as principais feições orográficas existentes nas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba.

Na região do Quadrilátero Ferrífero e na Serra do Espinhaço Meridional, foram detectados indícios de ajuste da rede de drenagem ao nível de base regional, o que atesta o intenso esculpimento fluvial da paisagem durante o Cenozoico. Tal fato foi comprovado pela ocorrência de gargantas epigênicas (Fecho de Sabará e Fecho do Funil) (Fig. 2.10) e pela identificação de capturas de drenagem e de níveis deposicionais fluviais escalonados (Marques 1997, Moreira 1997, Medina *et al.* 2005, Carvalho *et al.* 2018, Carvalho & Magalhães Jr. 2021).

Alvares *et al.* (2013) caracterizaram o clima da região como subtropical de altitude a subtropical úmido, com temperaturas médias anuais que oscilam entre 18 e 23 °C. Os acumulados de chuva variam de 1100 a 1600 mm/ano, de forma que os maiores volumes são registrados no alto e médio curso das bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba e nas regiões mais elevadas da Serra do Espinhaço Meridional (Fig. 2.11). A distribuição das chuvas ao longo do ano é típica de ambientes subtropicais e concentra ao menos 70% do volume pluviométrico anual nos 5 meses mais quentes do ano, que vão de outubro a fevereiro (Fig. 2.11).

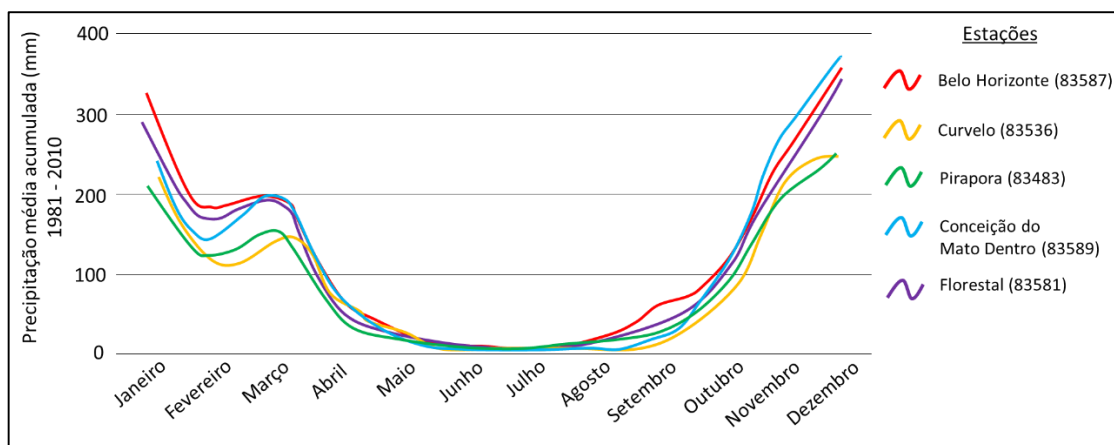


Figura 2.11- Precipitação média acumulada registrada mensalmente nas estações de Belo Horizonte, Curvelo, Pirapora, Conceição do Mato Dentro e Florestal, entre os anos de 1981 e 2010. A localização dos municípios é apresentada na figura 2.10 (Adaptado de INMET 2021).

Segundo UFV *et al.* (2010), na área abrangida pelas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba predominam os cambissolos, os quais derivam dos processos pedogenéticos instalados principalmente nos domínios dos xistos que constituem o Grupo Nova Lima, no Quadrilátero Ferrífero, e dos pelitos que integram o Grupo Bambuí, na porção centro-norte da região. Os neossolos apresentam considerável representatividade nas porções mais elevadas do território e, segundo Varajão *et al.* (2009), revelam que o relevo da região deriva de processos erosivos intensos e constantes, o que seria uma forte evidência de atividade neotectônica. As ocorrências mais significativas de latossolos são encontradas nas regiões com declividades menos acentuadas, as quais são identificadas principalmente no embasamento cristalino e de forma associada aos sedimentos clásticos lateríticos ferruginosos, na porção NW da área de estudo.

Nas áreas mais elevadas do relevo, a vegetação é dominada por gramíneas e pequenos arbustos típicos de campos rupestres, enquanto as matas de galeria, formadas por florestas semidecíduais, se restringem principalmente aos vales não canalizados e às cabeceiras de drenagem (MapBiomias 2021). Baseado na denominação das históricas toponímias Cachoeira do Campo e Itabira do Campo (atual Itabirito), Bacellar (2000) indica que os campos cerrados do Quadrilátero Ferrífero, muitas vezes interpretados como vegetação secundária em áreas antropizadas, na verdade, já existiam no início do

período colonial. Assim, este autor conclui que este tipo de vegetação deve ser primário e comum às porções elevadas do embasamento, as quais são submetidas a estresse hídrico sazonal.

Com relação ao uso e ocupação do território, os primeiros assentamentos coloniais datam do século XVII e se contextualizam às primeiras incursões e bandeiras realizadas no interior do Brasil em busca de ouro e outros bens minerais (Carrara 2007). Atualmente, de acordo com (MapBiomias 2021), as bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba são intensamente afetadas por atividades antrópicas, com predomínio de atividades de agricultura e pastagem, as quais correspondem a 50% da área da bacia do Rio das Velhas e 64% do território englobado pela bacia do Rio Paraopeba. As formações naturais e florestas correspondem a menos de 20% da região estudada e, em geral, são espacialmente mais expressivas em unidades de conservação, como os Parques Nacionais da Serra do Gandarela e da Serra do Cipó.

2.5- GÊNESE E EVOLUÇÃO DE VOÇOROCAS: ESTADO DA ARTE

Os primeiros estudos que abordaram de forma direta a influência dos processos erosivos na conformação da paisagem de uma parte dos territórios englobados pelas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba foram desenvolvidos no início do século XX por Harder & Chamberlin (1915). Vinte e cinco anos mais tarde, foram iniciadas as investigações sobre as voçorocas da região, as quais foram conduzidas pela então Companhia de Força e Luz de Minas Gerais, com a motivação de conter o assoreamento da represa Rio de Pedras, localizada próxima à localidade de Acuruí, no alto Rio das Velhas (Sobreira 1998). Todavia, como não há registros documentais de domínio público destas pesquisas, as primeiras elucidções sobre os mecanismos que governam a gênese e evolução das voçorocas desta região só começaram a ser divulgadas a partir da década de 1990, com a publicação do trabalho de Parzanese (1991).

Por abrigar grande número de voçorocas, o alto curso da bacia do Rio das Velhas, especialmente o Complexo Bação, foi alvo de grande número de investigações sobre voçorocamento, por exemplo, Parzanese (1991), Sobreira (1998), Bacellar (2000), Drummond & Bacellar (2006), Cherobin (2012) e Lima (2016). Por outro lado, embora o alto curso da bacia do Rio Paraopeba também apresente grande número de voçorocas, especialmente em algumas porções do Complexo Bonfim e da Suíte Alto Maranhão, poucos trabalhos se dedicaram a compreender estas incisões lineares na região. Lacuna similar é identificada na região do Complexo Gouveia, no baixo Rio das Velhas, onde o número de pesquisas publicadas sobre voçorocamento parece ser incompatível com a grande relevância do fenômeno nesta área (*e.g.* Augustin & Aranha 2006a, Augustin & Aranha 2006b, Augustin *et al.* 2012).

Sobre os condicionantes naturais do voçorocamento, Bacellar (2000) e Bacellar *et al.* (2005) afirmam que as voçorocas tendem a se concentrar à montante de níveis de base locais e, preferencialmente, nas cabeceiras de vales não canalizados, os quais normalmente são zonas de concentração de fluxos superficiais e subsuperficiais. Estes autores afirmam que estas feições erosivas

normalmente são observadas em interflúvios de topo plano onde, em geral, o horizonte C é mais espesso. Assim, a remoção dos níveis superficiais do solo pode deflagrar a erosão pela simples exposição do saprolito ou por causar a sua despressurização, nas situações em que este material se encontra confinado por argilas orgânicas.

Parzanese (1991) constatou que a exposição dos saprolitos potencializa o desenvolvimento de voçorocas, uma vez que se trata de uma porção do solo significativamente mais erodível que o horizonte B, menos friável devido à presença de óxidos e hidróxidos de ferro, podendo essa diferença de erodibilidade ser facilmente percebida em campo ou laboratório (Morais *et al.* 2004). As investigações de Santos *et al.* (2002) corroboram a menor erodibilidade dos horizontes superficiais ao apurar baixas taxas de erosão laminar sobre latossolos da região de Santo Antônio do Leite. Conclusões semelhantes foram apontadas por Morais *et al.* (2004), que observaram uma relação entre a suscetibilidade à erosão por *piping* e o teor de silte das amostras do saprolito. Da mesma forma, os solos mais expansíveis parecem ser mais suscetíveis à erosão e o horizonte B, de fato, é menos erodível.

Sobreira (1998) afirma que, uma vez iniciadas, as voçorocas tendem a se desenvolver a partir de movimentos de massa deflagrados em suas bordas, como deslizamentos e quedas condicionados por fendas verticais e pela desagregação do solo em função da infiltração de águas superficiais. Nesse sentido, Lima (2016) realizou análises de estabilidade simuladas e constatou que a subida do nível de água subsuperficial reduz consideravelmente o fator de segurança das bordas de voçorocas, favorecendo, portanto, sua instabilização. Drummond & Bacellar (2006) atestaram os mecanismos evolutivos propostos por Sobreira (*op. cit.*) e acrescentaram que o avanço da feição erosiva é diretamente influenciado pela erosão hídrica superficial, enquanto os processos de erosão subsuperficial são menos expressivos.

Se por um lado há consenso acerca da influência exercida pela maioria dos condicionantes e mecanismos envolvidos no voçorocamento, por outro, notam-se controvérsias acerca da real contribuição prestada pelas ações antrópicas para a deflagração e desenvolvimento das incisões erosivas observadas na região. Nesta perspectiva, Bacellar (2000), Bacellar (2005) e Augustin & Aranha (2006a) enfatizam que as ações humanas são responsáveis pelo condicionamento de grande parte das voçorocas. Porém, nota-se uma carência de trabalhos focados em investigar porque essas feições erosivas não existem em algumas áreas intensamente antropizadas, mesmo quando elas apresentam condição topográfica, litológica e pedológica similar às regiões intensamente erodidas. Nessa perspectiva, Bacellar (2000) afirma que 70% das voçorocas existentes na bacia do Rio Maracujá foram deflagradas por intervenções humanas, muito embora reconheça no mesmo trabalho que o voçorocamento na região é um fenômeno natural e recorrente na bacia há pelo menos 32.000 anos. Este autor então conclui que a incisão erosiva somente se desenvolve em locais geologicamente e geomorfológicamente favoráveis, assim como também constatado por Augustin *et al.* (2012), no Complexo Gouveia.

A respeito da gênese das voçorocas existentes no complexo Bação, Sobreira (1998) e Netto & Sobreira (2006) perceberam que poucas voçorocas se formaram após a década de 50, o que indica que os processos de dissecação da região parecem estar se equilibrando. Porém, diversas voçorocas desta região ainda estão em franco processo evolutivo e exibem taxas médias de retração das bordas de cerca de 2 metros ao ano (Sobreira 1998, Drummond & Bacellar 2006 e Cherobin 2012).

CAPÍTULO 3

BASES CONCEITUAIS

3.1- EROÇÃO HÍDRICA DO SOLO

A erosão do solo é entendida como um processo bifásico que compreende a remoção de partículas da pedosfera e seu transporte até que não haja mais energia suficiente para tal, quando então são iniciados os processos deposicionais (Merritt *et al.* 2003). Este processo de modelagem da superfície é conduzido por um ou mais agentes erosivos, como a água, o gelo, o ar (vento), as plantas, os animais e os seres humanos (Morgan 2005).

Por estar tradicionalmente associada a intensos impactos ambientais, a erosão do solo provocada pela água tem sido amplamente estudada. Este fenômeno compreende as erosões marinhas e continentais, de modo que o último grupo engloba as erosões fluviais, subterrâneas e pluviais (Zachar 1982). Neste contexto, este trabalho não abordará as erosões marinhas e fluviais, as quais não estão diretamente associadas ao voçorocamento.

A erosão hídrica ocorre quando a resistência do solo é superada pela energia de impacto das gotas de chuva e pelo escoamento em superfície e subperfcie, condição que foi conceitualmente expressa por Hudson (1995) como:

$$\text{Erosão} = f(\text{erosividade, erodibilidade}) \quad (\text{Eq. 3.1})$$

Onde, a erosividade define a capacidade da água em destacar as partículas de solo, enquanto a erodibilidade expressa o grau de resistência do solo em resistir à remoção e transporte de suas partículas (Julien 2010). Porém, grande parte das pesquisas sobre erosividade consideram apenas os aspectos relacionados às chuvas e ao escoamento superficial, havendo, portanto, uma escassez de métodos para determinação da erosividade de fluxos subterrâneos.

3.1.1- Erosividade da chuva

De acordo com Zorn & Komac (2013), o termo erosividade foi utilizado pela primeira vez de forma associada ao fator R (fator de erosividade da chuva e do escoamento) na Equação Universal de Perda de Solo, que corresponde a soma das médias anuais dos valores de EI_{30} , onde E é a energia cinética total de um evento de precipitação por unidade de área ($\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}$) e I_{30} é o pico de intensidade medido durante um período de 30 minutos ($\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}$).

A erosividade da chuva cresce em função da intensidade da precipitação até um limiar de 100 mm/h (Laws & Parsons 1943, Hudson 1963). Desse modo, em intensidades maiores, o tamanho das gotas tende a decrescer, provavelmente em função dos grandes índices de turbulência, que instabilizam

as gotas maiores. Por outro lado, Carter *et al.* (1974) verificaram que em intensidades extremas, acima de 200 mm/h, ocorre a coalescência de pequenas gotas que levam ao aumento médio de seu diâmetro, incrementando assim o potencial erosivo da chuva.

Morgan (2005) assume que existem variações consideráveis na relação entre intensidade da chuva e diâmetro médio das gotas, as quais podem provocar desvios importantes nos níveis de erosividade medidos para chuvas de mesma intensidade, porém com origens distintas. No entanto, apesar das dificuldades impostas por tais variações, que inclusive motivaram a proposição de diversas formas de medição em todo o planeta, Hudson (1965) sugeriu uma relação para o cálculo da energia cinética das chuvas tropicais, a qual é apresentada pela equação 3.2, na qual KE é a energia cinética ($\text{MJ ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$) e I a intensidade máxima da chuva (mm/h).

$$KE = 0,298(1 - (4,29 I^{-1})) \quad (\text{Eq. 3.2})$$

Hudson (1965) também afirma que a erosão é quase totalmente causada por chuvas de intensidade superior a 25 mm/h. Assim, este autor propôs que para calcular a energia cinética de uma tempestade deve-se desconsiderar as intensidades menores que 25 mm/h.

No Brasil, segundo Oliveira *et al.* (2012), as medições dos índices de erosividade da chuva já realizadas indicam uma variação entre 1672 e 22452 $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, de forma que os menores valores foram encontrados na região nordeste e os valores mais elevados correspondem a aferições feitas na região norte. Os mesmos autores acrescentam que a erosividade das chuvas tende a crescer de leste para oeste, particularmente na porção norte do país.

3.1.2- Erosividade do escoamento superficial

Conforme exposto no tópico anterior, o fator R da Equação Universal de Perda de Solo se baseia na medição da erosividade das chuvas. Porém, é evidente que a erosividade do escoamento superficial também é um fator preponderante na deflagração de processos de erosão hídrica (Bryan 1968). Assim, com o objetivo de sanar essa lacuna, na década de 70 foi proposta a Equação Universal de Perda de Solo Modificada, a qual é amplamente difundida na literatura e leva em consideração os valores de erosividade do escoamento superficial, determinados a partir da seguinte equação:

$$E = a (Q.q_p)^b \quad (\text{Eq. 3.3})$$

Onde, para uma dada bacia hidrográfica e um determinado evento pluviométrico, E é a erosividade do escoamento superficial, a e b são coeficientes de ajuste adimensionais; Q é o volume de escoamento superficial do evento (m^3) e q_p é a vazão de pico do evento (m^3s^{-1}) (Srinivasan & Arnold 1994).

Embora na concepção original da equação os valores de a e b propostos sejam, respectivamente, 11,8 e 0,56, sua determinação deve ser feita localmente, a partir de coeficientes de regressão obtidos com emprego de dados hidrossedimentológicos (Williams 1975). Por sua vez, os valores de Q e q_p são estimados por meio de modelos chuva-vazão, baseados no volume de precipitação do evento (P), na curva-número da bacia hidrográfica (CN – deflúvio total) e na área da bacia (A) (Silva *et al.* 2011).

Ao contrário dos dados de erosividade da chuva, valores da erosividade do escoamento superficial praticamente não são encontrados na literatura, provavelmente pela grande dificuldade inerente à obtenção dos parâmetros necessários para sua determinação. Nesse contexto, em um dos raros trabalhos sobre o tema realizados no Brasil, embora não apresentem os valores absolutos de erosividade, Santos *et al.* (2014) determinaram os coeficientes de ajuste para três tipos de cobertura vegetal: caatinga nativa ($a = 36,80$ e $b = 0,55$), caatinga raleada ($a = 90,18$ e $b = 0,53$) e capim ($a = 48,57$ e $b = 0,43$).

3.1.3-Erodibilidade

A erodibilidade é uma propriedade complexa que tem sido abordada por diversas áreas do conhecimento, fato este que motivou a proposição de diversos métodos para sua determinação, os quais dependem do enfoque das pesquisas e dos equipamentos disponíveis para realização dos ensaios laboratoriais e de campo (Bastos 1999).

Em uma das raras revisões sobre o tema, Bryan (1968) afirmou que a estabilidade dos agregados é uma das propriedades que mais reflete o índice de erodibilidade do solo, muito embora tenha ressaltado que tal parâmetro jamais deve ser interpretado de maneira isolada.

A estabilidade dos agregados é condicionada por diversos fatores, dentre os quais se destacam as características texturais e composicionais do solo. De igual maneira, condições externas como o clima, idade do solo, ações bióticas, particularidades de manejo, uso e ocupação do solo também podem exercer influência sobre este parâmetro (Le Bissonnais 1996).

A formação de agregados ocorre a partir da união entre areia, silte e argila, e sua estabilização por compostos orgânicos e inorgânicos (Amézketa 1999). Com efeito, os modelos de agregação em geral propõem três níveis de agregados: agregados argila ($< 2 \mu\text{m}$), microagregados ($< 250 \mu\text{m}$) e macroagregados ($> 250 \mu\text{m}$), de forma que a completa caracterização da estrutura do solo requer a determinação da estabilidade dos macroagregados e microagregados (Amézketa *et al.* 2003).

De acordo com Le Bissonnais (1996), desde a década de 1930, dezenas de métodos têm sido empregados para medir a estabilidade dos agregados do solo, por exemplo o peneiramento a seco, peneiramento a úmido, simuladores de chuva, análises de dispersão ultrassônica e ensaios de imersão.

O método de peneiramento a úmido proposto por Le Bissonnais (1996) apresenta relevantes vantagens para a determinação da estabilidade dos macroagregados pois, além de exigir aparato analítico simples, possibilita a avaliação do comportamento do solo sob diferentes condições de umedecimento e energia (umedecimento rápido, umedecimento lento e agitação após pré-umedecimento). Tais vantagens

provavelmente justificam os motivos desta metodologia ter sido utilizada como o principal embasamento para a elaboração da norma internacional de medição da estabilidade de agregados do solo submetidos à ação da água - ISO 10930:2012 (ISO 2012).

No Brasil, a maior parte dos estudos envolvendo estabilidade de agregados utilizaram os métodos de Yoder (1936), Kemper & Roseneau (1986) e suas variações, os quais empregam apenas uma condição de saturação e energia durante a execução dos ensaios. Um exemplo deste tipo de aplicação é o estudo elaborado por Bacellar *et al.* (2005), que encontraram valores de diâmetro médio ponderado (DMP) entre 0,33 mm e 0,70 mm para saprolitos de gnaiss, enquanto os níveis superficiais do solo exibiram agregados mais estáveis, com valores de DMP > 2,08 mm.

Em relação à mensuração da estabilidade dos microagregados, Amézketa *et al.* (2003) atesta que um método eficaz é determinar a distribuição das partículas menores que 250 µm a partir de difração de raios *laser*. Muggler *et al.* (1997) aplicaram esta técnica em alguns latossolos do Brasil e concluíram que a agregação reduz com o aumento da profundidade e é mais condicionada pelo teor de matéria orgânica do que pela concentração de sesquióxidos.

Segundo Morgan (2005), o parâmetro K da Equação Universal de Perda de Solo representa uma tentativa de estabelecer um método universal para a determinação da erodibilidade do solo, a partir da medição de perda de solo por unidade de EI_{30} (Seção 3.1.1) em parcelas de solo descoberto com 22 metros de comprimento e 5° de inclinação. Embora esta proposta experimental apresente boa aplicabilidade para estudos desenvolvidos em áreas agrícolas, muitas vezes pode ser inviável em pesquisas realizadas em regiões remotas ou com infraestrutura de acessibilidade precária, uma vez que depende da construção do campo experimental e da aferição periódica da perda de solo durante ou logo após eventos de precipitação.

Com o intuito de facilitar a determinação dos valores de K, Wischmeier *et al.* (1971) propuseram nomógrafos baseados na granulometria, teor de matéria orgânica, estrutura e permeabilidade do solo. Embora Morgan (2005) tenha afirmado que este método não apresentou resultados satisfatórios em solos que diferem consideravelmente dos solos norte americanos, Godoi *et al.* (2021) aplicaram recentemente esta técnica e encontraram resultados promissores ao desenvolver um mapa de erodibilidade para o Brasil, os quais indicam que os solos mais erodíveis do país estão na região amazônica.

Por fim, simuladores de chuva e de escoamento superficial também têm sido empregados em estudos sobre erosão e erodibilidade dos solos (*e.g.* Viana & Galvão 2003, Wang *et al.* 2014), muito embora, demandem equipamentos cuja construção, instalação e calibração são relativamente complexas.

3.2- PROCESSOS DE EROSÃO DO SOLO

3.2.1- Erosão por salpicamento

De acordo com Guerra (2020), a erosão por salpicamento representa o estágio inicial do processo de erosão do solo, pois deriva exclusivamente da ação direta do choque das gotas de chuva

sobre a superfície. Este processo é responsável não somente pelo destacamento e redução granulométrica dos agregados do solo, mas também pelo lançamento de pequenos fragmentos a distâncias que podem chegar a 5 metros do ponto de impacto (Fernández-Raga *et al.* 2017).

Farres (1978) afirma que a redução da granulometria dos agregados do solo provocada pelo impacto das gotas de chuva, favorece o preenchimento dos poros existentes nas camadas mais superficiais da pedosfera e, conseqüentemente, induz o desenvolvimento de crostas pouco permeáveis, as quais aumentam a resistência dos solos frente ao salpicamento. Neste contexto, De Ploey (1981) identificou que os solos mais erodíveis são os mais propensos ao desenvolvimento de crostas, uma vez que seus agregados são facilmente cominuídos pelo impacto das gotas de chuva. Estes solos, normalmente são empobrecidos em matéria orgânica e apresentam altas concentrações de silte e argila, características estas que reduzem significativamente a estabilidade dos macroagregados, conforme atestado por Amézketa (1999).

Embora diversas tentativas tenham sido feitas para mensurar a erosão por salpicamento, Fernández-Raga *et al.* (2017) alertam que a inexistência de um método padronizado dificulta a comparação entre resultados obtidos por experimentos diferentes. Os mesmos autores informam que os ensaios realizados em laboratório podem ser convenientes, mas dependem de simuladores construídos pelos próprios pesquisadores, os quais dificilmente representam as condições reais de campo. Por outro lado, as medições feitas em campo, embora consigam reproduzir as condições ambientais da área de estudo, frequentemente provocam perturbações na estrutura original do solo, durante a instalação dos aparatos utilizados para a aferição, o que pode reduzir drasticamente a confiabilidade dos resultados.

3.2.2-Erosão hídrica por fluxo superficial

Fluxo superficial é o movimento descendente da água sobre a superfície em direção a um corpo d'água (Dimitriou 2011).

De acordo com Liu *et al.* (2004), o fluxo superficial é um aspecto fundamental no ciclo da água e pode ser gerado sob dois mecanismos diferentes. O primeiro deles ocorre quando a intensidade de chuva ultrapassa a capacidade de infiltração do solo, dando origem à movimentação superficial descendente de água em direção a uma rede de drenagem. O segundo mecanismo ocorre quando a saturação do solo ultrapassa seu nível máximo, em função da elevação do nível de água subterrânea até a superfície ou pela presença de fluxos subsuperficiais rasos, impedindo assim a infiltração (Beven 2001).

Diversos fatores influenciam a formação de fluxos superficiais. Por exemplo, Dimitriou (2011) aponta que as condições locais do aquífero e o déficit de armazenamento do solo exercem um papel importante nas condições de saturação. Nesse sentido, um aquífero com sistemas de fraturas bem desenvolvido e boa conectividade com a zona não saturada pode manter os fluxos subsuperficiais por longos períodos, facilitando a saturação do solo e, conseqüentemente, a geração de fluxos superficiais.

Com relação à influência da granulometria dos solos na erosão por fluxos superficiais, Savat (1982) concluiu em análise empírica que, para partículas maiores que 0,2 mm de diâmetro, a velocidade crítica de cisalhamento aumenta com o aumento da granulometria. Por outro lado, para partículas menores que 0,2 mm de diâmetro, a velocidade crítica aumenta com a redução da granulometria (Fig. 3.1). Isso confirma a constatação de Richter & Negendank (1977) e sugere que quanto mais finas as partículas do solo, menos efetivos são os processos erosivos, em função da coesão dos minerais de argila, a menos que eles tenham sido previamente destacados da massa de solo.

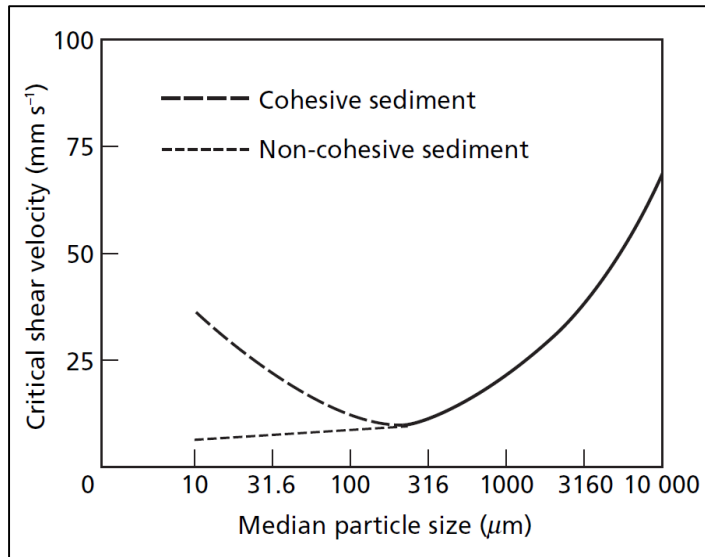


Figura 3.1- Relação entre tamanho médio das partículas e velocidade crítica de desprendimento do solo por fluxo superficial turbulento (modificado de Savat 1982).

A equação de Manning indica que o potencial erosivo de um canal é proporcional à velocidade do fluxo superficial (v), que depende do raio hidráulico (r), da rugosidade da superfície (n) e da declividade (s) (Eq. 3.4).

$$v = (r^{2/3} s^{1/2})/n \quad (\text{Eq. 3.4})$$

Assim, de maneira geral, quanto maior a declividade de um canal e sua profundidade, maior o seu potencial erosivo. Entretanto, canais com declividades e profundidades semelhantes podem apresentar diferentes potenciais erosivos em função do grau de rugosidade de seu leito.

A vegetação exerce fundamental influência na redução da energia dos fluxos superficiais, pois além de atuar como um anteparo natural que reduz a velocidade do escoamento, pode criar caminhos preferenciais para a infiltração por meio de suas raízes, reduzindo assim o volume de água em superfície (Guerra 2020). Por outro lado, em regiões de solo descoberto, a energia do impacto das gotas de chuva pode levar ao rearranjo superficial das partículas do solo, criando uma camada com capacidade de infiltração reduzida que induz a deflagração de fluxos erosivos (Seção 3.2.1).

3.2.3-Erosão hídrica por fluxo subterrâneo

De acordo com Bernatek-Jakiel & Poesen (2018), apesar da grande importância dos fluxos subterrâneos na erosão do solo, nas últimas décadas, a grande maioria das pesquisas sobre o tema focaram principalmente em observações sobre os fluxos superficiais causados pela chuva. Os mesmos autores ressaltam que a erosão subsuperficial não é considerada em nenhum modelo de erosão hídrica, apesar de sua ampla ocorrência no planeta.

Dunne (1990) e Bryan & Jones (1997) afirmam que existem dois tipos de erosão subsuperficial além da dissolução, a qual normalmente é abordada no grupo da erosão química. O primeiro tipo é comum em materiais com baixa coesão e ocorre quando o fluxo de água subterrâneo em um meio poroso produz força de arrasto suficiente para carrear as partículas de solo, podendo gerar rede de condutos. O segundo processo ocorre especificamente em função da tensão de cisalhamento exercida pela água corrente e normalmente afeta materiais coesos, envolvendo a expansão progressiva de um macroporo ou conduto pré-existente, como buracos feitos por animais, canais de raízes, juntas de alívio ou de ressecamento.

Na literatura internacional, conforme mencionado por Dune (1990) e na revisão apresentada por Bernatek-Jakiel & Poesen (2018), diversas são as terminologias utilizadas para definir a erosão subsuperficial, o que confunde os leitores. Por esse motivo, Dune (*op. cit.*) propõe apenas o uso dos termos *seepage erosion* e *tunnel scour*. O mesmo autor acrescenta que os termos *pipe formation* e *tunnel erosion* devem ser utilizados apenas no sentido morfogênico ao invés de especificarem um processo. Entretanto, à luz da dificuldade prática de terminologias e principalmente de sua tradução, o termo *piping* segue sendo amplamente utilizado para definir o processo de formação de vazios lineares (tubos) em solos ou sedimentos pouco consolidados, inclusive na literatura brasileira (Augustin & Aranha 2006b, Guerra *et al.* 2014, Rubira *et al.* 2016).

A influência da erosão por fluxo subterrâneo na evolução de feições erosivas superficiais tem sido reportada por diversos autores. Torri *et al.* (2013) perceberam que o colapso do teto de formas erosivas subsuperficiais favorece o direcionamento dos fluxos superficiais e, conseqüentemente, induz a formação e desenvolvimento de ravinas e voçorocas. Constatação semelhante é apresentada por Poesen *et al.* (1996) que reconheceram que a formação de voçorocas pode estar relacionada à infiltração de água superficial por macroporos ou fraturas no solo, onde podem se instalar intensos processos erosivos subsuperficiais que, ao se colapsarem, dão origem a formas erosivas em superfície (Fig. 3.2).

Berry & Ruxton (1960), investigaram o desenvolvimento de voçorocas em Hong Kong e constataram que a maioria da água que circula na encosta flui por subsuperfície em condutos subterrâneos naturais que são expostos pelo adelgaçamento causado no solo pela erosão superficial durante chuvas intensas. Em contexto semelhante, Crouch (1976) acrescenta que as voçorocas formadas por erosão subsuperficial derivam de fluxos com altos gradientes hidráulicos escoando em solos com

alta capacidade de infiltração e baixa permeabilidade, de forma que a água não consegue se mover facilmente pela matriz.

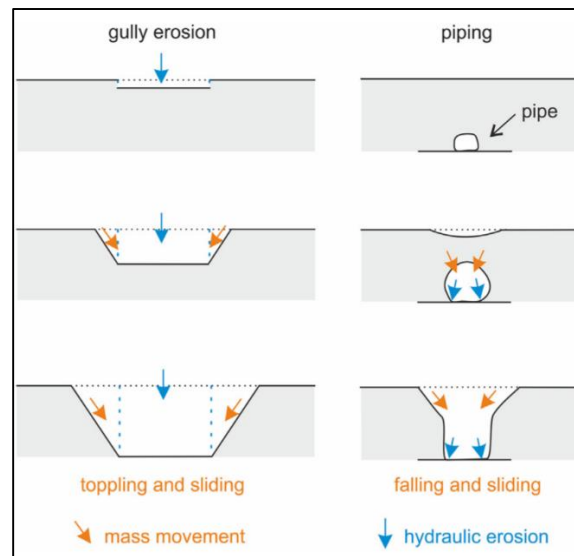


Figura 3.2- Esboço do mecanismo de formação de voçorocas por erosão superficial (esquerda) e por erosão subsuperficial (direita) (Bernatek-Jakiel & Poesen 2018).

3.2.4-Erosão por movimentos gravitacionais de massa

À luz do conceito de erosão apontado por autores como Zachar (1982), Morgan (2005) e Merritt *et al.* 2003, os movimentos gravitacionais de massa devem ser considerados mecanismos erosivos, pois provocam a remoção e transporte de partículas do solo.

De fato, diversos autores ressaltaram a importância dos movimentos de massa na erosão do solo. Conforme constatado por Montgomery & Dietrich (1988), a erosão em canais é frequentemente iniciada por deslizamentos planares rasos, que provocam a remoção das camadas superficiais do solo e da vegetação, expondo os níveis subsuperficiais que, em geral, são mais vulneráveis aos processos erosivos.

Oostwoud Wijdenes *et al.* (2000) e Bacellar *et al.* (2005) afirmam que a evolução das voçorocas está diretamente relacionada à ocorrência de deslizamentos nas bordas dessas feições, cuja deflagração é condicionada pela alta declividade das escarpas laterais e pelo desconfinamento muitas vezes causado pelo efeito cachoeira ou *plunge-pool effect* (Fig. 3.3). Nessa perspectiva, Dietrich & Dune (1993) e Montgomery (1994, 1999) acrescentam que, em associação às características geométricas das bordas das voçorocas, os deslizamentos também são favorecidos pelo aumento da poropressão causado pela saturação do solo, especialmente quando estas feições atingem o nível freático ou durante as estações chuvosas.

Existem diversas propostas de classificação dos movimentos de massa (*e.g.* Varnes 1978, Hutchinson 1988, Cruden & Varnes 1996). Apesar da grande abrangência das classificações internacionais, nota-se que elas abordam processos que são incomuns no território brasileiro. Assim, com o intuito de contornar este problema, Augusto Filho (1992) propôs uma classificação baseada nos

movimentos gravitacionais de massa mais comuns no território brasileiro, os quais envolvem os deslizamentos, rastejos, quedas, tombamentos e corridas.

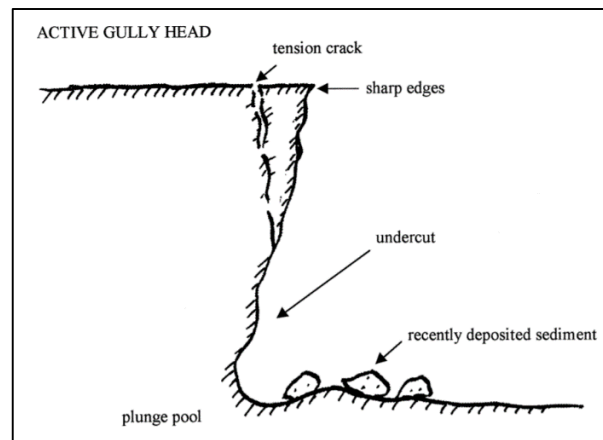


Figura 3.3- Esboço exemplificando o surgimento de trincas de tração verticalizadas em função da erosão da base da escarpa pelo efeito cachoeira ou *plunge-pool effect* (Oostwoud Wijdenes *et al.* 2000).

De acordo com Gerscovich (2016), os deslizamentos são movimentos rápidos, derivados da deformação cisalhante que pode ocorrer ao longo de uma ou mais superfícies e são subdivididos em translacionais, rotacionais e cunha. Os deslizamentos translacionais se caracterizam pelo deslocamento em superfície plana e normalmente se desenvolvem em solos pouco espessos ou ao longo de planos de fraqueza presentes em maciços rochosos, enquanto os deslizamentos rotacionais se deslocam segundo superfície côncava e em geral estão associados a solos espessos e homogêneos ou a maciços rochosos intensamente fraturados. Os deslizamentos em cunha são menos comuns e normalmente derivam da interseção de duas ou mais superfícies de cisalhamento planas existentes em maciços rochosos ou solos saprolíticos.

Guidicini & Nieble (1976) caracterizaram o rastejo como um movimento lento, em geral atuante por longo período de tempo, de geometria indefinida e influenciado por tensões constantes. Normalmente esse tipo de movimento é superficial e apresenta redução da velocidade de movimentação com o aumento da profundidade.

As quedas são definidas como movimentos rápidos que podem ocorrer em escarpas formadas por solo ou rocha. São caracterizadas pelo desprendimento de material sob pouco ou nenhum deslocamento cisalhante, o qual se desloca por queda livre, rolamento ou saltação (Cruden & Varnes, 1996). No tombamento, ocorre a rotação de um bloco desprendido do maciço para fora da escarpa (Hutchinson 1988).

Takahashi (2007) descreve as corridas ou fluxos como o escoamento de solo e detritos sob a forma de um líquido viscoso, em função da saturação acima do limite de liquidez ou por redução da capacidade de sucção. Este tipo de movimento de massa apresenta grande potencial de dano pois, tem a capacidade de transportar alto volume de blocos e matações por vários quilômetros e sob grandes velocidades.

3.3- FORMAS DE EROÇÃO DO SOLO

3.3.1-Erosão laminar

De acordo com Zachar (1982), a erosão laminar consiste na remoção teoricamente uniforme das camadas mais rasas do solo por ação do impacto das gotas de chuva e do fluxo superficial de água não concentrado. O mesmo autor assume que, na prática, o escoamento em superfície raramente ocorre de forma laminar uniforme, mas sim sob a forma de uma massa de fluxos entrelaçados.

Smith & Wischmeier (1957) afirmam que o destacamento das partículas de solo pelo impacto das gotas de chuva é provavelmente o único processo pelo qual uma camada superficial e uniforme de solo é removida. Assim, quando o escoamento em superfície apresenta energia suficiente para transportar as frações desprendidas da massa de solo, então, logo é atingida a magnitude necessária para provocar erosão em sulcos.

Conforme constatações apresentadas por Guerra & Botelho (1996), para que a erosão laminar ocorra, é necessário que a região apresente declividade superior a 2° e seja coberta por pouca ou nenhuma vegetação. Adicionalmente, as chuvas precisam ser prolongadas o suficiente para superar o limite de saturação do solo. Segundo os mesmos autores, a interação entre escoamento e o salpicamento pode aumentar ainda mais a erosão laminar, pois causa turbulência do fluxo de água, fazendo com que o escoamento comece a se concentrar ao longo de determinados caminhos preferenciais, que poderão originar erosão em canais.

Como a erosão laminar, em geral, ocorre de maneira gradual, sua identificação nem sempre é uma tarefa fácil. Assim, Bacellar (2000) informa que esta forma erosiva normalmente é identificada pelos seguintes indícios:

- Exposição de raízes na superfície do terreno; remoção dos horizontes orgânicos superficiais do solo;
- Sobreposição desses horizontes por colúvios provenientes de erosão remontante;
- Áreas com déficit ou ausência de vegetação, devido à remoção dos horizontes superficiais e mais férteis do solo;
- Assoreamento recente de canais de drenagem.

3.3.2-Erosão em canais

A erosão em canais se manifesta sob a forma de sulcos, ravinas e voçorocas, feições estas que motivaram a elaboração de diversas propostas para sua diferenciação. Entretanto, a comunidade científica não é unânime acerca dos parâmetros a serem adotados para classificação e diferenciação destas feições, muito embora seja consensual que os sulcos, ravinas e voçorocas sejam a respectiva expressão de intensidades e dimensões crescentes dos processos erosivos atuantes (Castillo & Gómez 2016).

Sulcos e ravinas

Os sulcos são definidos na literatura estrangeira pelo termo *rills* e se manifestam sob a forma de incisões lineares em superfícies inclinadas, orientadas segundo a direção de máximo declive da encosta (Hutchinson & Pritchard 1976). Essas feições tendem a se desenvolver apenas nos períodos chuvosos e atingem profundidades centimétricas, sendo preenchidas pelo próprio material erodido nos períodos mais secos (Poesen *et al.* 2003). Nessa perspectiva, Bacellar (2000) afirma que, muitas vezes, é impossível dissociar a erosão em sulcos da erosão laminar, já que durante sucessivas estações chuvosas, os sulcos tendem a migrar de posição, causando o rebaixamento uniforme de toda a encosta.

As ravinas são feições lineares denotadas internacionalmente sob o termo *ephemeral gullies*, denominação esta que, segundo Vandaele *et al.* (1996), está relacionada ao fato das ravinas terem sido, em grande parte, estudadas com foco em agricultura, onde essas formas erosivas são comumente removidas por mecanismos de aragem do solo sendo, portanto, efêmeras. Nachtergaele *et al.* (2002) acrescentam que, após obliteradas, as ravinas normalmente tendem a se desenvolver novamente no mesmo local e evoluem a partir da ação de sucessivos processos de incisão, enquanto os processos de erosão e migração de suas bordas são menos significantes do que nas voçorocas.

Para Foster (1986), existem dois argumentos principais na distinção entre sulcos e ravinas. O primeiro deles está relacionado ao fato de que nos sulcos há maior influência de fluxos de água que escoam uniformemente na encosta, apesar de existirem alguns pontos concentrados. Em contraste, as ravinas são claramente causadas por fluxos canalizados e, ao contrário dos sulcos, que normalmente ocorrem de maneira generalizada em uma superfície inclinada, as ravinas se concentram apenas em algumas áreas específicas. O segundo argumento se refere ao fato das ravinas normalmente se desenvolverem novamente na mesma posição após serem obliteradas, enquanto a posição dos sulcos varia com o tempo, uma vez que essas feições são extremamente influenciadas pela microtopografia.

Nachtergaele *et al.* (2002) adicionam que sulcos e ravinas também se diferem no que diz respeito à contribuição para o padrão de drenagem de uma bacia hidrográfica. Para estes autores, os sulcos redistribuem o material erodido localmente, enquanto as ravinas influenciam diretamente o aumento da carga de sedimentos em suspensão durante eventos chuvosos. Em outras palavras, as ravinas não atuam apenas como fonte sedimentar, mas também estabelecem caminhos eficientes para o transporte desses materiais até a rede de drenagem.

Voçorocas

Conforme afirmado por Dotterweich *et al.* (2012), as voçorocas têm sido reconhecidas ao longo da história como o principal processo de degradação da superfície e, em diversas situações, estão diretamente ligadas ao uso insustentável do território.

Apesar de serem conhecidas sob diversas terminologias diferentes, como *gully* nos países de língua inglesa, *cárcava* na Espanha, *ravine* na França, *lavaka* em Madagascar, *wadi* na Arábia, *donga*

na África do Sul, *barranco* na Argentina e voçorocas ou boçorocas no Brasil, Castillo & Gómez (2016) elucidam que a etimologia dos termos, em todos os casos, está ligada ao sentido de escavação.

Em revisão elaborada sobre o tema, Castillo & Gómez (*op. cit.*) concluem que os critérios utilizados para caracterizar as voçorocas têm sido diversos e envolvem fatores morfológicos e topográficos; condições hidrológicas; possibilidade de execução de práticas agrícolas e instabilidade de encostas. Nesse contexto, estes autores ressaltam que essa heterogeneidade de parâmetros e definições, na verdade, reflete a complexidade da busca pelo entendimento das voçorocas e também o ainda relativamente limitado conhecimento sobre o tema.

No Brasil, alguns autores conceituam as voçorocas como incisões erosivas que atingem o nível d'água em subsuperfície (*e.g.* DAEE/IPT 1989, Melo *et al.* 2005, Cavaguti 1994, Canil *et al.* 1995). Porém, provavelmente por não apresentar sustentação global do parâmetro, este critério não tem sido adotado na literatura internacional como forma de definir estas feições, embora a erosão subsuperficial seja frequentemente apontada como um fator influente na evolução das voçorocas (Bernatek-Jakiel & Poesen 2018). Um dos motivos que evidenciam a restrição da proposta de caracterização de voçorocas apresentada inicialmente por DAEE/IPT (1989) é a ampla ocorrência destas feições erosivas sob as mais diversas condições climáticas e hidrogeológicas, inclusive em regiões semiáridas, nas quais, muitas vezes, o nível de água subterrânea está sempre abaixo do manto de intemperismo e, portanto, não é atingido pelos processos de erosão do solo (Castillo & Gómez 2016). Neste contexto, Oliveira (2020) acrescenta que, denominar de ravina uma feição erosiva com dezenas de metros de profundidade, apenas pelo fato de não haver afloramento das águas subsuperficiais é, no mínimo, contraditório à etimologia da palavra voçoroca.

Fullen & Catt (2004) reconhecem que a diferenciação entre ravinas e voçorocas é polêmica e afirmam que as ravinas tendem a erodir apenas o horizonte A, enquanto as voçorocas atingem facilmente os horizontes B, C e até mesmo chegar na rocha matriz. Todavia, essa definição é controversa, pois a espessura e erodibilidade dos solos variam consideravelmente e, adicionalmente, nem todo perfil pedogenético é constituído pelos horizontes A, B e C.

As voçorocas têm sido frequentemente caracterizadas na literatura internacional como feições erosivas impossíveis de serem transpostas e obliteradas por equipamentos agrícolas (*e.g.* Hutchinson & Pritchard 1976, Hudson 1995). Porém, como esta classificação é, de certa forma, ambígua, muitos autores optam por complementá-la com critérios dimensionais. Nesse sentido, Brice (1966) considera as voçorocas como formas erosivas com largura mínima de 0,3 m e profundidade maior que 0,6 m. Hauge (1977), por sua vez, preconizou que as voçorocas podem ser caracterizadas como tal quando apresentam seção transversal com área maior que 1 pé² (929 cm²). Porém, atualmente, o critério mais adotado pela literatura internacional, o qual também será utilizado neste trabalho, caracteriza as voçorocas como incisões erosivas no solo, provocadas pela ação da água, cuja profundidade mínima é de aproximadamente 0,5 m (Imeson & Kwaad 1980, Thwaites *et al.* 2021).

3.4- CONDICIONANTES DA EROSÃO

3.4.1-Topografia

Patton & Schumm (1975) foram os primeiros a desenvolver o conceito de limiar topográfico relacionado à incisão de ravinas e voçorocas. O conceito é baseado no fato de que em um ambiente com condições climáticas e de uso e ocupação constantes, existe para um dado gradiente de inclinação da encosta (S) uma drenagem crítica (A) necessária para produzir escoamento suficiente para causar a deflagração de erosão em canais. Quanto mais inclinada for a encosta, menor a área de contribuição necessária para gerar fluxos erosivos e vice-versa (Fig. 3.4).

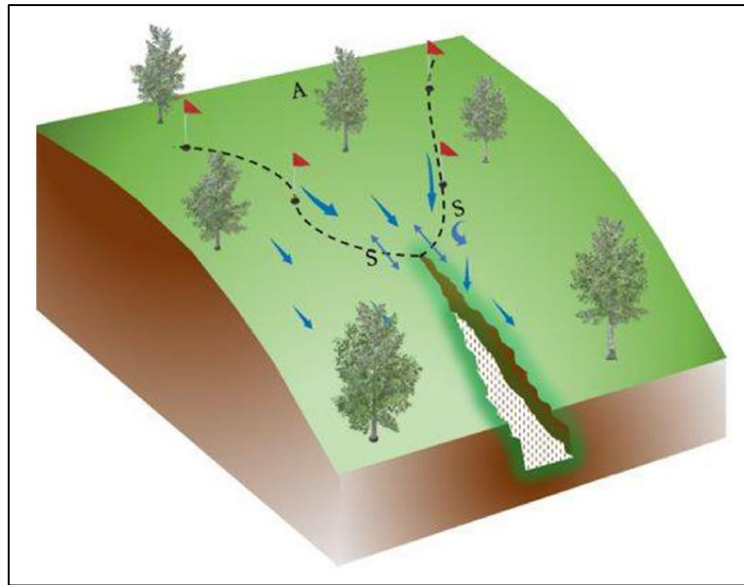


Figura 3.4- Representação esquemática dos parâmetros de obtenção dos valores de S e A em campo (Yibeltal *et al.* 2019).

Begin & Schumm (1979) preconizam que, nas análises das relações entre S e A, as retas obtidas por regressão linear representam, de maneira geral, o limiar de deflagração das voçorocas em uma determinada área. Assim, a área abaixo da reta indica as condições nas quais as encostas e vales estão estáveis e, conseqüentemente, a área acima da reta representa as características necessárias para o desenvolvimento de incisões (Fig. 3.5).

Torri & Poesen (2014) analisaram 63 relações entre S e A ao redor do mundo e concluíram que há estreita relação entre o uso e ocupação e o limiar topográfico relacionado à deflagração de voçorocas. Estes autores afirmam que a áreas de agricultura apresentam os menores limiares topográficos, seguidas pelas regiões onde são desenvolvidas atividades pecuárias e, por último, as florestas.

Apesar da declividade ser um fator relevante no condicionamento dos processos de erosão do solo, uma vez que, em conjunto com outros fatores, determina a velocidade de escoamento do fluxo superficial de água (Meyer & Martínez-Casasnovas 1999), vários pesquisadores indicam que parece haver um limiar superior a partir do qual a erosão diminui (Luk 1979, Poesen 1984, Guerra 1991, Morgan 2005). Desse modo, Poesen & Govers (1986) demonstraram que à medida em que a declividade

aumenta, a erosão pode diminuir devido à redução do processo de selagem do solo e consequente aumento da infiltração. Estes autores atribuíram um limiar de 10° acima do qual os processos de selagem diminuem, o que confirma as observações de Evans (1980), que indica que as voçorocas são mais comuns em encostas com baixas declividades, variando entre 5 e 10%.

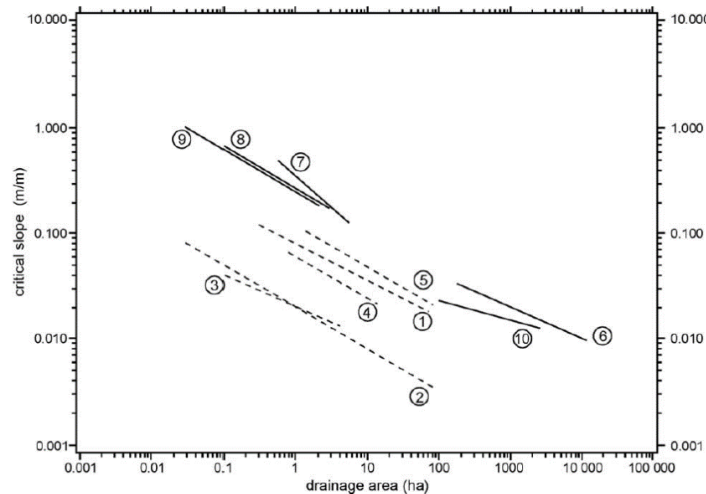


Figura 3.5- Relação entre declividade crítica (S) e área de contribuição de drenagem (A) para o desenvolvimento de voçorocas. (Poesen *et al.* 2003). 1 e 2-Bélgica Central; 3-Portugal; 4-França; 5-Reino Unido; 6, 7, 8 e 9-Estados Unidos; 10-Austrália.

Seguindo essa condição, observa-se que, de fato, as voçorocas parecem se desenvolver predominantemente em declividades inferiores a 20%, conforme constatado por Meyer *et al.* (1975), que concluíram que a erosão causada por fluxo concentrado de água chega a ser 20 vezes maior em declividades de 2% a 20% do que em outras faixas de declividade. Essa constatação se assemelha aos resultados obtidos por IPT (1986), que detectou que as voçorocas existentes na bacia do Rio do Peixe/SP se desenvolveram em declividades superiores a 15%, porém são ausentes em altas declividades.

Em estudo desenvolvido na Bacia do Rio Grande, sudeste do Brasil, Moreira (1992) notou que 68% das voçorocas da região ocorrem em encostas com declividades entre 9 e 20%, 19% em encostas com declividades acima de 20% e somente 13% em declividades inferiores a 9%. Comprovação semelhante foi apresentada por Bacellar (2000), que notou que as voçorocas existentes na bacia do Rio Maracujá, Minas Gerais, somente se propagam em vertentes que circunscrevem os divisores de drenagem amplos com declividades inferiores a 15%.

A maior parte dos estudos acerca da relação entre voçorocas e topografia aborda as condições necessárias para sua iniciação. Entretanto, Poesen *et al.* (2002) analisaram também as condições associadas ao limite de abrangência dessa feição, ou seja, onde as voçorocas terminam. Esses autores apontaram que, normalmente, as voçorocas terminam quando a capacidade erosiva dos fluxos é reduzida, principalmente em áreas com declividades menores que 4%, próximo a divisores de água ou onde há aumento considerável da resistência do solo.

3.4.2-Rochas e solos

Os estudos que ressaltam a influência dos solos e das rochas na formação de voçorocas apontam que essa feição erosiva pode se desenvolver nos mais diversos tipos pedológicos e litológicos (Poesen *et al.* 2003).

Castillo & Gómez (2016) afirmam que as rochas sedimentares constituem o principal tipo litológico associado ao desenvolvimento de voçorocas em todo mundo, figurando em cerca de 68% dos estudos publicados sobre o tema. Para estes autores, esse protagonismo se justifica pela relativa abundância desse grupo de rochas no planeta e pelo fato delas geralmente originarem solos com baixa coesão e com características geoquímicas favoráveis à erosão, como altos valores de pH e altas concentrações de sódio.

As voçorocas também são frequentes no domínio de rochas ígneas e metamórficas. Ireland *et al.* (1939) foram um dos primeiros pesquisadores a ressaltar a importância da resistência do horizonte B dos solos derivados de rochas graníticas e sua relação com os aspectos geológicos no controle da profundidade e da forma das voçorocas. Estes pesquisadores enfatizaram que nestes solos, o processo de caolinitização pode ser rápido, tornando o horizonte C pouco resistente à erosão.

Parzanese (1991), Santos *et al.* (2002) e Morais *et al.* (2004) e Bacellar (2000), em trabalhos realizados no Quadrilátero Ferrífero, reconheceram que os horizontes superficiais de solos derivados de granitos e gnaisses apresentam baixo grau de erodibilidade quando comparados aos saprolitos. Dessa forma, as voçorocas existentes nessa região provavelmente se intensificaram quando os processos erosivos alcançaram o horizonte C do solo. Constatação análoga foi apontada por Prandini *et al.* (1990), em avaliação feita nas voçorocas da região de Casa Branca/SP, as quais se desenvolveram em latossolos derivados da alteração de arenitos feldspáticos com intercalações de pelitos.

Com relação à granulometria e textura dos solos, em estudos realizados no estado de São Paulo, Setzer (1949), Christofolletti (1968), Vieira (1978) e IPT (1986) verificaram que os solos de textura arenosa apresentam maior suscetibilidade ao desenvolvimento de ravinas e voçorocas que os demais, o que contrasta com a constatação de Richter & Negendank (1977) e de Evans (1980), que afirmam que solos siltosos são geralmente os mais erodíveis.

Em solos silto-argilosos da Bélgica, Nachtergaele (2001) verificou que a tensão de cisalhamento hidráulico pode variar entre 3,3 e 32,2 Pa, enquanto em solos areno-pedregosos da região do Alentejo, em Portugal, as tensões necessárias para provocar o arraste de partículas são maiores e variam entre 16,8-74,4 Pa. Tais conclusões se aproximam das revelações publicadas por Poesen *et al.* (1999), que afirmam que a existência de fragmentos de rocha nos níveis superficiais do solo reduz significativamente sua suscetibilidade à erosão em canais.

A composição dos solos também exerce influência sobre os processos erosivos. Nesse sentido, Morgan (2005) afirma que solos contendo altas concentrações de minerais básicos tendem a ser mais estáveis, uma vez que estes minerais contribuem para a união dos agregados. Igualmente, o autor afirma

que a mineralogia das argilas pode contribuir ou prejudicar a estabilidade do solo. Assim, argilominerais 1:1 tendem a aumentar a resistência do solo frente à erosão, enquanto a presença de argilas 2:1 pode provocar a desintegração dos agregados na presença de água.

O efeito da matéria orgânica na estabilidade do solo é controverso, pois pode contribuir tanto para o aumento da estabilidade dos agregados em água quanto para a intensificação da dispersão das argilas (Tisdall & Oades 1982, Emerson 1983). Deste modo, a matéria orgânica parece contribuir positivamente para a estabilidade dos macroagregados (> 0,25 mm) e negativamente para a estabilidade dos microagregados do solo (< 0,25 mm) (Le Bissonnais 1996, Amézketa *et al.* 2003).

Amézketa (1999) informa que os óxidos de Fe e Al exercem importante papel para a estabilidade dos microagregados do solo, pois reduzem a expansão e a dispersão das argilas por meio de três mecanismos principais: (1) floculação das argilas; (2) ligação das argilas às moléculas orgânicas; (3) óxidos de Fe e Al podem precipitar sob a forma de gel na superfície das argilas, reduzindo sua dispersão.

3.4.3-Arcabouço estrutural

As características do arcabouço estrutural das rochas podem afetar direta ou indiretamente os processos erosivos, uma vez que influenciam a formação do manto de intemperismo, o condicionamento das anisotropias mecânicas das rochas e o regulamento dos fluxos de águas superficiais e subsuperficiais (Thomas 1994).

Segundo Lebedeva & Brantley (2017), as fraturas, foliação e bandamento constituem os principais determinantes da taxa de intemperismo e desagregação das rochas, pois além de representarem descontinuidades mecânicas, também atuam como condutos preferenciais de escoamento das águas subterrâneas, fazendo com que os processos intempéricos evoluam tanto lateralmente quanto verticalmente, atingindo grandes profundidades. Os mesmos autores acrescentam que a frente de intemperismo em rochas fraturadas, foliadas ou bandadas tende a ser maior do que em rochas isotrópicas e inversamente proporcional ao espaçamento dessas estruturas.

Neste mesmo contexto, autores como Rougerie (1966) e Bacellar (2000) constataram que, entre rochas cristalinas de composição similar, o manto de intemperismo será mais facilmente desenvolvido naquelas que apresentam bandamento do que em rochas homogêneas. Dessa forma, a variação composicional provocada pelo bandamento, por contatos litológicos ou pela presença de veios e diques é suficiente para gerar saprolitos com erodibilidades contrastantes, capazes de direcionar o recuo erosivo ou até mesmo impedir o avanço da erosão.

Além de exercerem grande influência na formação e evolução do manto de intemperismo, as fraturas remanescentes no solo também condicionam diretamente a direção de deflagração e propagação da erosão em subsuperfície, as quais podem se colapsar e dar origem a feições erosivas superficiais (Farifteh & Soeters 1999, Bernatek-Jakiel & Poesen 2018). De igual maneira, Bacellar (2000) e Campos

(2006) observaram que algumas voçorocas existentes no Complexo Metamórfico Bação, Quadrilátero Ferrífero, seguem a orientação de estruturas geológicas como falhas, fraturas e foliação.

O avanço das voçorocas instaladas em solos saprolíticos provenientes de rochas bandadas pode ocorrer também pela infiltração e percolação do fluxo de água subterrânea pelos planos de acamamento, quando esta estrutura mergulha na mesma direção da voçoroca (Wells & Andriamihaja 1993). Assim, o avanço ocorre mesmo quando a infiltração se dá na face oposta àquela onde encontra-se a feição erosiva.

3.4.4-Neotectônica

De acordo com Istanbuluoglu *et al.* (2005), o soerguimento epigenético seguido pelo rebaixamento do nível de base constitui um fator importante na deflagração e intensificação dos processos erosivos. De fato, conforme apontado por Schumm (1999), as mudanças de nível de base frequentemente formam *knickpoints* no fundo dos vales, e terraços em suas margens, os quais tendem a sofrer incisões erosivas.

Diversos autores têm apontado a influência da variação neotectônica dos níveis de base na modificação dos padrões de drenagem e deflagração de processos erosivos. Falconer (1911 *apud* Egboka *et al.* 1990) utilizou a distribuição dos terrenos elevados e das principais corredeiras existentes nos maiores rios da Nigéria para definir os eixos de soerguimento quaternário e os correlacionou com a alta incidência de deslizamentos e voçorocas no sudeste da Nigéria.

Ireland *et al.* (1939) reconhecem que as voçorocas podem ser reativadas caso o nível de base que controlou o seu desenvolvimento sofra rebaixamento. Nesse contexto, no platô chinês de Loess foram identificadas várias fases de voçorocamento, as quais estão predominantemente controladas pelos pulsos de soerguimento neotectônico da região e são controladas não apenas pela inclinação geral das encostas, mas também pela inclinação longitudinal da rede fluvial (Huang *et al.* 2012, Zhao *et al.* 2016). Conclusão similar é apresentada por Menéndez-Duarte *et al.* (2007) que analisaram 133 voçorocas no norte da Península Ibérica e apontaram o soerguimento regional como um dos principais causadores da erosão.

No Brasil, é conhecida a influência neotectônica nos padrões de relevo e de drenagem (*e.g.* Saadi & Valadão 1990, Magalhães Jr. & Saadi 1993, Mello 1997, Lana 2010). Silva (1991) detectou modificações neotectônicas dos níveis de base dentro do *rift* do rio Paraíba do Sul e correlacionou a existência de voçorocas à existência de falhamentos. De maneira similar, em pesquisa realizada na região central do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Bacellar (2000) indica que as voçorocas estão concentradas à montante dos níveis de base locais e, nesse sentido, algumas dessas feições podem ter sido deflagradas por rebaixamento no nível de base associado a movimentações neotectônicas.

3.4.5-Morfologia da encosta

A morfologia da encosta exerce ampla influência na geração de processos erosivos, uma vez que controla a direção do fluxo de água superficial e a espessura do solo (Knighton 1998, Schaetzl & Anderson 2005, Yoo *et al.* 2006).

De fato, diversas pesquisas constataram que as voçorocas são condicionadas pela forma do relevo e se desenvolvem prioritariamente em encostas côncavas, as quais concentram os fluxos de água durante as chuvas e, portanto, favorecem a atuação dos processos erosivos por erosão superficial (*e.g.* Bacellar 2005, Kakembo *et al.* 2009). Em estudo desenvolvido em Bananal, São Paulo, Oliveira (1989) analisou 106 voçorocas e constatou que, embora taludes convexos sejam predominantes na paisagem (62%), 70% das voçorocas incidiam em taludes côncavos. Percepção similar foi publicada por Meyer & Martínez-Casasnovas (1999), os quais afirmam que a formação de voçorocas no nordeste da Espanha é principalmente determinada pela forma das encostas e concluem que, considerando uma probabilidade de 99% para a ocorrência de voçorocas, as menores declividades necessárias serão em encostas côncavas (7,85°), seguidas pelas retilíneas (10,31°) e convexas (11,82°).

Por outro lado, apesar das voçorocas serem frequentemente associadas a encostas côncavas, há também registros contrários, conforme atestado por IPT (1986) e Zhao *et al.* (2016) que, após análises realizadas respectivamente na bacia do Rio do Peixe/SP e no platô chinês de Loess, afirmaram que as voçorocas dessas regiões ocorrem predominantemente em formas de relevo convexas a retilíneas, constatação semelhante às observações de Knighton (1998).

3.4.6-Clima

O clima exerce influência direta e indireta sobre os processos de erosão do solo, uma vez que, a partir dos padrões de temperatura e precipitação, controla a formação e características dos mantos de intemperismo, como taxas de infiltração, umidade do solo e estabilidade dos agregados (Li & Fang 2016). Assim, climas quentes e úmidos, tipicamente caracterizados em regiões tropicais, intensificam as reações que constituem o intemperismo químico, favorecendo assim o desenvolvimento de mantos de alteração espessos e suscetíveis à erosão (Thomas 1994).

Embora tenham sido reportadas ocorrências de voçorocas em todos os climas existentes no planeta, exceto no clima polar (Castillo & Gómez 2016), Li & Fang (2016) destacam que essas feições erosivas se desenvolvem de maneira diferente dependendo das características climáticas da região. Dessa forma, de acordo com estes autores, as voçorocas evoluem preferencialmente por fluxo superficial em áreas de clima semi-árido e semi-úmido, enquanto em regiões de clima úmido, também são influenciadas pelo escoamento subterrâneo derivado de chuvas de baixa intensidade e longa duração.

Wang *et al.* (2016) atestaram que os regimes de chuva de curta duração e alta intensidade são responsáveis por 55% a 68% da erosão do solo em Pequim, onde o clima é semi-úmido. Conclusões semelhantes foram publicadas por outros autores em pesquisas desenvolvidas em regiões semi-áridas

do Mediterrâneo e dos Estados Unidos e semi-úmidas da França e do Irã (Nunes & Seixas 2003, Quiquerez *et al.* 2008, Dorn 2015, Mohamadi & Kavian 2015).

Em estudo realizado em região de clima úmido na Escócia, Duck & McManus (1987) registraram que um único evento de chuva com intensidade máxima de 5 mm/h, mas com duração superior a 31 horas causou a erosão de 14,7 t/ha de solo. Além disso, nas regiões úmidas, os fluxos subterrâneos provocados pela saturação do solo também são importantes causadores de erosão do solo, conforme reportado por Casalí *et al.* (1999), que verificaram que chuvas de longa duração com intensidades muito baixas são suficientes para transportar as partículas mais finas e contribuir para o desenvolvimento de voçorocas.

Li & Fang (2016) informaram que há previsões que apontam o aumento do número de eventos pluviométricos de alta intensidade até o ano 2100 e que esse ciclo hidrológico vigoroso provavelmente causará a acentuação dos processos de erosão do solo nas próximas décadas. Entretanto, os mesmos autores salientam que os efeitos das chuvas nem sempre contribuem para o aumento da erosão, pois podem favorecer o crescimento de espécies vegetais que podem auxiliar na redução da energia de escoamento dos fluxos superficiais e do impacto de gotas de chuva no solo. Nesse contexto, Xu (2003) afirma que o aumento da temperatura e da concentração de CO₂ na atmosfera impacta indiretamente na redução dos processos erosivos, pois aumenta as taxas de evapotranspiração e reduz a umidade do solo, aumentando também a capacidade de infiltração e, conseqüentemente, diminuindo os fluxos superficiais. Em adição, o autor atesta que o aumento de CO₂ também contribui para o crescimento vegetativo, incrementando assim o recobrimento do solo.

Há que se considerar a influência dos paleoclimas frente aos processos erosivos, uma vez que tanto os perfis de intemperismo onde eles se instalam quanto algumas formas erosivas resultam de condições climáticas pretéritas que reinaram especialmente durante o Cenozoico. Considerando este fato, Bacellar (2000) assumiu que algumas voçorocas existentes na bacia do Rio Maracujá, localizada no Quadrilátero Ferrífero, podem ser resultado de pulsos erosivos provocados por oscilações climáticas durante o Quaternário Superior, as quais indicam um expressivo umedecimento no início do Holoceno.

Com relação ao limiar de chuvas necessário para deflagrar a erosão, Nachtergaele (2001) analisou 38 ravinas deflagradas num período de 15 anos na Bélgica central e encontrou valores críticos de 15 mm no inverno a 18 mm no verão para os eventos pluviométricos que deram origem a tais feições, atribuindo essa diferença à umidade do solo entre as estações do ano. Adicionalmente, Poesen *et al.* (2003) apontaram que, no entanto, em regiões florestais esse limiar é consideravelmente maior e pode alcançar 80 a 100 mm para um dado evento pluviométrico.

Eventos pluviométricos extremos também são importantes deflagradores de processos erosivos. Luk *et al.* (1997) reportaram a geração de voçorocas em um único evento de chuvas que atingiu cerca de 400 mm/dia e Prosser & Soufi (1998) relatam o aprofundamento de ravinas na Austrália durante episódios de chuva da ordem de 200 mm/dia.

3.4.7-Ação antropogênica

Inúmeras pesquisas atestam que a ação antrópica é um importante fator controlador do voçorocamento (e.g. Guerra & Botelho 1996, Bacellar 2000, Webb & Hereford 2001). Poesen *et al.* (2003) acrescentam que nos últimos 1500 anos a geração de voçorocas se deve a uma combinação entre chuvas intensas e as intervenções humanas no território.

Dentre as diversas intervenções humanas, as atividades agropecuárias figuram na literatura como uma das principais causas de deflagração de voçorocas, em função das perturbações que causam no solo, como remoção da cobertura vegetal, pisoteio de gado e execução de processos de revolvimento do solo para plantio (Faulkner 1995, Nachtergaele 2001). Considerando essa linha de análise, Downes (1946) notou que o pisoteio por gado e a remoção da cobertura vegetal causa a formação de crostas na superfície do solo, as quais favorecem o aumento da velocidade de escoamento dos fluxos superficiais. Esse fluxo eventualmente se infiltra por pequenas cavidades, fraturas ou macroporos e, ao atingir o topo do horizonte B, se move ao longo dessa camada como um fluxo de subsuperfície causando a dispersão das argilas e, conseqüentemente, a erosão subsuperficial. O processo então prossegue até que chuvas intensas provocam o alargamento excessivo dos dutos subterrâneos, causando seu afloramento em superfície.

As ações antropogênicas também podem afetar a tensão de cisalhamento crítica dos fluxos superficiais. Franti *et al.* (1999) reportaram que as tensões necessárias para erodir uma área sem interferência humana são cerca de duas vezes maiores que aquelas suficientes para erodir uma área de solo revolvido por aragem. Em contexto semelhante, Laflen & Beasley (1960) confirmam que a compactação natural do solo e a existência de raízes vegetais vivas aumentam as condições críticas de fluxo necessárias para a deflagração de erosão em canais.

Vários estudos também relacionam a intensificação dos processos erosivos a partir de escavações para a construção de trilhos, estradas, canais de drenagem ou para a divisão de terrenos (Moeyersons 1991, Wemple *et al.* 1996, Croke & Mockler 2001). Montgomery (1994) demonstrou que para um dado gradiente de inclinação, a área de contribuição de drenagem necessária para gerar voçorocas é menor em escoamentos rodoviários do que em taludes não antropizados. No Brasil, autores como Pichler (1953), Bacellar *et al.* (2005) e Augustin & Aranha (2006a) associaram a formação de voçorocas a trincheiras construídas para divisa de terreno, as quais podem expor as camadas de solo menos resistentes à erosão e atuam como condutos para o escoamento superficial concentrado da água das chuvas.

Embora a maioria das pesquisas ressaltem a contribuição humana para o desenvolvimento dos processos erosivos, não há unanimidade sobre o assunto. Por exemplo, em análise desenvolvida sobre as voçorocas (*lavakas*) de Madagascar, Rougerie (1966) critica a tradição de enfatizar as responsabilidades humanas, a ponto de se considerar essas formas erosivas como uma das mais típicas manifestações da erosão antrópica. Para o mesmo autor, ainda que essa explicação seja um tanto quanto

conveniente, na maioria dos casos não há embasamento suficiente para sua sustentação, uma vez que diversas áreas intensamente antropizadas encontram-se preservadas dessas feições. Constatação semelhante é, em partes, apresentada por Bacellar (2000) que, embora tenha atestado que 70% das voçorocas presentes na região estudada foram deflagradas por ações antrópicas, reconheceu no mesmo estudo que o fenômeno apenas se desenvolve em áreas geomorfologicamente específicas, independentemente do grau de intervenção humana. Em análise desenvolvida no platô de Loess, na China, Zhao *et al.* (2016) concluíram que, embora as ações antrópicas influenciem a erosão dos níveis superficiais do solo, o que controla a gênese e distribuição de voçorocas são as condições topográficas e de vegetação.

3.4.8-Vegetação

A vegetação atua como uma camada protetora entre a atmosfera e o solo. Seus componentes aéreos, como folhas e galhos, absorvem parte da energia do impacto das gotas de chuva, dos fluxos superficiais e do vento, enquanto os componentes subterrâneos, representados principalmente pelo sistema radicular, contribuem para o aumento da resistência do solo frente aos processos erosivos. Dessa forma, voçorocas são menos frequentes em florestas e, quando existem, tendem a ser feições reliquiais de tempos pretéritos (Guerra & Botelho 1996, Dotterweich *et al.* 2003, Rodzik *et al.* 2009, Castillo & Gómez 2016).

Para Morgan (2005), a efetividade da vegetação na redução da erosão causada pelo impacto das gotas de chuva depende da altura e continuidade do dossel, bem como da densidade da cobertura vegetal. A altura do dossel é importante porque acima de 7 metros de queda livre, as gotas de chuva podem atingir cerca de 90% de sua velocidade máxima. Além disso, dependendo da morfologia das folhas, a aglutinação das gotas de chuva no dossel pode produzir massas d'água com diâmetro duas vezes maior do que as gotas naturais e, portanto, mais erosivas.

A cobertura vegetal também atua na redução da energia dos fluxos superficiais, por meio do incremento que provoca na rugosidade do terreno (Guerra & Botelho 1996). Conforme ressaltado por Morgan (2005) em estudos sobre conservação dos solos, a rugosidade do terreno é expressa pelo índice de Manning (n), que representa o somatório da rugosidade causada pelas partículas do solo, pela microtopografia e pela vegetação. Quando o fluxo é raso, a vegetação permanece relativamente rígida e imprime um alto grau de rugosidade ($0,25 < n < 0,3$). Entretanto, com o aumento da profundidade do escoamento, as vegetações rasteiras são submersas e tendem a oferecer baixa resistência, causando o rápido decréscimo nos valores de n .

Morgan (2005) afirma que as florestas auxiliam na proteção do terreno contra movimentos gravitacionais de massa, em função do aumento da coesão pelo efeito de entrelaçamento das raízes. Em adição, o autor considera que a resistência do solo é aumentada na presença de vegetação pelo efeito de

adesão das partículas do solo nas raízes, que pode alcançar profundidades de até 1 metro no caso das gramíneas e pequenos arbustos e de 3 metros ou mais no caso das árvores.

Greenway (1987) atesta que a vegetação contribui para o aumento da estabilidade de encostas em função da secagem do terreno, causada pelo processo de evapotranspiração, estendendo o aumento de estabilidade para profundidades de até 6 metros. Assim, de maneira geral, a vegetação pode aumentar o fator de segurança das encostas em cerca de 20 a 30% (Wu 1995), embora os efeitos positivos da vegetação frente aos processos erosivos também dependam do ângulo formado no cruzamento das raízes com a superfície, sendo maior para ângulos mais próximos de 90° (Morgan 2005).

Por outro lado, a influência da vegetação na estabilidade de taludes nem sempre é positiva. De Ploey & Cruz (1979), em análise realizada na Serra do Mar, em Santos/SP, constataram que as árvores às vezes podem induzir os deslizamentos por meio da sobrecarga provocada por seu peso, especialmente durante chuvas prolongadas ou intensas, quando o excesso de água no solo reduz sua resistência ao cisalhamento. No mesmo contexto, Morgan (2005) apontou que em regiões de solo raso, as raízes podem alcançar profundidades insuficientes para promover sua estabilidade durante ventos ou chuvas intensas.

3.4.9-Fauna

Apesar de não serem abundantes as pesquisas que abordam diretamente a relação entre fauna e erosão, diversos trabalhos reconhecem que algumas espécies terrestres escavadoras, como formigas, cupins e tatus, são responsáveis pela formação de micro e macroestruturas no solo sob a forma de pedotubos e galerias subterrâneas que podem chegar até 30 metros de profundidade (Rezende 1980, Holt & Lepage 2000, Schaefer 2001).

Chamberlain (1980) relatou o colapso de diques e barragens por erosão subsuperficial influenciada pela ação de tatus. Nesta perspectiva, Bayoumi & Meguid (2011) ressaltam que os tatus são importantes agentes causadores de erosão subsuperficial, uma vez que suas escavações normalmente resultam em condutos de cerca de 30 centímetros de diâmetro e com profundidades que podem superar os 5 metros.

Experimentos conduzidos no Novo México mostraram que as estruturas derivadas das atividades dos cupins resultam em taxas de infiltração do solo significativamente maiores do que em regiões onde estes animais foram previamente exterminados (Elkins *et al.* 1986). Estas estruturas, principalmente os condutos e galerias, podem favorecer o desencadeamento de processos e formas erosivas subsuperficiais que, ao se colapsarem, resultam em feições erosivas superficiais, como ravinas e voçorocas (Torri *et al.* 2013, Guerra *et al.* 2014, Rubira *et al.* 2016, Bernatek-Jakiel & Poesen 2018).

Por outro lado, a ação dos cupins frente aos processos erosivos nem sempre é negativa. Holt & Lepage (2000) afirmaram que os cupins influenciam positivamente na estabilidade estrutural dos solos, pois os microagregados produzidos por seu processo digestivo são aglutinados por uma glicoproteína que atua como um cimento, aderindo as partículas do solo e tornando-as, portanto, mais resistentes à

erosão. Conclusão semelhante foi apontada por Miklós (1992), que ainda acrescentou que a estabilidade dos microagregados formados pelo processo digestivo dos cupins é muito maior do que aqueles formados pelas formigas.

Holt & Lepage (2000) reportaram que, embora alguns cupins se alimentem diretamente das plantas, estes animais apresentam fundamental importância para o crescimento de algumas espécies de vegetação, uma vez que atuam diretamente na concentração e redistribuição de nutrientes orgânicos e inorgânicos no solo. Assim, estes animais podem contribuir para o adensamento da vegetação e consequente redução da energia de impacto das gotas de chuva e do escoamento superficial.

3.5- GÊNESE E EVOLUÇÃO DE VOÇOROCAS

As voçorocas são feições erosivas que derivam de processos multifatoriais e somente ocorrem em regiões geomorfologicamente específicas, quando os limiares hidráulicos, pluviométricos, e topográficos são excedidos (Bacellar 2000, Poesen *et al.* 2003, Torri *et al.* 2014).

A principal causa da formação de voçorocas é o excesso de água superficial, que pode resultar de condições climáticas ou de características do uso da terra. No primeiro caso, o aumento do escoamento pode ocorrer em função de chuvas mais intensas ou se a escassez delas causar uma redução na cobertura vegetal a longo prazo. No segundo caso, fatores antropogênicos como o desmatamento, as queimadas e a aplicação inadequada de práticas agropecuárias podem aumentar a intensidade dos fluxos superficiais e, conseqüentemente, sua força de tração, favorecendo a erosão do solo (Sidorchuk 1999, Morgan 2005).

Apesar da inegável e estreita relação entre fluxos superficiais e voçorocas, estas formas erosivas também podem se iniciar por erosão subsuperficial ou a partir de cicatrizes de deslizamentos, que servem de caminhos preferenciais para a atuação de fluxos superficiais durante tempestades subsequentes (Vittorini 1972, Crouch 1976, Fredén & Furuholm 1978, Bernatek-Jakiel & Poesen 2018).

Em geral, o processo normalmente se inicia pela ação de fluxos superficiais em pequenas depressões que se formam na encosta, normalmente como resultado da redução na densidade de cobertura vegetal ou de perturbações no solo, como escavações (Leopold *et al.* 1964, Bacellar *et al.* 2005). A água de chuva se concentra nessas cavidades superficiais e provoca seu alargamento até que várias depressões se coalescem formando um canal incipiente. A erosão então se concentra nas cabeceiras dessas depressões, esculpindo pequenas escarpas verticalizadas durante eventos pluviométricos intensos. Nessa etapa, também pode ocorrer a erosão por fluxo de subsuperfície, o qual normalmente se concentra em macroporos pré-existentes e pode formar condutos subterrâneos que, ao se colapsarem, originam ou favorecem a expansão das feições erosivas de superfície (Bernatek-Jakiel & Poesen 2018).

A partir dessa etapa, a maior parte da erosão ocorre na base da escarpa, causando o aprofundamento do canal e a desestabilização das margens, levando ao colapso e retração das bordas erosivas encosta acima (Leopold *et al.* 1964) (Fig. 3.6).

Sidorchuk (1999) informou que, em geral, esta fase de incisão corresponde ao estágio inicial de formação das voçorocas, que engloba apenas cerca de 5% de seu tempo de vida e ocorre quando as características morfológicas da feição erosiva estão bastante instáveis (Fig. 3.7).

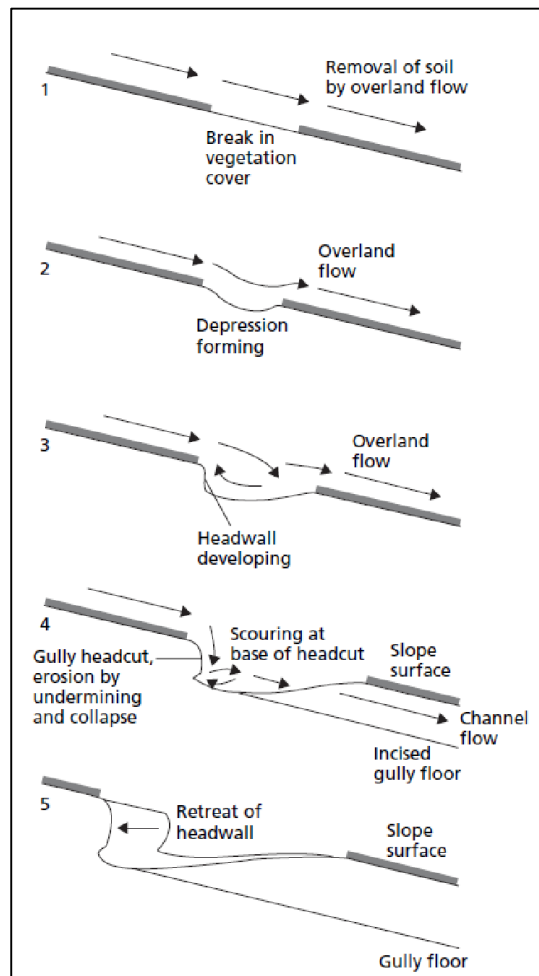


Figura 3.6- Esboço do mecanismo de formação de voçorocas por ação dos fluxos superficiais (Morgan 2005).

Uma vez tendo atingida sua maturidade, a voçoroca segue rumo à estabilização, processo que normalmente ocorre de maneira lenta e pode durar até 90% do período de existência desta forma erosiva (Sidorchuk 1999) (Fig. 3.7).

Ireland *et al.* (1939) observaram que a estabilização das voçorocas se inicia com o avanço natural da erosão em direção ao divisor de água mais próximo, o que reduz gradativamente a área de contribuição necessária para gerar fluxos erosivos superficiais, até que eles não tenham mais energia suficiente para erodir. A partir deste estágio, a diminuição do avanço destas feições erosivas provoca também a redução da erosão lateral, tornando suas bordas cada vez mais suaves e adequadas para o

crescimento de vegetação, até que o canal principal da voçoroca atinja o nível de base local, quando a voçoroca estará então estabilizada.



Figura 3.7- Evolução da morfologia de uma voçoroca durante seu tempo de vida (Sidorchuk 1999). 1 – comprimento; 2 – profundidade; 3 – área; 4 – volume.

3.6- ANÁLISE MORFOMÉTRICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

As bacias hidrográficas apresentam suma importância para o desenvolvimento de análises geomorfológicas, uma vez que constituem compartimentos territoriais nos quais os componentes geológicos, ambientais e sociais interagem de maneira sistêmica (Thomas 1994). Além disso, as drenagens fluviais sempre possuíram função relevante na Geomorfologia, já que os cursos d'água são responsáveis pelos processos morfogenéticos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre (Christofoletti 1980). Entretanto, análises qualitativas de bacias hidrográficas, embora importantes, podem gerar considerável carga de subjetividade aos resultados e nem sempre são suficientes para definir de maneira clara os aspectos que influenciam as formas de relevo (Freitas 1952, Alves & Castro 2003).

Considerando a estreita relação entre cursos fluviais, formas de relevo e processos erosivos, as análises morfométricas podem auxiliar na identificação de áreas mais suscetíveis à ocorrência de erosão e contribuir não somente para a elucidação dos fatores que governam estes processos morfogenéticos, mas também para a elaboração de políticas de gestão territorial (Santos & Sobreira 2008). Christofoletti (1999) define as análises morfométricas como estudos quantitativos da forma dos elementos do modelado superficial, que indicam sua expressão e configuração espacial. Segundo Cherem (2008), esse tipo de análise tem por objetivo caracterizar os aspectos geométricos das bacias, estabelecendo indicadores relacionados à forma, ao arranjo estrutural e à composição integrada entre os elementos.

Os primeiros parâmetros morfométricos surgiram na década 1930, a partir dos trabalhos publicados por Zernitz (1932) e Glock (1932), os quais abordaram, respectivamente, os significados dos padrões de drenagem e a morfologia das encostas. Cerca de dez anos mais tarde, Horton (1945) publicou um dos mais completos trabalhos sobre morfometria de canais de drenagem e bacias hidrográficas de todos os tempos, o qual serviu de embasamento para as diversas outras propostas que vieram nas décadas seguintes (*e.g.* Freitas 1952, Strahler 1952, Schumm 1956, Lubowe 1964, Christofolletti 1969).

A análise morfométrica se embasa em análises que utilizam como insumos os atributos da bacia hidrográfica, dos canais fluviais que a constituem e do relevo. Os resultados constituem os índices geomorfológicos ou parâmetros morfométricos, os quais, ao serem analisados, podem ser comparados entre si ou com valores padrões estabelecidos na literatura (Barros 2012).

Nos itens que seguem, são abordados os índices morfométricos utilizados neste estudo.

3.6.1-Densidade de drenagem

Segundo Horton (1945), a densidade de drenagem (DD) correlaciona o comprimento total dos canais com a área da bacia hidrográfica e pode ser calculada pela equação 3.5, na qual L_t é o comprimento total dos canais e A é a área da bacia.

$$DD = \frac{L_t}{A} \quad (\text{Eq. 3.5})$$

Em um mesmo ambiente climático, o comportamento hidrológico do terreno, definido pelas características pedológicas, litológicas, estruturais e de relevo, repercute na densidade de drenagem, ou seja, na suscetibilidade da região em desenvolver fluxos superficiais que podem gerar incisões erosivas sob a forma de canais de drenagem (Christofolletti 1980). Dessa forma, em geral, quanto maior a densidade de drenagem, maior a propensão ao desenvolvimento de erosão em superfície.

3.6.2-Índice de dissecação

O índice de dissecação (ID) indica o estágio de desenvolvimento da paisagem com relação à erosão vertical e é definido como a razão entre o relevo relativo e o relevo absoluto de compartimentos de uma bacia hidrográfica (Nir 1957). Os valores deste índice podem variar de 0, em relevos completamente dissecados, a 1, em regiões com predomínio de escarpas e encostas de alta declividade, onde há, portanto, maiores chances de ocorrerem processos de instabilização de encostas (Mandal & Mondal 2019).

O cálculo de ID é feito a partir da seguinte equação:

$$ID = \frac{H_a - L_a}{M_a} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

Onde Ha é a maior elevação, La é a menor elevação e Ma é a elevação média de um determinado compartimento da paisagem.

3.6.3-Integral hipsométrica

A integral hipsométrica (IH) expressa a relação entre elevação e área de uma bacia hidrográfica e auxilia na compreensão do grau de dissecação ou do estágio erosivo de uma região (Strahler 1952). Em geral, quanto maiores os valores de IH, maior a atividade erosiva à qual está submetida uma determinada porção do território.

Este índice pode ser obtido a partir da seguinte equação:

$$IH = \frac{Ma-La}{Ha-La} \quad (\text{Eq. 3.7})$$

Onde Ma é a elevação média, La é a menor elevação e Ha é a maior elevação em uma determinada área.

3.6.4-Índice de infiltração

Faniran (1968) propôs o índice de infiltração (IN) para expressar a capacidade de uma dada região em absorver fluxos superficiais. Este parâmetro é obtido a partir do produto entre a densidade de drenagem e a frequência de drenagem, de modo que quanto menores os valores de IN, menor a densidade e frequência de drenagem, o que pode refletir alta capacidade de infiltração.

A equação adotada para a obtenção deste índice é:

$$IN = DD \left(\frac{N}{A} \right) \quad (\text{Eq. 3.8})$$

Onde DD é a densidade de drenagem, N é o número de canais de drenagem e A é a área de um dado compartimento da paisagem.

3.6.5-Índice de Hack

O índice de Hack (SL) ou *stream-gradient index*, foi definido por Hack (1973) como uma forma de aprimorar as análises morfométricas de cursos d'água, constituindo uma valiosa ferramenta para a identificação de anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal do canal fluvial.

Este índice pode ser obtido pela equação:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L \quad (\text{Eq. 3.9})$$

Onde ΔH é a diferença altimétrica entre os extremos do canal ou do trecho analisado, ΔL é a extensão do trecho analisado e L a extensão do canal fluvial, medida desde sua nascente até o ponto médio do trecho analisado (Fig. 3.8).

Hack (1973) alertou que, para medições de canais fluviais extensos ou trechos localizados nas cabeceiras do canal fluvial, onde normalmente as declividades são maiores, deve-se atentar para que os valores de ΔL sejam sempre menores que os valores de L . Dessa forma, para estas situações, o autor propõe um outro meio de obtenção do índice, expresso pela seguinte equação:

$$SL = \Delta H / \ln L \quad (\text{Eq. 3.10})$$

Assim, para medições de canais fluviais inteiros, a amplitude altimétrica (ΔH) será a diferença de cotas entre a nascente e a foz do curso d'água e L corresponderá ao comprimento total do canal.

Etchebehere *et al.* (2006) salientaram que o índice de Hack se correlaciona com os níveis de energia da corrente, ou seja, com a capacidade que os fluxos superficiais apresentam em provocar erosão no substrato e/ou transportar a carga sedimentar pré-existente. Os mesmos autores afirmaram que o índice tende a crescer onde o rio flui sobre rochas mais resistentes; em regiões influenciadas pela desembocadura de tributários com caudal expressivo; ou em áreas afetadas por soerguimento neotectônico.

Com relação às formas de análise das anomalias, Seeber e Gornitz (1983) propuseram que a razão $SL_{\text{trecho}}/SL_{\text{total}} = 2$ representam o primeiro limiar das anomalias de primeira ordem, enquanto valores superiores a 10 se referem às anomalias de segunda ordem e abaixo de 2 caracterizam trechos não anômalos.

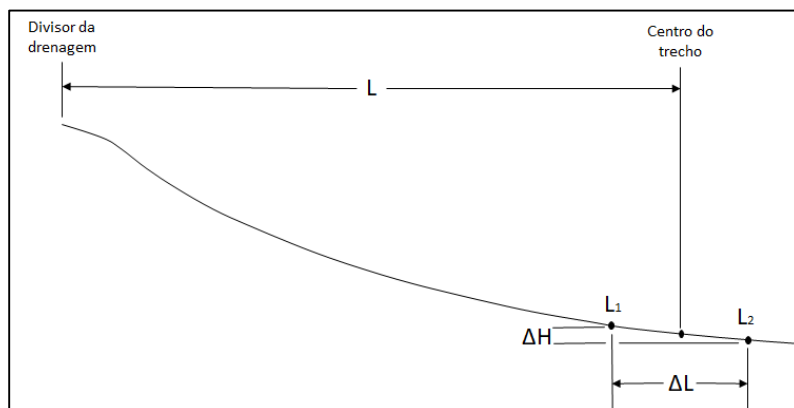


Figura 3.8- Esquema que ilustra a forma de obtenção dos parâmetros utilizados para o cálculo do índice de Hack (Modificado de Hack 1973).

3.7- GEOTECNOLOGIAS E O ESTUDO DA EROSÃO DO SOLO

Geotecnologia é o conjunto de técnicas para coleta, processamento, análise e oferta de informações com referência geográfica, que envolve os sistemas de informação geográfica, cartografia digital, sensoriamento remoto, sistema de posicionamento global e a topografia (Rosa 2005).

As ferramentas de geotecnologia apresentam grande utilidade na análise dos diversos fatores que determinam os fenômenos naturais, pois auxiliam na produção de informações em tempo reduzido, muitas vezes provenientes de locais de difícil acesso, o que pode acarretar também na redução do custo e do risco inerente aos levantamentos de campo (Druck 2004, Longley *et al.* 2013).

Nos últimos anos, as análises remotas têm sido amplamente empregadas nos estudos sobre fenômenos erosivos, as quais são embasadas por diversas técnicas, dentre as quais se destacam as imagens obtidas por sensores orbitais e por veículos aéreos não tripulados (VANT) (Loureiro *et al.* 2020). Estes produtos oferecem resultados com diversos níveis de precisão e resolução e apresentam-se como alternativas valiosas aos métodos tradicionais de mensuração e quantificação dos processos e formas erosivas, os quais dependem exclusivamente da acessibilidade aos locais estudados, como é o caso dos levantamentos topográficos terrestres ou monitoramentos feitos com emprego de pinos de erosão, a exemplo daqueles utilizados por Ireland *et al.* (1939).

3.7.1-Imagens orbitais

Loureiro (2019) afirma que até os anos 2010, as fotografias aéreas vinham sendo amplamente empregadas em estudos sobre erosão, em função de sua boa resolução espacial. Porém, as pesquisas embasadas exclusivamente em fotografias aéreas se limitam ao desenvolvimento de análises bidimensionais, as quais normalmente englobam a medição de distâncias lineares, cálculos de áreas e a delimitação de padrões de relevo com base em técnicas de estereoscopia. Além disso, as fotografias aéreas são normalmente capturadas em missões não recorrentes, o que restringe a resolução temporal das observações e, portanto, limita o entendimento da evolução de formas erosivas, como as voçorocas. Por outro lado, as imagens aéreas obtidas antes da década de 1960 constituem registros históricos importantes, já que nessa época ainda não haviam imagens orbitais disponíveis (Costa & Sobreira 2001).

As imagens orbitais normalmente são produzidas sucessivas vezes ao longo do tempo, o que aumenta seu potencial de aplicação em estudos de monitoramento do desenvolvimento de voçorocas. Todavia, imagens de alta resolução, como Ikonos, QuickBird, WorldView, RapidEye e GeoEye, normalmente apresentam alto custo de aquisição, o que pode inviabilizar o desenvolvimento de pesquisas sobre o tema (Santos & Faria 2011). Adicionalmente, o emprego de imagens e modelos digitais de elevação de média resolução espacial em estudo sobre voçorocas, como *China-Brazil Earth Resources Satellite (CBERS)*, *Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT)*, *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)* e *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*, muitas vezes possibilitam a localização das feições dimensionalmente mais expressivas, mas não oferecem resolução suficiente para investigar sua evolução e muito menos os mecanismos erosivos atuantes (Tedesco 2015).

O *software Google Earth*, lançado entre os anos de 2004 e 2005, figura atualmente como uma alternativa valiosa para a realização de pesquisas geocientíficas diversas, incluindo os estudos sobre

erosão, pois disponibiliza gratuitamente imagens de satélite de alta resolução, provenientes de diversos sensores, como Quickbird, Landsat, Ikonos e GeoEye, incluindo funções importantes para comparações temporais de imagens históricas. Nesta perspectiva, Castro *et al.* (2010) constataram que as imagens disponíveis no *Google Earth* foram mais eficientes que as imagens obtidas pelo sensor *Prism* do satélite ALOS, com 2,5 m de resolução, durante a identificação e mapeamento digital de feições erosivas por unidade de relevo. Todavia, há que se considerar que, ainda que as imagens *Google Earth* apresentem alta resolução ótica, sua precisão cartográfica pode variar consideravelmente (Lima 2012).

3.7.2-Veículos aéreos não tripulados

A partir da década de 2010, os veículos aéreos não tripulados (VANTs) tornaram-se uma ferramenta importante para a aquisição de dados espaciais que dão suporte a diversas análises geocientíficas (Niedzielski 2018). Embora a aplicação mais comum para os VANTs seja na aquisição e processamento fotogramétricos de imagens, a utilização de instrumentos de geofísica em miniatura vem sendo empregada nos últimos anos a estes veículos (Hatch 2017).

Os VANTs se destacam como uma ferramenta alternativa às imagens de satélite e aos levantamentos topográficos de superfície, principalmente no que diz respeito ao desenvolvimento de pesquisas aplicadas a pequenos compartimentos do território, como feições erosivas, trechos de canais fluviais, trechos rodoviários, taludes e encostas. Dentre as diversas vantagens oferecidas pelos VANTs, Loureiro (2019) destaca a possibilidade de controle da escala espacial e temporal por parte do usuário e a agilidade das atividades de pós-processamento das imagens obtidas em campo. Além disso, o uso dos VANTs também constitui um método econômico em relação à aquisição de imagens de satélite de alta resolução e possibilita a adequação dos produtos em função da dimensão dos objetos analisados, dos processos monitorados e da velocidade de alteração da paisagem (D'Oleire-Oltmanns *et al.* 2012). Os levantamentos fotogramétricos por VANTs também suprem algumas deficiências importantes das imagens de satélite com relação ao estudo de voçorocas, como a obtenção de informações topográficas e óticas das bordas verticalizadas dessas feições (Castillo *et al.* 2012).

Uma das principais desvantagens do uso de VANTs para elaboração de ortomosaicos e modelos digitais de elevação consiste na dependência do uso de pontos de controle para correção da acurácia absoluta, ou seja, do posicionamento preciso das imagens em relação a um sistema de coordenadas global. Chudley *et al.* (2019) alertam que, dependendo dos locais a serem pesquisados, o uso de pontos de controle no terreno é impossível e podem até mesmo inviabilizar o estudo em função da dificuldade de acesso e do custo dos GPS que utilizam a tecnologia RTK GNSS. Todavia, a depender da aplicação, o uso de pontos de controle não se faz necessário e pode ser contornado por soluções mais simples que resultem em níveis de acurácia aceitável para os modelos elaborados (D'Oleire-Oltmanns *et al.* 2012).

3.8- APRENDIZADO DE MÁQUINA

O aprendizado de máquina é um subconjunto da inteligência artificial que constrói modelos matemáticos de forma supervisionada ou não supervisionada, com o objetivo de fazer previsões ou tomar decisões sem ser explicitamente programado para realizar tais tarefas (Michalski *et al.* 2013).

A aprendizagem supervisionada utiliza um conjunto de dados rotulados para treinar ou supervisionar os algoritmos empregados para construir os modelos. Esta abordagem pode ser aplicada nos modelos de classificação ou regressão. Os modelos envolvendo classificação utilizam os algoritmos para avaliar uma série de atributos e, a partir deles, subdividir os dados de treino em categorias específicas. Por sua vez, a regressão utiliza os algoritmos para entender a relação entre as variáveis dependentes e independentes (Merghadi *et al.* 2020).

A aprendizagem não supervisionada utiliza algoritmos que analisam os conjuntos de dados de entrada, subdividindo-os em grupos (*clustering*) ou fazendo associações a partir de suas variáveis. Estes algoritmos desvendam padrões ocultos nos dados sem a necessidade de intervenção humana (Ghahramani 2004).

Neste trabalho, os modelos preditivos se basearam em quatro algoritmos de aprendizagem supervisionada, os quais são descritos a seguir.

3.8.1- Naive Bayes

Naive Bayes é um dos mais simples algoritmos de aprendizado de máquina, o qual se baseia no teorema de Bayes e é associado com a presunção de que as variáveis de uma dada classe são independentes umas das outras (Webb 2017). Assim, dada uma variável y e uma característica independente x , o teorema de Bayes pode ser escrito como:

$$P(y|x) = P(y)P(x|y)/P(x) \quad (\text{Eq. 3.11})$$

Onde $P(y)$ e $P(x)$ são as probabilidades *a priori*, $P(y|x)$ é a probabilidade *a posteriori* de y condicional a x e $P(x|y)$ é a probabilidade *a posteriori* de x condicionalmente a y .

Considerando a presunção de independência entre as variáveis, a estrutura do algoritmo pode ser denotada por:

$$P(x) = \prod_{i=1}^k P(c_i)P(x|c_i) \quad (\text{Eq. 3.12})$$

Onde k é o número de classes e c_i é a i -gésima classe.

As principais vantagens do algoritmo Naive Bayes é a eficiência computacional, baixa variância, independência de hiperparâmetros e robustez frente à ruídos e a valores ausentes (Garosi *et al.* 2019). Porém, é um dos algoritmos de aprendizado de máquina mais suscetíveis a apresentar

resultados imprecisos na análise de problemas complexos, dada a sua simplicidade e incapacidade de avaliar a interação entre as variáveis (Merghadi *et al.* 2020).

3.8.2- Floresta Aleatória

O algoritmo Floresta Aleatória se baseia no método de aprendizagem em conjunto e é amplamente utilizado para resolver problemas de classificação, regressão, seleção de variáveis, agrupamento e detecção de interação (Breiman 2001). Sua arquitetura consiste em árvores de decisão individuais que operam como um conjunto, de forma que cada árvore da floresta mostra uma predição de classe. Assim, ao final, a classe com mais votos se torna a predição final do modelo (Fig. 3.9). Breiman *et al.* (2003) afirmam que o conceito fundamental por trás do algoritmo é que um grande número de árvores de decisão operando em comunidade apresentarão desempenhos superiores a algoritmos baseados em apenas uma árvore de decisão.

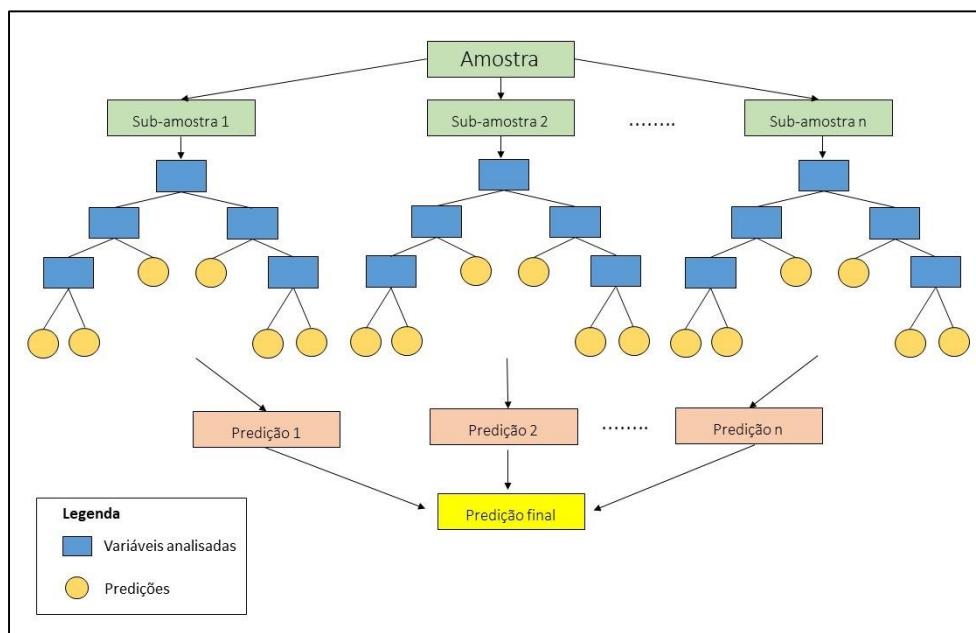


Figura 3.9- Modelo Floresta Aleatória composto por múltiplas árvores de decisão. A predição final resulta da predição mais frequente em cada árvore (Modificado de Merghadi *et al.* 2020).

A baixa correlação entre o comportamento individual de cada árvore de decisão que constitui o algoritmo Floresta Aleatória é a chave para seu bom desempenho. Esta individualidade é resultado do processo de *bootstrap*, pelo qual cada árvore de decisão utiliza amostras aleatórias do conjunto de dados de entrada. Como resultado, os erros inerentes à classificação gerada por cada árvore de decisão usualmente geram pouca influência no resultado final do modelo (Merghadi *et al.* 2020, Garosi *et al.* 2019).

Rahmati *et al.* (2017) afirmaram que, dentre as diversas vantagens do método Floresta Aleatória, se destacam: i) a possibilidade de lidar com variáveis numéricas e categóricas; ii) alta resistência ao sobreajuste (*overfitting*); iii) estimativas robustas de erro a partir de dados *out-of-bag*, ou seja, dados

que não foram selecionados pelo processo de *bootstrap* para serem utilizados no treinamento do modelo; iv) baixa variância em função do grande número de árvores de decisão e v) alto desempenho em fazer predições. Por outro lado, os mesmos autores ressaltaram que esse algoritmo normalmente não lida bem com escassez de dados de entrada e demanda grande custo computacional durante o processamento, características estas que podem ser consideradas as principais desvantagens do método.

3.8.3-Redes Neurais Artificiais

Uma rede neural artificial é um modelo computacional baseado no funcionamento do cérebro humano, definido por Zhang (2018) como uma estrutura de neurônios interconectados, na qual cada neurônio da rede está apto a receber sinais de entrada, processá-los e enviar um sinal de saída. A arquitetura deste método é baseada na interconexão entre os neurônios de entrada, intermediários (ou ocultos) e de saída (Fig. 3.10), de forma que cada conexão tem um peso.

O algoritmo Redes Neurais Artificiais apresenta grande habilidade em lidar com diferentes tipos de dados de entrada e geralmente alcança altas performances em modelos complexos (Pourghasemi *et al.* 2017, Rahmati *et al.* 2017). Todavia, é sensível à escassez de dados de entrada e possui um grande número de hiperparâmetros para serem configurados (Merghadi *et al.* 2020).

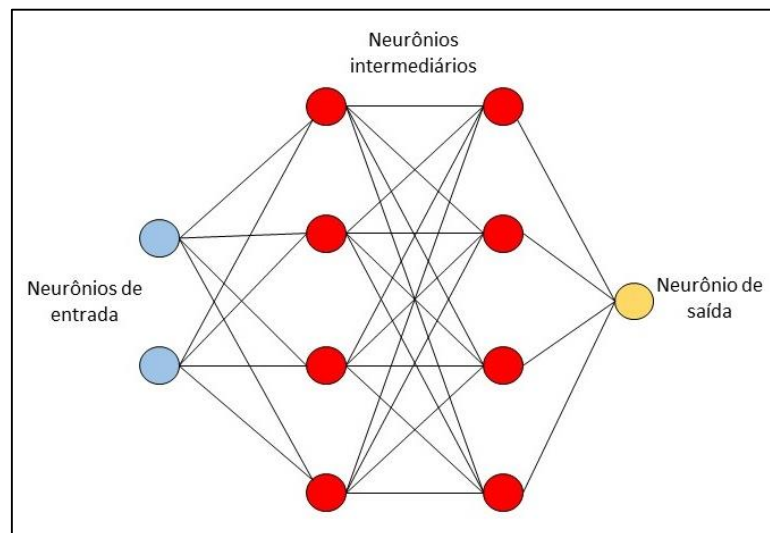


Figura 3.10- Esquema representativo do algoritmo Redes Neurais Artificiais com duas camadas de neurônios intermediários (Modificado de Merghadi *et al.* 2020).

3.8.4-Regressão Logística

Regressão Logística é um método estatístico baseado no conceito de probabilidade, amplamente utilizado em problemas que envolvem classificação binária (Hilbe 2011). De certa forma, esse método se assemelha à regressão linear, porém utiliza funções de custo mais complexas para fazer predições, as quais são denominadas funções sigmóides ou funções logísticas, definidas como:

$$P = \frac{1}{1+e^{-z}} \quad (\text{Eq. 3.13})$$

Onde P é a probabilidade de um evento ocorrer, denotada por valores que variam de 0 a 1, e z é uma função de ajuste linear dos fatores condicionantes, expressa como:

$$z = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_nX_n \quad (\text{Eq. 3.14})$$

Onde b_0 é a constante do método e b_1, b_2, \dots, b_n são os coeficientes dos fatores condicionantes X_1, X_2, \dots, X_n .

A Regressão Logística apresenta grande potencial na predição de ocorrência de um dado evento, baseado na avaliação multivariada de seus fatores condicionantes, praticamente sem a necessidade de configurar hiperparâmetros. Porém, para alcançar alto nível de desempenho, o conjunto de dados de entrada deve ser relativamente grande, as variáveis precisam ser binárias, os dados de entrada não podem conter duplicatas e as variáveis dependentes precisam estar livres de multicolinearidade (Merghadi *et al.* 2020).

3.9- MODELOS PREDITIVOS

Os modelos preditivos podem ser entendidos como representações estatísticas utilizadas para indicar, com o auxílio de dados históricos, a probabilidade de deflagração de fenômenos ou processos no futuro (Eckerson 2007).

Em geociências, os modelos preditivos mais comuns, em geral, são aqueles elaborados com o intuito de antever os eventos adversos associados aos desastres naturais ou a problemas ambientais, como erosões, inundações, deslizamentos, dentre outros (*e.g.* Rahmati *et al.* 2017, Zhao *et al.* 2018, Merghadi *et al.* 2020). Estes modelos têm sido elaborados por diversas técnicas, dentre as quais se destacam: métodos físicos; análise multi-critério; análise estatística bivariada e multivariada e métodos de aprendizado de máquina (*e.g.* Conoscenti *et al.* 2014, Arabameri *et al.* 2019, Alencar *et al.* 2020, Saha *et al.* 2020).

As estruturas dos algoritmos de aprendizado de máquina normalmente exibem alta complexidade e dificilmente fornecem de maneira direta a classificação de importância das variáveis de entrada utilizadas na construção do modelo. Por esta razão, alguns estudos recentes têm utilizado técnicas estatísticas, de modo complementar aos algoritmos de aprendizado de máquina, para construir modelos de alto desempenho e avaliar a influência que cada variável de entrada exerce na previsão dos fenômenos estudados (*e.g.* Chang *et al.* 2019, Arabameri *et al.* 2020a). Dentre as diversas técnicas estatísticas utilizadas para esta finalidade, ressaltam-se a taxa de ganho de informação e os métodos Razão da Frequência e Valor Informativo Modificado, os quais serão descritos a seguir.

3.9.1-Taxa de ganho de informação

Uma técnica amplamente utilizada em aprendizado de máquina para avaliar a influência que cada uma das variáveis de entrada exerce no modelo preditivo é taxa de ganho de informação, a qual se baseia na medição das taxas de impureza ou aleatoriedade em uma base de dados da seguinte forma (Tangirala 2020):

$$Entropia(L) = -\sum_{i=1}^j p_i \log_2(p_i) \quad (\text{Eq. 3.15})$$

Onde L é a amostra de aprendizado, p_i é a probabilidade de obtenção do i -ésimo valor quando realizada uma seleção aleatória na base de dados, e j é o número de variáveis diferentes na base de dados.

A partir dos valores de entropia, o ganho de informação (GI) de uma determinada amostra (L) com relação a uma característica (f) é obtido pela seguinte equação:

$$GI(L, f) = Entropia(L) - Entropia(L, f) \quad (\text{Eq. 3.16})$$

Onde $Entropia(L, f)$ é a probabilidade condicional de L dado um valor V de uma característica f , expressa como:

$$Entropia(L, f) = \sum_{V \in \text{valores}(f)} \frac{|L_V|}{|L|} (Entropia(L_V)) \quad (\text{Eq. 3.17})$$

Assim, a taxa de ganho de informação (TGI) é obtida a partir da razão entre o ganho de informação e a entropia condicional, conforme a seguinte equação:

$$TGI(L, f) = \frac{IG(L, f)}{Entropia(L, f)} \quad (\text{Eq. 3.18})$$

3.9.2-Métodos Razão da Frequência e Valor Informativo Modificado

Um dos objetivos inerentes ao desenvolvimento de análises preditivas é a identificação de quais condições mais contribuem para o sucesso do modelo (Garosi *et al.* 2019). Porém, para aprimorar o conhecimento acerca dos fenômenos ou processos estudados, muitas vezes, é necessário ir além e investigar também quais as classes de cada fator de entrada mais influenciam o modelo preditivo (Arabameri *et al.* 2020a). A título de exemplo, Merghadi *et al.* (2020) concluíram, a partir do ganho de informação, que a chuva é o fator que mais se correlaciona aos deslizamentos ocorridos no norte da Argélia. Porém, este método estatístico não tem a capacidade de revelar quais os montantes acumulados de chuva que mais deflagram estes movimentos de massa, informação esta que pode ser muito relevante não somente para a compreensão do fenômeno, mas também para aprimorar as ações de prevenção de desastres.

Tal lacuna pode ser reduzida com o emprego de técnicas estatísticas bivariadas, como os métodos Razão da Frequência e Valor Informativo Modificado. Estes métodos, apesar de normalmente gerarem modelos preditivos menos precisos do que aqueles baseados em técnicas de aprendizado de máquina, podem ser de grande valia para a avaliação da contribuição prestada ao modelo de predição por cada uma das variáveis de entrada e suas respectivas classes (Arabameri *et al.* 2020a).

O método Razão da Frequência (RF) é baseado na determinação da razão entre as probabilidades de ocorrência e ausência de determinado evento, com relação a uma variável (Yilmaz, 2009, Azedou *et al.* 2021). Em um sistema de informações geográficas, esta razão pode ser obtida da seguinte forma:

$$RF_{ij} = \frac{N_{pix}(S_{ij}) / \sum_j N_{pix}(S_{ij})}{N_{pix}(N_{ij}) / \sum_j N_{pix}(N_{ij})} \quad (\text{Eq. 3.19})$$

Onde RF_{ij} é a razão de frequência de uma classe j com relação a um fator i ; $N_{pix}(S_{ij})$ é o número de pixels que representam a ocorrência do fenômeno analisado em uma classe j e com relação a um fator i ; e $N_{pix}(N_{ij})$ é o número de pixels de uma classe j com relação a um fator i . Valores maiores que 1 indicam forte correlação entre o fenômeno e a respectiva classe da variável de entrada analisada.

O método Valor Informativo Modificado é uma adaptação do método Valor Informativo, o qual se baseia na normalização logarítmica da razão entre a probabilidade condicional de ocorrência de um determinado evento em uma classe de uma variável de entrada, e a probabilidade de ocorrência do mesmo evento na área de estudo (Westen 1993). Este método pode ser expresso por um índice obtido a partir da seguinte equação:

$$VI_i = \log \left(\frac{S_i/N_i}{S/N} \right) \quad (\text{Eq. 3.20})$$

Onde VI_i é o valor informativo da variável X_i ; S_i é o número de pixels da variável X_i com ocorrência do evento analisado; N_i é o número de pixels da variável X_i ; S é o total de pixels com ocorrência do evento analisado na área de estudo e N é o total de pixels da área de estudo. Porém, quando não há registro do evento avaliado em uma determinada classe de uma variável de entrada, o valor informativo é indefinido ($\log 0$) e, portanto, alguns autores usualmente atribuem valor zero ou desconsideram a respectiva classe da variável, o que pode superestimar os resultados. Assim, para evitar este problema, foi proposto o método Valor Informativo Modificado (VIM), o qual pode ser denotado como (Wang *et al.* 2015, Mandal & Mandal 2017):

$$VIM_i = \log_2 \left(\frac{S_i/N_i}{S/N} + 1 \right) \quad (\text{Eq. 3.21})$$

CAPÍTULO 4

ASSESSING GULLY EROSION SUSCEPTIBILITY AND ITS CONDITIONING FACTORS IN SOUTHEASTERN BRAZIL USING MACHINE LEARNING ALGORITHMS AND BIVARIATE STATISTICAL METHODS: A REGIONAL APPROACH¹

ABSTRACT

Despite being a very common phenomenon worldwide, in Brazil, the factors and mechanisms that control gully erosion on a regional scale are still little known, which leads to the neglect of this environmental hazard by territorial and environmental management policies. In order to reducing this gap, we explored the potential of four common supervised machine learning algorithms, named random forest (RF), logistic regression (LR), naïve Bayes (NB) and artificial neural network (ANN) to produce gully erosion susceptibility models for two gullied watersheds, located in the state of Minas Gerais, southeastern Brazil. The modeling was based on the construction of a solid gully inventory and a database consisting of fifteen geo-environmental factors (GEF), whose influence was determined from the information gain ratio (IGR) and two bivariate statistical methods, named frequency ratio (FR) and modified information value (MIV). The predictive performance of the models was evaluated by the area under the receiver operating characteristic curve (AUC), overall accuracy (ACC) and sufficiency analysis. The results revealed that random forest achieved the highest overall performance in correct prediction of gullies and produced the most realistic gully susceptibility maps. The IGR data indicated that all GEF considered in the analysis contributed to the predictive model, although lithology, elevation and rainfall are the most influential variables. From an integrated analysis between the gully inventory, field observations, FR and MIV values, we found that gullies seem to be triggered by high annual average rainfall, but only develop where a set of specific geo-environmental conditions occur simultaneously. Finally, despite the limited land use data available, anthropogenic activities do not seem to affect the regional distribution pattern of gullies, although we have not excluded their local influence in triggering some erosive features.

4.1- INTRODUCTION

Soil erosion is a natural phenomenon that plays a fundamental role in the geomorphic landscape evolution (Thomas 1994). While erosive agents such as ice and wind also initiate this process, the major land degradation cases are driven by water erosion, which is often responsible for environmental impacts

¹ Artigo publicado na revista *Geomorphology*, v. 422 (2022), DOI: [10.1016/j.geomorph.2022.108159](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108159). Apêndice 6.

such soil losses, siltation of watercourses and reservoirs, depletion of groundwater reserves, damage to urban infrastructures and destruction of croplands (Morgan 2005).

Although there are several erosional features caused by soil erosion, permanent gully is recognized as the most severe of them (Castillo & Gómez, 2016) and is defined in this study as a channel too deep to be obliterated by usual farm tillage equipment, ranging from 0.5 to tens of meters depth (Poesen *et al.* 2003). This erosive feature results from the complex interaction of a set of natural factors and processes, which can be triggered or accelerated by unsustainable human activities (Valentin *et al.* 2005).

In southeastern Brazil gully erosion is an important environmental threat and has been the object of numerous researches (*e.g.* Oliveira 1989, Bacellar *et al.* 2005, Bezerra *et al.* 2020). Despite the valuable contribution provided by these studies, most of them restricted their investigations and conclusions to local watersheds or even to a single erosive feature. Thus, in this region there is an evident gap in terms of researches aimed at predicting gully erosion and understanding its conditioning factors at regional scales, which could provide useful information to support the sustainable territorial planning and environmental conservation policies.

Several approaches have been applied to produce gully erosion predictive models: physical-based methods (*e.g.* Alencar *et al.* 2020); multi-criteria decision-making (*e.g.* Arabameri *et al.* 2019); bivariate and multivariate statistical analysis (*e.g.* Conoscenti *et al.* 2014, Arabameri *et al.* 2020c) and machine learning techniques (*e.g.* Arabameri *et al.* 2020b, Lei *et al.* 2020 and Saha *et al.* 2020). Whereas some approaches have usually performed better than others, some studies have shown that each approach has its own strengths and weakness and that no one predictive model is more suited for all regions (Guzzetti *et al.* 2006). For instance, physical-based methods have high applicability in detailed studies, but their performance is commonly insufficient at regional scale, as they rely on highly detailed data. Although it is considered an effective way of ranking the alternatives to a problem by deriving priorities, multi-criteria decision-making approaches use parameterized input data based on expert opinion and, therefore, may presenting highly subjective results. On the other hand, statistical models benefit from their high applicability in a GIS environment and generally achieve high predictive performance. For these reasons, in recent years, several statistical techniques have been applied in machine learning environment to achieve even better performances for predictive models (Merghadi *et al.* 2020).

Although machine learning algorithms emerged in the 1990s, their application in gully erosion studies only intensified from the 2010s onwards (Svoray *et al.* 2012). Nowadays, predictive models based on computational intelligence have shown high accuracy in complex analysis involving huge databases and numerous variables of different nature (*e.g.* Rahmati *et al.* 2017). Furthermore, due to the existence of several high-performance algorithms, a large number of researchers have opted for the use of machine learning techniques to produce gully erosion susceptibility maps (*e.g.* Lei *et al.* 2020 and Saha *et al.* 2020). However, the structure of machine learning algorithms is somewhat complex and, in

general, does not directly provide the ranking of importance of the GEF used in the modeling process. For these reasons, some recent studies on gully erosion have combined the assessment of GEF from statistical bivariate methods with the high performance usually achieved by machine learning to produce prediction models (e.g. Chang *et al.* 2019, Arabameri *et al.* 2020a). Therefore, considering the aforementioned potentiality, this study aimed to develop a robust gully prediction model for a tropical environment in southeastern Brazil and assess the regional importance of fifteen GEF in gully erosion. For this purpose, the following objectives were outlined: i) to assess the spatial distribution of gullies in the study area; ii) to evaluate and compare the prediction capability of four supervised MLAs, named random forest, naïve Bayes, artificial neural network and logistic regression; iii) to produce gully erosion susceptibility maps.

4.2- STUDY AREA DESCRIPTION

The study area comprises two adjacent regional watersheds namely, Rio das Velhas watershed (RVW) and Rio Paraopeba watershed (RPW), which are located in southeastern Brazil, between longitudes 43° 29' 12" W and 44° 54' 32" W and latitudes 20° 55' 54" S and 17° 10' 41" S (Fig. 4.1). This region covers an area of approximately 40,000 km² in the central state of Minas Gerais, distributed over 111 municipalities, in which around 6 million inhabitants live (IBGE 2010).

Geologically, the watersheds are mostly located in the interior domains of the São Francisco Craton, where the main lithostratigraphic and lithodemic units exposed include Archean gneisses, migmatites, granitoids and greenstone belts; Proterozoic metasedimentary and sedimentary sequences and, locally, Phanerozoic sediments and sedimentary rocks (Alkmim & Marshak 1998, Castro & Dardenne 2000).

Elevation ranges from 477 m.a.s.l. to 1846 m.a.s.l. in RVW and from 561 m.a.s.l. to 1623 m.a.s.l. in RPW, so that the highest altitudes are concentrated in the southern portion of both watersheds, as well as in the eastern region of RVW, whereas smooth relief and elevations below 800 m.a.s.l. characterize the central and northern regions. The climate is described as tropical and subtropical, with average annual temperatures ranging from 18 °C to 23 °C and 70% or more of average annual precipitation received in the warmest five months, from November to March (Alvares *et al.* 2013). There is a drop in average annual rainfall northwards, so that the highest averages are observed in the headwater (about 1600 mm/year) and the lowest averages (about 1100 mm/year) are recorded in the lower course of the watersheds (CPRM 2011).

Inceptisols and oxisols are the most abundant soil types in the study area, while entisols are restricted to the highlands (UFV *et al.* 2010). More than 50% of the RVW and more than 64% of the RPW is covered by farming, whereas the remaining forest cover corresponds to just over 30% in both watersheds (MapBiomias 2021).

Gully erosion is an important environmental threat of the region and is concentrated in specific areas, predominantly in the headwaters and in the eastern portion of the RVW. These erosive features have been the object of some researches, which indicate that this process occurs in this region at least since the upper Quaternary and are locally controlled by geological, geomorphological and pedological factors (e.g. Bacellar *et al.* 2005, Augustin & Aranha 2006a). Additionally, the insufficiency or absence of territorial planning since the beginning of European colonization, at the end of 17th century, has led to the occupation of environmentally sensitive regions and, consequently, favored gully erosion due to the removal of erosion-resistant soil layers for the construction of roads, fences, paths and trenches (Bacellar *et al.* 2005).

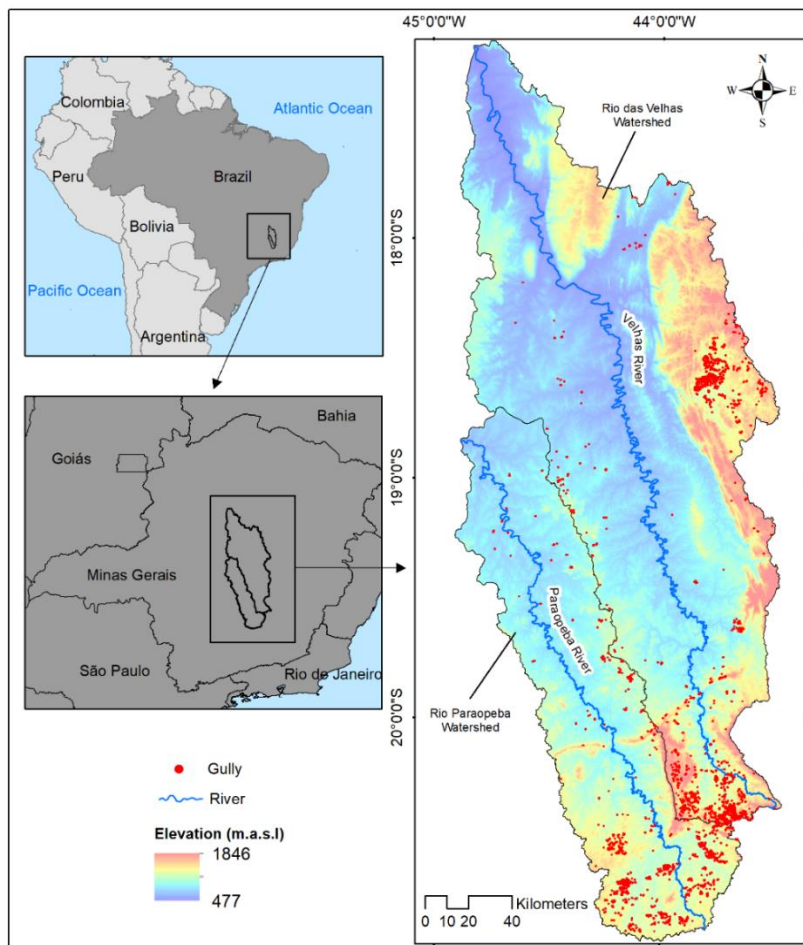


Fig. 4.1- Gully inventory map and location of the Rio das Velhas watershed and Rio Paraopeba watershed, southern Brazil.

4.3- MATERIALS AND METHODS

The methodology used in this study involved the following main steps (Fig. 4.2): i) preparation of the gully inventory; ii) mapping unit definition; iii) production of GEF database; iv) performing multicollinearity analysis of the GEF; v) construction of training and testing datasets; vi) GEF influence

analysis; vii) model performance assessment; viii) gully erosion susceptibility maps production and assessment.

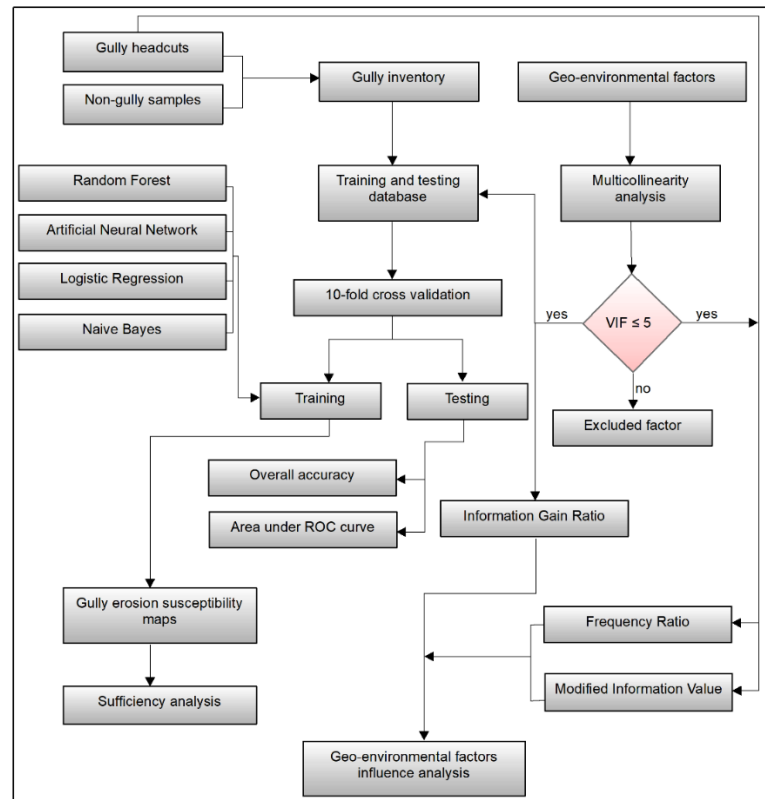


Fig. 4.2- Methodological flowchart of the study.

4.3.1-Gully inventory (dependent variable)

The gully inventory is fundamental for the development of any predictive model, as it provides information on the distribution pattern of the features and its relationship with the GEF (Rahmati *et al.* 2017, Saha *et al.* 2020). In the study area, most gullies are hundreds of meters long, making them easily distinguishable (Fig. 4.3). Therefore, initially, the gullies were manually recorded from RapidEye multispectral images (spatial resolution of 5 m), provided by the Brazilian Ministry of Environment (<http://geocatalogo.mma.gov.br/>), for the period 2011–2014. Subsequently, in order to perform a double check and complement the inventory with gullies that eventually developed after 2014, high-resolution images (Landsat-Copernicus and CNES-Airbus) available in Google Earth Pro for the period 2018 to 2021 were used. Finally, we carried out field surveys in some regions with high gully density, in order to validate the inventory produced. At this stage, an unmanned aerial vehicle model Phantom 4 Pro was used to assess some gullies located in areas of difficult access. In this stage, we identified 5299 gully headcuts in the RVW and 2961 gully headcuts in the RPW. Some dimensional characteristics of the gullies registered in the study area are shown in the Supplementary Material (Apêndice 5). Depth data were not obtained because the vertical accuracy of the available digital elevation models (DEM) for the study area is incompatible with the dimension range of the gullies. In general, the machine learning

models depend on databases constituted by samples that represent the gullying conditions and the stability conditions (non-occurrence of gullies) in a ratio equal to 1 (Garosi *et al.* 2019). Thus, samples of non-occurrence of gullies were obtained by random sampling tool in ArcGis 10.6.1, at a minimum distance of 2 km from the gullies registered in the inventory map.

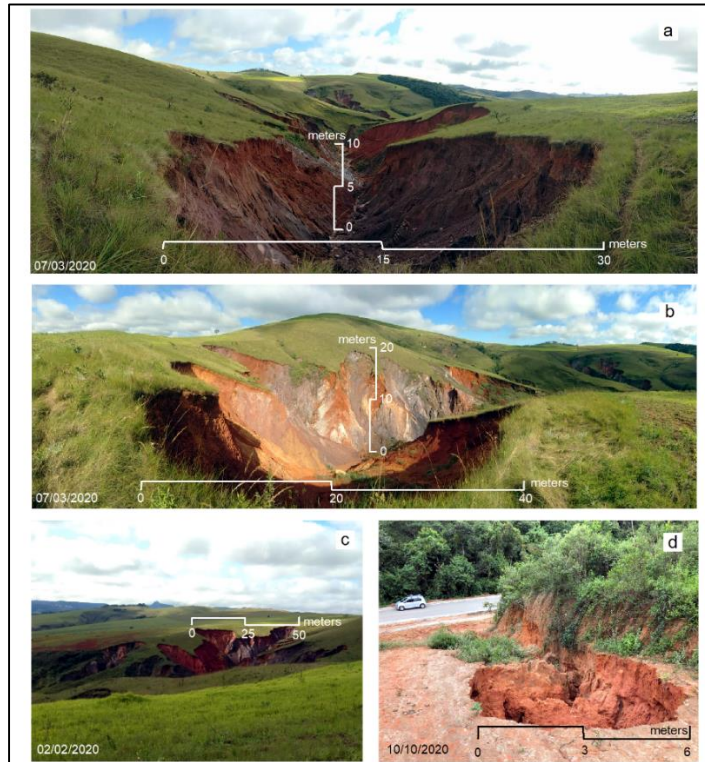


Fig. 4.3- Field photos showing some gullies in the study area. (a) lat: -20.193918°, long: -43.930719°; (b) lat: -18.518561°, long: -43.805508°; (c) lat: -20.513002°, long: -44.233672°; (d) lat: -20.280898°, long: -43.790239°. Photos by author.

4.3.2-Mapping unit

Mapping unit is a homogeneous portion of the surface whose conditions differ from adjacent units (Conoscenti *et al.* 2014). Several methods have been used to obtain this landscape compartment, such as grid-cells, terrain units, unique-condition units, slope-units and topographic units (Guzzetti *et al.* 1999). However, the recent improvement in the resolution of available DEM has encouraged several researchers to adopt the DEM pixel size (grid-cell) as mapping units of predictive models (*e.g.* Amiri *et al.* 2019, Avand *et al.* 2019). This is the case of the current study, in which we adopted the ALOS PALSAR DEM pixel size (12.5 m × 12.5 m) as the mapping unit, since most of the evaluated GEF derive from this data.

4.3.3-Geo-environmental factors (independent variables)

Although there is no universal standard procedure for selecting the GEF used for the development of predictive models, several authors usually have adopted a range of parameters that

reflect topographic, hydrological, climatological, geological, pedological and anthropogenic conditions (e.g. Rahmati *et al.* 2017, Arabameri *et al.* 2019, Lei *et al.* 2020). Thus, considering the availability of data compatible with the study scale, we selected 15 GEF obtained from ALOS PALSAR DEM and open source databases. The selected GEF include quantitative and categorical variables namely, elevation, curvature, slope, aspect, dissection index (DI), hypsometric integral (HI), drainage density (DD), infiltration number (IN), stream-gradient index (SL), lithology, lineament density (LD), soil, rainfall, landform, and land use (LU) (Figs. 4.4 to 4.6). Details on the source, resolution and processing of the data can be found in table 4.1.

DI, HI, IN and SL were obtained, respectively, by the following equations:

$$DI = \frac{Ha-La}{Ma} \quad (\text{Nir 1957}) \quad (\text{Eq. 4.1})$$

$$HI = \frac{Ma-La}{Ha-La} \quad (\text{Pike \& Wilson 1971}) \quad (\text{Eq. 4.2})$$

$$IN = DD \left(\frac{N}{A} \right) \quad (\text{Faniran 1968}) \quad (\text{Eq. 4.3})$$

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) L \quad (\text{Hack 1973}) \quad (\text{Eq. 4.4})$$

Where: Ha is the highest altitude, La is the lowest altitude, Ma is the mean altitude, DD is the drainage density, N is the number of streams, A is the area of a given landscape compartment, ΔH is the difference in elevation between the ends of a given drainage section, ΔL is the length of a given drainage section and L is the stream length measured from drainage divide at the source of the stream.

4.3.4-Multicollinearity analysis

Multicollinearity is the linear dependence between two or more independent variables in a dataset, which can cause unwanted effects in predictive models such as overfitting (Alin 2010). Thus, the selection of factors used in the modeling must always be supported by multicollinearity analysis (Merghadi *et al.* 2020). In this study, a common statistical index, named variance inflation factor (VIF), was used to detect and quantify multicollinearity from the coefficient of multiple determination (R^2), which measures the fit of a generalized linear statistical model to the observed values of a random variable. We calculate the VIF from the XLSTAT software by equation 4.5:

$$VIF = 1/(1 - R^2) \quad (\text{Eq. 4.5})$$

Table 4.1- Data and procedures used to obtain the geo-environmental factors (GEF) used in the study.

GEF	Data source	Spatial resolution/scale	Year	Input data processing
Elevation				Remained unmodified
Curvature				Curvature tool in ArcGis 10.6.1
Slope				Slope tool in ArcGis 10.6.1
Aspect				Aspect tool in ArcGis 10.6.1
Dissection index				
Hypsometric integral				1) Values obtained for 1 km ² cells; 2) Kriging interpolation to 12.5 m pixel size raster in ArcGis 10.6.1
Infiltration number				
Stream-gradient index	ALOS PALSAR DEM (Alaska Satellite Facility - ASF 2006)	12.5 m	2006	1) SL values calculated for each stream of the study area by the Knickpoint finder tool for ArcGis (Queiroz <i>et al.</i> 2015); 2) Results interpolated by kriging to 12.5 m pixel size raster in ArcGis 10.6.1
Drainage density				Line density tool using automatically extracted drainage in ArcGis 10.6.1
Lineament density				1) Lineaments automatically extracted in the Geomatica software; 2) Line density tool in ArcGis 10.6.1
Soil	Soil map of Minas Gerais (UFV <i>et al.</i> 2010)	1:650,000	2010	
Landform	Geodiversity map of Minas Gerais CPRM (2010)	1:1,000,000	2010	Converted from vector to 12.5m pixel size raster in ArcGis 10.6.1
Lithology	Geological map of Minas Gerais (Fonseca 2014)	1:100,000 to 1:250,000	2014	
Land use	Land use map (MapBiomias 2021)	30 m	1985	Resampled to 12.5 m pixel in ArcGis 10.6.1
Rainfall	Gauged annual rainfall averages (CPRM 2011)	--	1977 to 2006	Kriging interpolation to 12.5 m pixel size raster in ArcGis 10.6.1

Although VIF thresholds are not standardized in the literature, this study considered VIF values ≤ 5 as indicators of the absence of multicollinearity among the conditioning factors, according to some studies, such as Arabameri *et al.* (2020c) and Hembram *et al.* (2021).

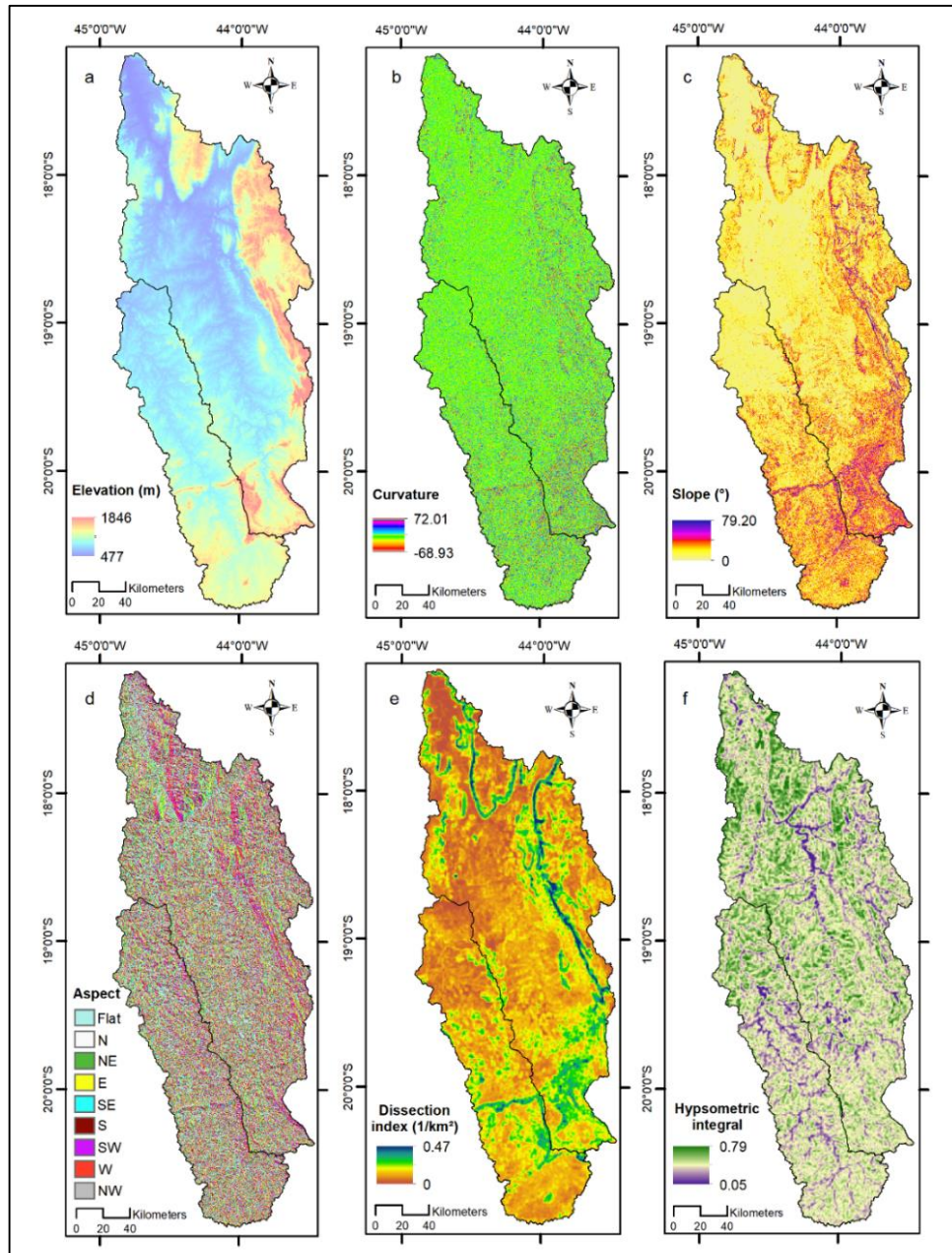


Fig. 4.4- Geo-environmental factors maps: (a) elevation; (b) curvature; (c) slope; (d) aspect; (e) dissection index; (f) hypsometric integral.

4.3.5-Training and testing procedures

The training dataset is used by the machine learning algorithms to learn the relationship between the dependent and independent variables and then make predictions, whereas the test dataset is used to assess the performance of the predictive model (Witten *et al.* 2011). Initially, we produced a database in ArcGis 10.6.1 by sampling the pixel values of each GEF that spatially coincide with the gully inventory. From this sampling, training and test datasets were prepared. Several training and testing datasets have been created from the random slip to obtain the subsets in a given proportion, like 70:30 and 75:25 (*e.g.* Rahmati *et al.* 2017, Avand *et al.* 2019). However, despite its great popularity, random

train-test split may have a low degree of reliability, since the model accuracy may differ considerably depending on the test dataset used (Little *et al.* 2017). Thus, in order to reduce the bias and variance inherent in this method, we adopted the k-fold cross validation technique to obtain the training and testing datasets. K-fold cross validation splits the input data into k subsets (in this study we adopted k = 10), of which k-1 are used to train and one of the k subsets is used to test the model in k different interactions.

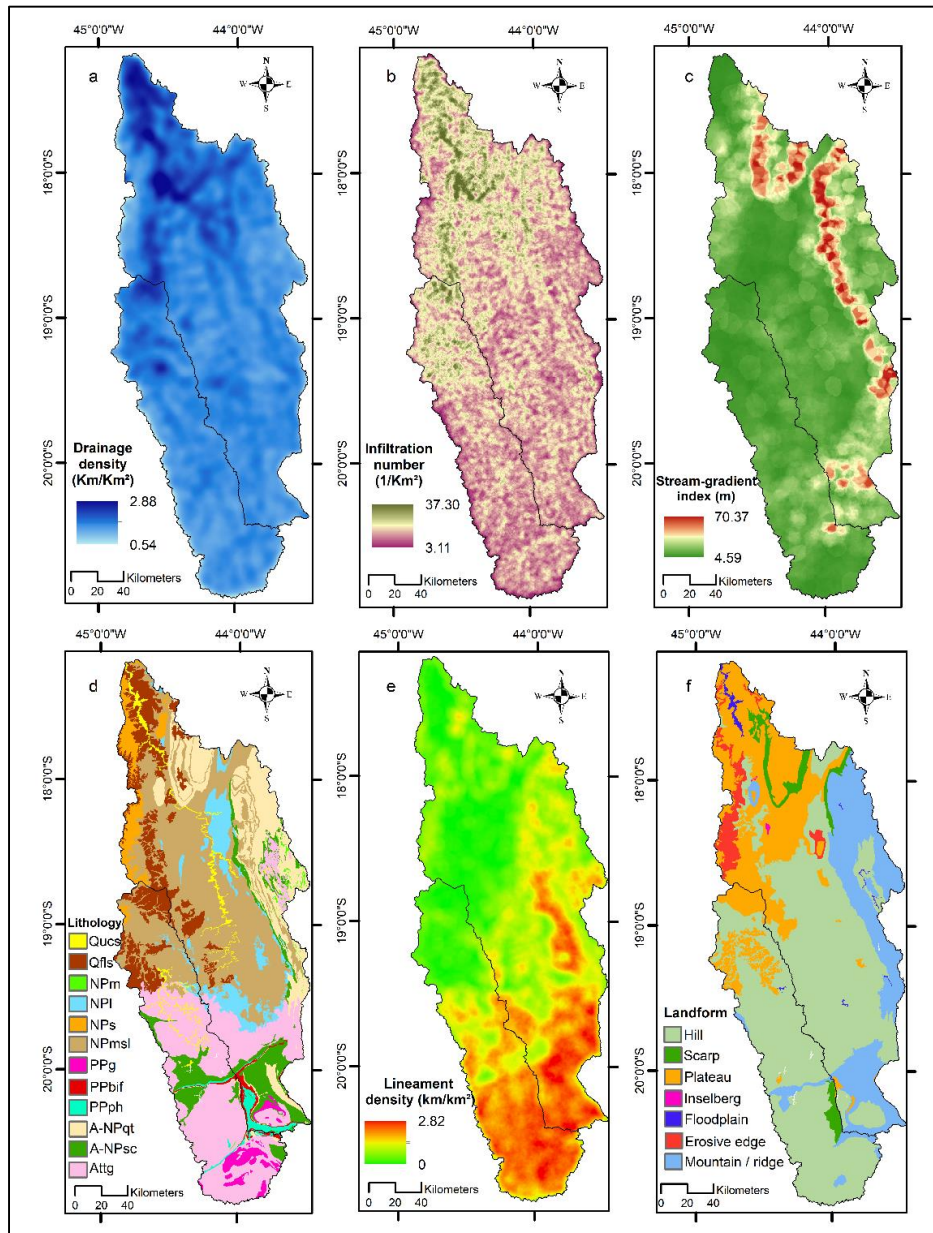


Fig. 4.5- Geo-environmental factors maps: (a) drainage density; (b) infiltration number; (c) stream-gradient index; (d) lithology; (e) lineament density; (f) landform. **Attg:** Tonalite-trondhjemite-granodiorite orthogneisse and migmatite; **A-NPsc:** Schist, Tholeitic metaultramafic and meta mafic rock, felsic metavolcanic, chemical-exhalative formations, banded iron-formation; **A-NPqt:** Quartzite, polymitic metaconglomerate and metarenite; **PPph:** Phyllite with intercalations of metarenite and metaconglomerate; **PPbif:** Banded iron-formation. **PPg:** Granodiorite, granite, tonalite; **NPmsl:** Ardosian mudstone and siltstone, marl, limestone lenses; **NPs:** Green and brown arcousian sandstone and siltstone; **NPI:** Calcitic limestone, calcilitute; **NPm:** Mafic sills and dykes - metagabbro and metadiabase; **Qfls:** Ferruginous clastic and lateritic sediments; **Qucs:** Unconsolidated clastic sediments.

Four machine learning algorithms were used in the training and testing procedures: random forest, naïve Bayes, artificial neural network and logistic regression. The selection of these algorithms was based on the following reasons: i) they are very common algorithms and, therefore, can be easily replicated to model other regions; ii) they have the ability to handle multidimensional independent variables (numerical and categorical) without any extra data-processing; iii) each algorithm has a different framework, improving the comparative analysis between the models. Detailed analysis on the architecture of these algorithms is provided by Merghadi *et al.* (2020).

Each algorithm has a specific set of hyperparameters to be tuned, whose description and values adopted in this study are presented in the Supplementary Material (Apêndice 4). The same hyperparameter values were adopted in both studied watersheds.

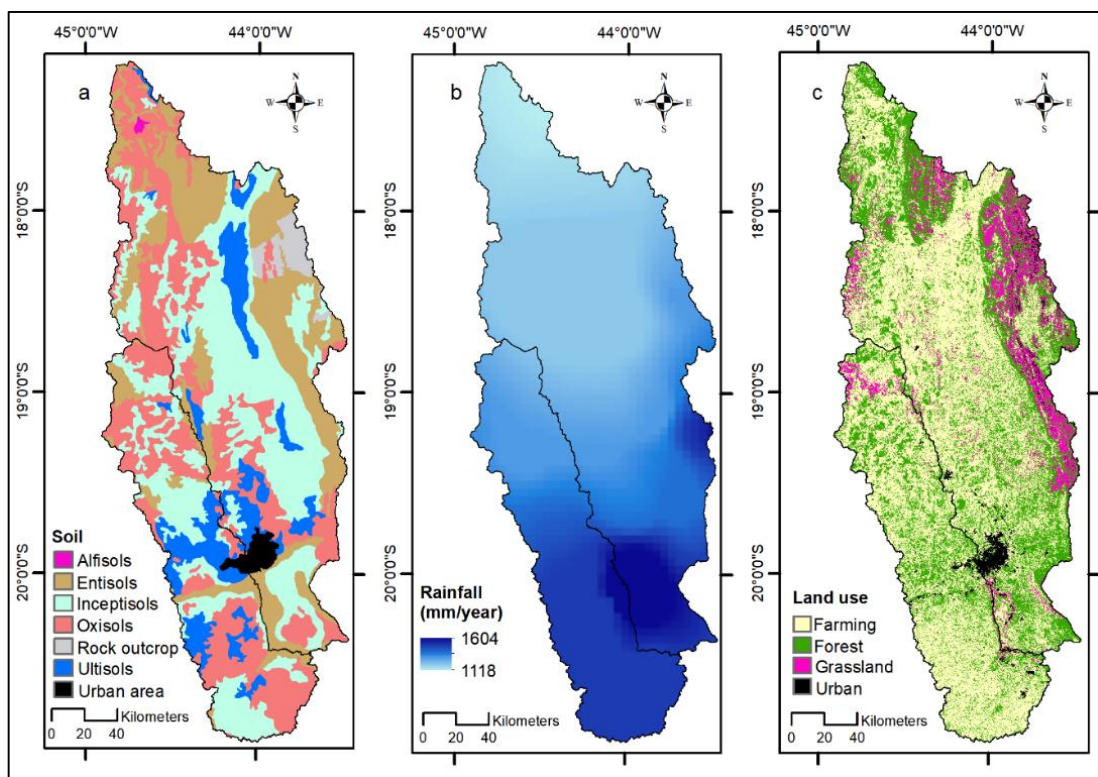


Fig. 4.6- Geo-environmental factors maps: (a) soil; (b) rainfall; (c) land use. Soil nomenclature according USDA (1999).

4.3.6-Geo-environmental factors influence analysis

Determining the influence of each independent variable on gully erosion model provides valuable information for improving the regional urban planning and the gully prevention actions. In the current study, we evaluated the correlation between the GEF with the target variable (presence of gully) using the IGR and explored two popular bivariate statistical methods, named frequency ratio FR and MIV, to assess the significance of each GEF class. To obtain the FR and MIV, the quantitative GEF were reclassified into five classes according to natural breaks algorithm, which is the most suitable data-

clustering method to compare maps produced from similar data, as it determines the best arrangement of values into different classes with the smallest possible variance (Smith *et al.* 2007).

IGR is based on entropy theory and measures impurity or randomness rates in a dataset. Tangirala (2020) provides mathematical details about this index. The FR is a widely used statistical method to assess the importance of independent variables considered in predictive models and is determined by the ratio between the occurrence and absence probabilities of gully with respect to a given variable, as detailed by Azedou *et al.* (2021). The MIV is an adaptation of the information value, which is based on the logarithmic normalization of the ratio between the conditioned probability of occurring a gully in a class of a GEF, and the probability of occurrence of gullies in the study area. Wang *et al.* (2015) discuss details about this method.

4.3.7-Model performance assessment

Validation is the most essential component of predictive models, as it provides information about the significance of the results and predictive performance (Guzzetti *et al.* 2006). In this sense, given a classification model involving two classes, there are four possible outcomes: true positive (TP), true negative (TN), false positive (FP) and false negative (FN). TP and TN are correctly classified instances (*e.g.* gully presence or gully absence), whereas FP and FN are misclassified instances (*e.g.* gully absence classified as gully occurrence and vice-versa). Such outcomes were used in the current study to determine the overall accuracy (ACC) and the area under the receiver operating characteristic curve (AUC), which according to Merghadi *et al.* (2020) are the main metrics reported in literature to assess the performance of predictive models. The ACC describes the proportion of correctly classified examples (ranging from 0 to 1) (Eq. 4.6), whereas the AUC represents the integral over the graphic created by plotting false positive rate (FPR) (Eq. 4.7) versus true positive rate (TPR) (Eq. 4.8).

$$ACC = \frac{TP+TN}{TP+TN+FP+FN} \quad (\text{Eq. 4.6})$$

$$FPR \approx \frac{FP}{\text{Total negatives}} \quad (\text{Eq. 4.7})$$

$$TPR \approx \frac{TP}{\text{Total positives}} \quad (\text{Eq. 4.8})$$

The AUC analysis is based on the following classification: outstanding (0.9–1), excellent (0.8–0.9), acceptable (0.7–0.8) and no discrimination (0.5) (Hosmer & Lemeshow 2000). In this study, the ACC and AUC values were obtained from the average performance between all interactions of the k-fold cross validation process.

4.3.8-Gully erosion susceptibility maps production and assessment

Determining overall model performance is not always enough to assess the reliability of predictive models, because models with similar performance do not necessarily generate similar prediction maps. Thus, it is essential that there is flexibility in the analysis of numerical results, since each method has an intrinsic uncertainty. For this reason, the performance assessment and interpretation of susceptibility maps must often be accompanied by a sufficiency analysis, which provides visual support in assessing the probability of events occurrence (Chang *et al.* 2019).

In the current study, after the implementation of the model training and test procedures from the k-fold cross validation process, we computed the gully probability indices for each pixel of the studied watersheds, thus originating the gully erosion susceptibility maps. Therefore, we performed sufficiency analysis from the overlap between the gully inventory and the susceptibility maps reclassified into five susceptibility classes according to natural breaks, considering the same reasoning presented in Section 3.6. This analysis assumes that sufficient and accurate models must show a decrease in the number of features (gullies) from the highest to the lowest susceptibility classes and the highest susceptibility classes must cover small areas (Merghadi *et al.* 2020).

4.4- RESULTS

4.4.1-Multicollinearity and geo-environmental factors influence

The fifteen GEF used in this study exhibited $VIF \leq 5$, which indicates that there is no multicollinearity between the independent variables (Table 4.2). Therefore, no factors were excluded from the modeling phase.

Table 4.2- Variance inflation factor (VIF) and information gain ratio (IGR) obtained for each geo-environmental factor (GEF) in the Rio das Velhas watershed (RVW) and Rio Paraopeba watershed (RPW).

GEF	VIF		IGR	
	RVW	RPW	RVW	RPW
Aspect	1.014	1.020	0.005	0.007
Curvature	1.003	1.005	0.012	0.020
Dissection index	2.279	1.855	0.007	0.009
Drainage density	2.208	2.154	0.113	0.071
Elevation	1.901	2.420	0.162	0.120
Hypsometric integral	1.146	1.462	0.011	0.011
Infiltration number	1.664	1.760	0.072	0.048
Land use	1.261	1.196	0.067	0.043
Landform	1.891	1.714	0.084	0.055
Lineament density	3.207	1.580	0.090	0.045
Lithology	1.250	1.242	0.217	0.143
Rainfall	2.366	1.587	0.148	0.087
Slope	1.492	1.140	0.068	0.033
Soil	1.119	1.175	0.029	0.018
Stream-gradient index	1.750	1.460	0.031	0.022

The IGR analysis show that all GEF contributed to the predictive ability of the models ($IGR > 0$) (Table 4.2), with emphasis on lithology, elevation and rainfall, which reached the highest IGR values and, therefore, were the variables that most influence the gully erosion in both watersheds (Fig. 4.7). In this context, the FR and MIV values (Table 4.3) obtained from the spatial association between the different classes of these GEF and the gullies identified in the inventory, show that the granitoids, phyllites and gneisses are the GEF classes that most correlate to the gully erosion in the studied region, followed by elevation ranges between 977 and 1180 m.a.s.l. and high average annual rainfall (1540–1604 mm/year).

The intermediate IGR values reached by factors such as DD, LD, landform, IN, slope and LU indicate that these GEF had a moderate impact on the predictive models (Table 4.2). The FR and MIV results obtained for these GEF classes suggest that high lineament density (1.96 to 2.82 km/km²) and medium slopes (9.31° to 25.15°) have a Strong positive correlation with gullying (Table 4.3).

Finally, the low IGR, FR and MIV values exhibited by SL, soil, curvature, HI, DI and aspect, show that these GEF make a significantly lower contribution to the model than the other GEF considered in this study (Fig. 4.7).

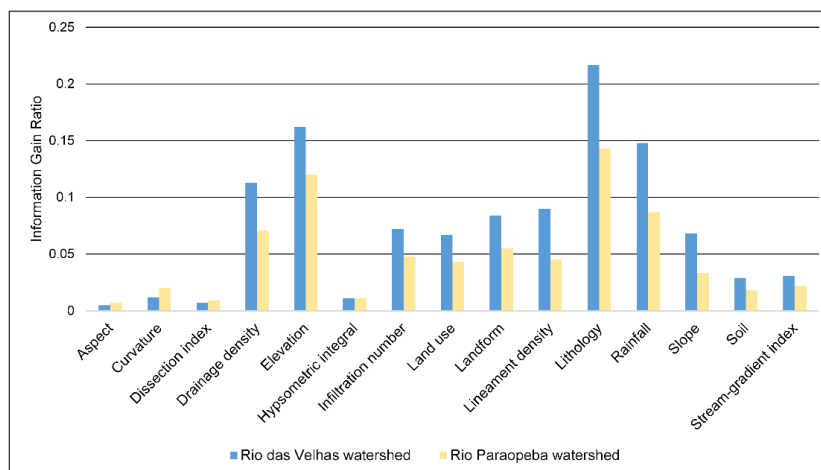


Fig. 4.7- Information gain ratio of each geo-environmental factor used in the study.

4.4.2-Model performance and comparison

The AUC and ACC results represent the average performance of the models after the 10-fold cross validation process (Fig. 4.8). All models exhibited $AUC > 0.896$ and $ACC > 0.828$ and therefore achieved excellent to outstanding performance, according to the rating proposed by Hosmer & Lemeshow (2000) (Table 4.4). The RF outperformed the other models in RVW and RPW, revealing the best results with regard to the ability to predict the presence or absence of gullies, as can be seen from the higher AUC and ACC values than the other models (Table 4.4). In contrast, ANN, NB and LR performed considerably less than RF in both metrics evaluated, especially NB and LR, which seem to be the models with lower predictive capability.

Table 4.3- Frequency ratio (FR) and modified information value (MIV) of geo-environmental factors (GEF) classes. Information on the codes used in the lithology map is provided in the figure 4.5.

GEF	Class	Rio das Velhas watershed				Rio Paraopeba watershed			
		Area (%)	Gullies (%)	FR	MIV	Area (%)	Gullies (%)	FR	MIV
Aspect	Flat	8.52	1.57	0.18	0.24	7.81	1.11	0.14	0.19
	0-22.5	4.37	6.80	1.56	1.35	5.06	6.54	1.29	1.20
	22.5-67.5	12.49	12.97	1.04	1.03	12.76	11.28	0.88	0.91
	67.5-112.5	12.52	10.88	0.87	0.90	11.98	11.48	0.96	0.97
	112.5-157.5	10.79	8.68	0.80	0.85	10.60	9.06	0.85	0.89
	157.5-202.5	9.88	8.93	0.90	0.93	10.11	7.13	0.70	0.77
	202.5-247.5	11.76	11.67	0.99	0.99	11.22	7.47	0.67	0.74
	247.5-292.5	13.16	14.16	1.08	1.05	12.53	16.02	1.28	1.19
	292.5-337.5	12.11	16.75	1.38	1.25	12.74	21.00	1.65	1.40
337.5-360	4.41	7.59	1.72	1.44	5.18	8.92	1.72	1.44	
Curvature	-68.9 - -2.05	2.80	5.67	1.02	1.60	5.42	10.88	1.01	1.59
	-2.05 - -0.39	20.88	24.30	1.16	1.11	20.05	21.42	1.07	1.05
	-0.39 - 0.70	52.45	36.21	0.69	0.76	48.92	34.31	0.70	0.77
	0.70 - 2.91	21.00	27.42	1.31	1.21	20.16	23.12	1.15	1.10
	2.91 - 72.01	2.87	6.40	1.23	1.69	5.45	10.26	1.88	1.53
Dissection index (1/km ²)	0 - 0.07	27.54	29.86	1.08	1.06	25.66	27.74	1.08	1.06
	0.07 - 0.12	35.16	44.35	1.26	1.18	35.82	56.17	1.57	1.36
	0.12 - 0.17	22.74	18.63	0.82	0.86	22.53	10.06	0.45	0.53
	0.17 - 0.24	11.21	6.69	0.60	0.67	11.93	4.69	0.39	0.48
	0.24 - 0.47	3.35	0.48	0.14	0.19	4.07	1.34	0.33	0.41
Drainage density (km/km ²)	0.54 - 1.58	2.90	4.93	1.70	1.43	25.67	2.21	0.09	0.12
	1.58 - 1.80	27.39	72.61	1.65	1.07	9.42	2.28	0.24	0.31
	1.80 - 1.96	42.01	21.58	0.51	0.60	17.35	7.21	0.42	0.50
	1.96 - 2.21	18.76	0.86	0.05	0.06	23.27	33.61	1.44	1.29
Elevation (m)	2.21 - 2.88	8.94	0.02	0.00	0.00	24.30	54.69	1.25	0.70
	477 - 649	26.10	0.65	0.02	0.04	28.61	1.49	0.05	0.07
	649 - 796	28.99	4.20	0.14	0.20	25.83	4.63	0.18	0.24
	796 - 977	17.05	6.61	0.39	0.47	24.12	44.40	1.84	1.51
Hypsometric integral	977 - 1180	16.41	71.49	4.36	2.42	18.27	44.96	2.46	1.79
	1180 - 1846	11.45	17.05	1.49	1.32	3.17	4.53	1.43	1.28
	0.06 - 0.32	6.32	1.53	0.24	0.31	9.29	1.90	0.20	0.27
	0.32 - 0.40	20.88	20.60	0.99	0.99	23.78	18.64	0.78	0.84
	0.40 - 0.46	30.60	44.98	1.47	1.30	31.32	46.45	1.48	1.31
Infiltration number (1/km ²)	0.46 - 0.54	29.00	29.44	1.02	1.01	25.31	27.84	1.10	1.07
	0.54 - 0.79	13.19	3.45	0.26	0.34	10.30	5.17	0.50	0.59
	3.11 - 11.69	18.21	47.02	1.58	1.04	12.75	10.61	0.83	0.87
	11.69 - 14.37	36.15	41.35	1.14	1.10	33.38	46.96	1.41	1.27
	14.37 - 17.32	27.38	10.29	0.38	0.46	31.63	37.73	1.19	1.13
Land use	17.32 - 21.21	13.60	1.32	0.10	0.13	16.73	4.53	0.27	0.35
	21.21 - 37.30	4.66	0.02	0.00	0.01	5.52	0.17	0.03	0.04
	Forest	36.26	12.51	0.35	0.43	31.71	9.67	0.30	0.38
	Grassland	10.85	13.10	1.21	1.14	2.26	2.83	1.25	1.17
Landform	Farming	50.47	72.49	1.44	1.28	64.64	86.16	1.33	1.22
	Urban	2.43	1.90	0.78	0.83	1.39	1.35	0.97	0.98
	Mountain and Ridge	22.75	27.97	1.23	1.16	4.82	6.16	1.28	1.19
	Plateau	26.15	1.34	0.05	0.07	13.16	0.66	0.05	0.07
	Floodplain	0.71	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
	Hill	43.34	70.45	1.63	1.39	79.56	92.87	1.17	1.12
	Erosive edge	3.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Scarp	3.01	0.21	0.07	0.10	2.41	0.31	0.13	0.18
Inselberg	0.09	0.02	0.22	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	

Table 4.3- (continued).

GEF	Class	Rio das Velhas watershed				Rio Paraopeba watershed			
		Area (%)	Gullies (%)	FR	MIV	Area (%)	Gullies (%)	FR	MIV
Lineament density (km/km ²)	0 - 0.39	29.59	3.59	0.12	0.16	25.67	2.21	0.09	0.12
	0.39 - 0.86	24.61	17.56	0.71	0.78	9.42	2.28	0.24	0.31
	0.86 - 1.37	21.04	22.53	1.07	1.05	17.35	7.21	0.42	0.50
	1.37 - 1.96	12.24	14.75	1.20	1.14	23.27	33.61	1.44	1.29
	1.96 - 2.82	12.52	41.57	3.32	2.11	24.30	54.69	2.25	1.70
Lithology	A-NPsc	6.40	10.75	1.68	1.42	9.64	2.83	0.29	0.37
	NPm	0.52	0.90	1.73	1.45	0.03	0.00	0.00	0.00
	A-NPqt	17.61	4.82	0.27	0.35	0.83	1.55	1.87	1.52
	PPbif	0.80	2.26	2.82	1.93	0.88	1.31	1.48	1.31
	Qucs	1.94	0.00	0.00	0.00	2.06	0.00	0.00	0.00
	PPg	0.44	7.19	16.44	4.12	4.55	11.79	2.59	1.85
	Qfls	9.81	0.80	0.08	0.11	10.55	0.55	0.05	0.07
	NP1	7.60	0.15	0.02	0.03	1.03	0.00	0.00	0.00
	NPs	4.66	0.04	0.01	0.01	0.66	0.00	0.00	0.00
	NPmsl	39.54	5.24	0.13	0.18	16.31	2.14	0.13	0.18
	PPph	1.14	16.21	14.24	3.93	1.24	4.10	3.31	2.11
	Attg	9.55	51.63	5.41	2.68	52.21	75.72	1.45	1.29
Rainfall (mm/year)	1118 - 1234	13.37	0.52	0.04	0.06	8.20	0.59	0.07	0.10
	1234 - 1330	43.61	17.24	0.40	0.48	23.06	2.36	0.10	0.14
	1330 - 1432	17.88	30.59	1.71	1.44	7.70	0.94	0.12	0.17
	1432 - 1540	13.33	3.64	0.27	0.35	7.98	3.19	0.40	0.49
	1540 - 1604	11.80	48.02	4.07	2.34	53.06	92.92	2.75	1.86
Slope (°)	0 - 4.34	41.75	7.97	0.19	0.25	35.86	5.49	0.15	0.21
	4.34 - 9.31	30.13	35.35	1.17	1.12	30.17	25.43	0.84	0.88
	9.31 - 15.84	17.30	37.11	2.15	1.65	20.49	43.30	2.11	1.64
	15.84 - 25.15	8.55	17.07	2.00	1.58	10.49	23.43	2.23	1.69
	25.15 - 79.20	2.27	2.49	1.10	1.07	2.99	2.35	0.79	0.84
Soil	Inceptisols	34.59	50.04	1.45	1.29	33.23	50.38	1.52	1.33
	Oxisols	24.56	15.69	0.64	0.71	40.25	35.45	0.88	0.91
	Entisols	27.88	32.34	1.16	1.11	9.57	6.83	0.71	0.78
	Rock outcrop	3.06	0.48	0.16	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
	Alfisols	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ultisols	8.28	1.22	0.15	0.20	16.06	6.52	0.41	0.49
	Área urbana	1.37	0.23	0.17	0.22	0.90	0.83	0.92	0.94
Stream-gradient index (m)	4.59 - 12.84	41.46	29.08	0.70	0.77	43.00	37.12	0.86	0.90
	12.84 - 21.36	27.29	49.13	1.80	1.49	37.18	49.69	1.34	1.22
	21.36 - 32.97	16.23	19.84	1.22	1.15	15.73	11.60	0.74	0.80
	32.97 - 46.90	9.00	1.83	0.20	0.27	3.44	1.32	0.38	0.47
46.90 - 70.37	6.02	0.12	0.02	0.03	0.64	0.28	0.43	0.52	

Table 4.4- Area under the receiver operator curve (AUC) and overall accuracy (ACC) values obtained for the Rio das Velhas watershed (RVW) and Rio Paraopeba watershed (RPW).

Model	RVW		RPW	
	AUC	ACC	AUC	ACC
RF	0.996	0.975	0.988	0.946
ANN	0.987	0.947	0.964	0.914
NB	0.947	0.873	0.865	0.771
LR	0.935	0.870	0.896	0.828

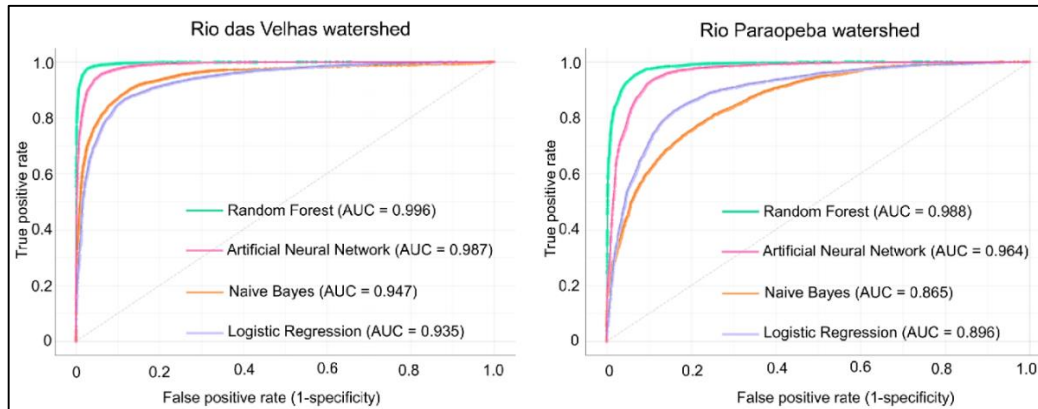


Fig. 4.8- Receiver operator curve and area under the curve (AUC) values for the models produced in the study.

4.4.3-Gully erosion susceptibility maps assessment

The Fig. 4.9 shows the susceptibility maps produced in the current study, which were reclassified according to the classes shown in table 4.5. The sufficiency analysis revealed that, in general, all models resulted in satisfactory classification capability, as they show a decreasing trend of gully density towards lower susceptibility classes and the higher susceptibility classes cover the smallest areas of the maps (Table 4.6). In both watersheds, the RF and LR models presented the lowest gully densities in the lowest susceptibility classes, unlike the NB and ANN models. Thus, RF and LR reached the highest confidence in the misclassification error among the evaluated models.

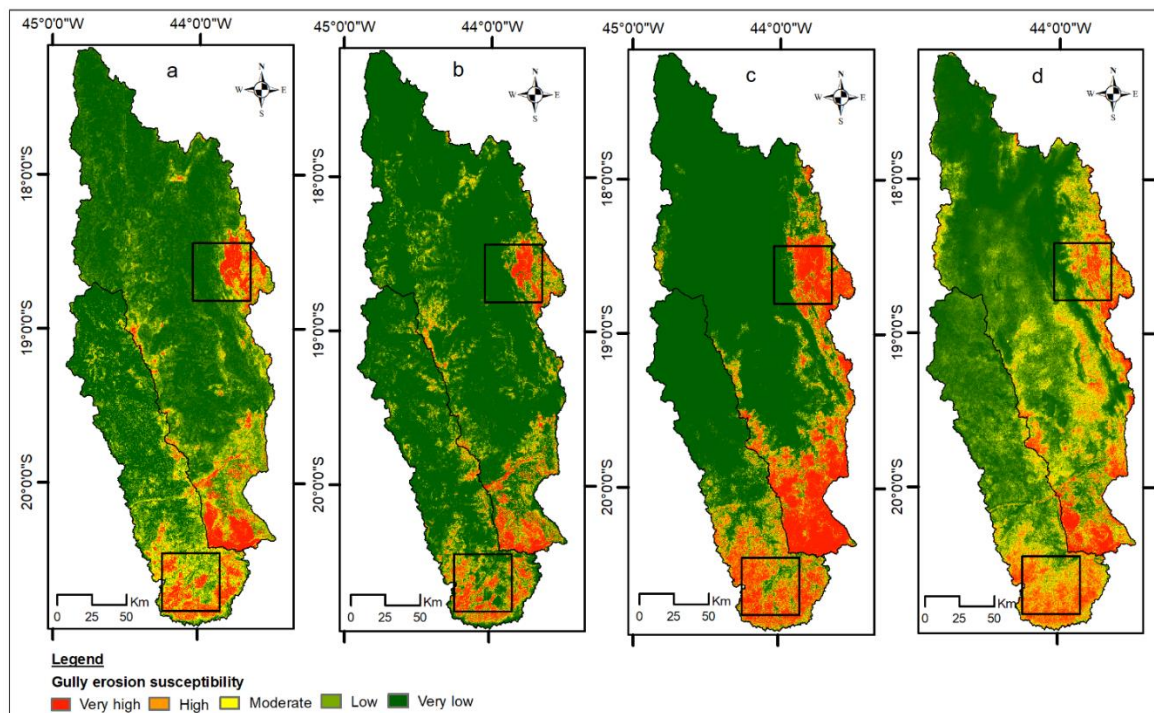


Fig. 4.9- Gully erosion susceptibility maps produced by (a) random forest, (b) artificial neural network, (c) naïve Bayes and (d) logistic regression. The squares on the maps correspond to the areas detailed in Fig. 4.10.

Table 4.5- Gully erosion susceptibility classes obtained by natural breaks classification in the Rio das Velhas watershed (RVW) and Rio Paraopeba watershed (RPW).

Watershed	Model	Susceptibility probability class				
		Very low	Low	Moderate	High	Very High
RVW	RF	0 to 0.07	0.07 to 0.22	0.22 to 0.45	0.45 to 0.75	0.75 to 1
	ANN	0 to 0.08	0.08 to 0.26	0.26 to 0.51	0.51 to 0.79	0.79 to 1
	NB	0 to 0.10	0.10 to 0.35	0.35 to 0.61	0.61 to 0.85	0.85 to 1
	LR	0 to 0.10	0.10 to 0.27	0.27 to 0.49	0.49 to 0.74	0.74 to 1
RPW	RF	0 to 0.09	0.09 to 0.24	0.24 to 0.44	0.44 to 0.70	0.70 to 1
	ANN	0 to 0.09	0.09 to 0.28	0.28 to 0.52	0.52 to 0.78	0.78 to 1
	NB	0 to 0.11	0.11 to 0.34	0.34 to 0.60	0.60 to 0.82	0.82 to 1
	LR	0 to 0.12	0.12 to 0.30	0.30 to 0.52	0.52 to 0.74	0.74 to 1

Table 4.6- Sufficiency analysis of the gully susceptibility maps produced for Rio das Velhas watershed (RVW) and Rio Paraopeba watershed (RPW).

Watershed	Model	Gully density (%)					Total area extent (%)				
		Very high	High	Moderate	Low	Very low	Very high	High	Moderate	Low	Very low
RVW	RF	95.0	4.3	0.6	0.1	0.0	3.6	4.0	7.3	16.5	68.6
	LR	89.8	6.1	2.4	1.3	0.4	8.9	9.5	12.7	21.1	47.8
	NB	88.9	3.2	1.7	1.6	4.6	16.4	4.6	3.8	5.0	70.2
	ANN	74.9	12.6	5.5	4.5	2.5	5.9	3.7	5.0	9.4	76.0
RPW	RF	82.7	14.4	2.6	0.3	0.0	5.7	7.1	12.5	24.8	49.9
	LR	85.3	7.0	4.3	2.7	0.7	13.0	10.8	10.6	21.1	44.6
	NB	66.6	17.7	6.6	4.8	4.3	15.9	8.4	7.2	8.5	60.0
	ANN	71.2	12.5	5.9	5.2	5.1	7.9	5.7	6.8	11.9	67.7

4.5- DISCUSSION

4.5.1-Model architecture and performance

In this study, we demonstrate that RF outperformed other algorithms used in the development of gully erosion predictive models. In general, the tree-based ensemble methods, including RF, typically outperform other algorithms because their architecture are based on combining multiple models. This specificity has advantages such as: i) increased ability to handle large databases and minimize noise from input dataset; ii) high capability to recognize and consider non-linear relationships between dependent and independent variables and iii) great capacity to determine the importance of each explanatory variable during the modeling process. These findings are consistent with the results of recent studies focused on complex natural hazard modeling such as gully erosion and landslides (*e.g.* Rahmati *et al.* 2017, Chang *et al.* 2019).

Despite the high predictive performances achieved, LR, ANN and NB models have disadvantages that influence their classification and prediction potential when compared to tree-based ensemble models. Such disadvantages mainly include: i) high sensitivity to multicollinearity, requiring complete independence between explanatory variables (*e.g.* NB model); ii) limitation in solving

complex problems associated with nonlinear relationships (e.g. LR model) and iii) high sensitivity to data scarcity and noise (e.g. ANN model). Merghadi *et al.* (2020) indicated similar findings when producing a complex predictive landslide model for a watershed located in northern Algeria.

The algorithms applied in the RVW achieved better overall performance than in the RPW. This discrepancy is more noticeable in the models with lower performances (NB and LR) and may be a result of the smaller number of features included in RPW's gully spatial inventory.

Although the general distribution pattern of the susceptibility classes is similar in the four models, the RF algorithm seems to have produced the most realistic maps, considering the smooth transitions between the susceptibility classes and the low generalization of the higher and lower susceptibility levels (Fig. 4.9). These results corroborate the obtained AUC and ACC values and prove the superior ability of the RF algorithm to deal with large databases and predict highly complex processes. The ANN and NB algorithms resulted in models with unbalanced classes, showing good ability to discern the presence and absence of gullies, but low capability to predict intermediate classes (Figs. 4.9 and 4.10). This fact is most notable in the NB model and probably derives from the algorithm's simplicity. Finally, the LR model resulted in a map with a well-balanced distribution of susceptibility classes (Fig. 4.9), although the higher levels of susceptibility seem to have been too generalized in regions with a low gully density, for example, over quartzitic mountain ranges in the eastern region of RVW (Fig. 4.10).

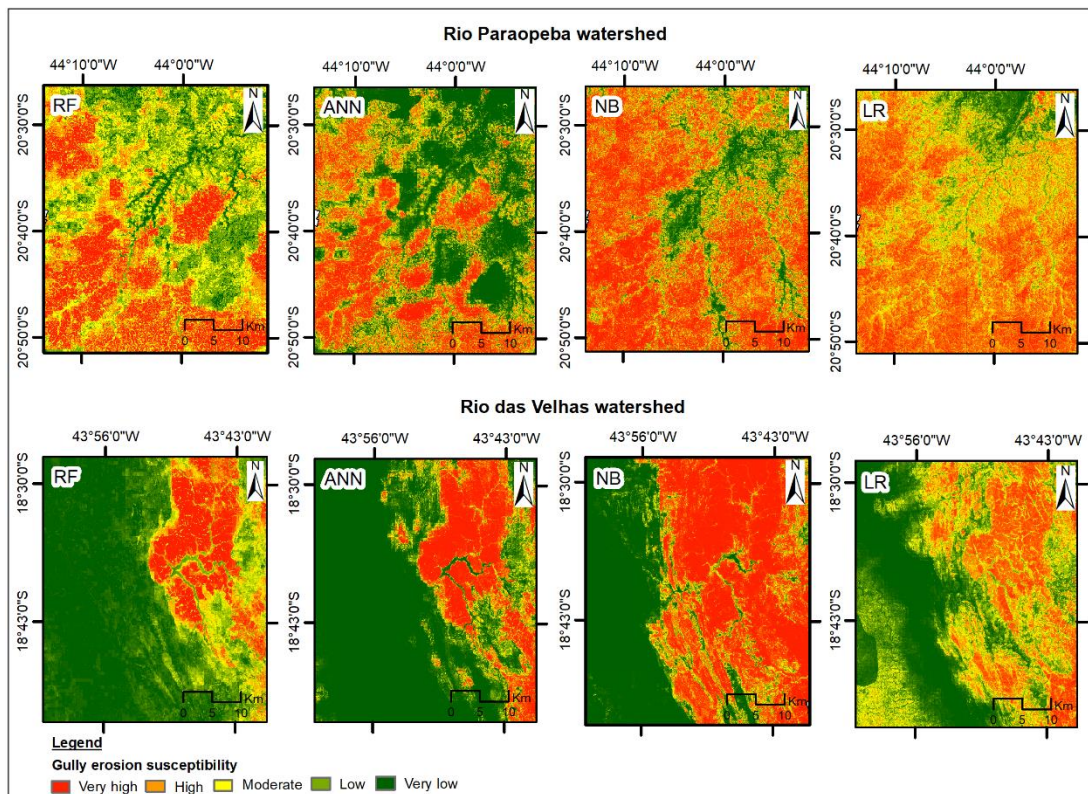


Fig. 4.10- Details of the susceptibility maps produced in this study by random forest (RF), artificial neural network (ANN), naïve Bayes (NB) and logistic regression (LR). The location of the detailed areas in the Rio das Velhas watershed and Rio Paraopeba watershed is shown in Fig. 4.9.

4.5.2-Factors and mechanisms controlling gully erosion

The development of gully erosion prevention, control and remediation measures requires an understanding of its dynamics and conditioning factors (Poesen *et al.* 2003). In order to face this challenge, several models have been produced to predict the occurrence and quantify the impacts of gully worldwide (*e.g.* Rahmati *et al.* 2017, Saha *et al.* 2020). However, in addition to testing the mathematical accuracy of these models, it is essential to focus efforts to understand the mechanisms of initiation, development and stabilization of this phenomenon, which will be discussed in the next sections, based on a combined analysis involving the gully inventory, field observations and the IGR, FR and MIV results obtained.

Gully initiation

Gullies are known to be a serious effect of water erosion (Morgan 2005). In fact, in the study region, the strong positive correlation between gullies and high annual rainfall averages (1540 to 1604 mm/year), suggests that these erosive features seem to be triggered mainly by the influence of storms that often occur during the rainy season in tropical regions. However, the gully inventory shows that several regions with high average annual rainfall are preserved from gully erosion (Fig. 4.1), which suggests that, despite being mainly triggered by storms, gullies only develop under specific conditions. In this context, the high IGR, FR and MIV results (Tabs. 4.2 and 4.3) show that in the study area, medium slope valley heads (about 9 to 25°), located at highlands (977 to 1180 m.a.s.l.) dominated by highly deformed granitoids, gneisses and phyllites are the landscape compartments most susceptible to gully erosion. These conditions occur mainly in the upper course of the watersheds, as well as in the eastern portion of the lower course of the RVW. Although on a different scale, these findings are in accordance with the observations of Dietrich & Dunne (1993) and Bacellar *et al.* (2005), who stated that hollows and valley heads are areas highly sensitive to gully erosion. According to these authors, in these geomorphological features the gully erosion can be triggered by instabilities caused by the convergence between surface and subsurface flows, and by specific hydrodynamic oscillations, such as the sudden increase in surface runoff during storms and the increase in soil pore pressure during the rainy season.

Several studies have reported the anthropic effect on the initiation of gullies (*e.g.* Poesen *et al.* 2003, Valentin *et al.* 2005). In this research, the FR and MIV values indicate that, in general, the gullies are in grassland and farming, which could suggest a high anthropogenic influence of these environments on the erosive process (Tab. 4.3). However, most of the gullies in the study area already existed in 1985 (Bacellar *et al.* 2005, Augustin & Aranha, 2006a), when the oldest land use data was made available for the region. Therefore, from the available data, it is not possible to verify if most of the gullies were driven by human activities or if they already existed when the first European settlement was established, at the late 17th century.

On the other hand, as the gullies are concentrated in specific areas (Fig. 4.1) and the study region is widely anthropized, it seems to be very unlikely that human activities are an important GEF at regional scale. This finding is in line with the observations of Zhao *et al.* (2016), who stated that in Chinese Loess Plateau the gullying are mainly triggered by natural factors and, in general, are not related to human activities, unlike topsoil erosions. However, it is important to emphasize that anthropogenic actions can locally influence the gully erosion by removing the topsoil, which, in general, are less erodible than the underlying layers of regolith, as noted by Bacellar *et al.* (2005) and Augustin & Aranha (2006a).

Gully development and stabilization

Since the gully erosion is a phenomenon of soil erosion, it is evident that the high IGR, FR and MIV values achieved by the lithology in this study actually reflect the erodibility of the regoliths derived from the weathering of the rocks (Tabs. 4.2 and 4.3). However, no strong relationships were found between soil taxonomy and gully erosion (Tab. 4.3), which suggest that, regardless of the soil classification, the gullies tend to develop when topsoil erosion occurs from the impact of raindrops with the surface and by the generation of high erodible surface runoff. In this sense, although a large part of the study area comprises regoliths derived from sedimentary rocks, such as pelites and sandstones, the FR and MIV results show that the weathering mantles derived from granitoids, gneisses and phyllites are more prone to the gully erosion (Tab. 4.3). In fact, several studies have described the high erodibility of highly structured saprolites derived from granitoids and gneisses (*e.g.* Santos *et al.* 2002, Morais *et al.* 2004). However, few works have explored the erodibility of saprolites derived from other lithologies, such as the phyllite. In a study carried out in a sub-basin of the upper RVW, Bacellar *et al.* (2005) reported that the regoliths derived from metasedimentary rocks are poorly erodible. At first, this finding could conflict with the high FR and MIV values presented by phyllite in the current study. Nevertheless, on closer examination of the geological map and in the field, we noted that most of the phyllites that outcrop in the highly eroded regions of the study area are locally intercalated with friable quartzite lenses. When eroded, these lenses can give rise to preferential conduits for surface and underground flow, intensifying the gullying (Fig. 4.11a). Similarly, structures such as bedding, foliation and joints, often still present in saprolites, can drive surface and underground flows, favoring not only the formation of thick weathering mantles, but also soil removal by gully erosion (Fig. 4.11b), as noted by Bernatek-Jakiel & Poesen (2018).

Upon reaching the most erodible soil horizons, surface runoff promotes the deepening of the erosive channel and the destabilization of its edges (Fig. 4.11c), intensifying the production of sediments that will later be carried to the drainage network. In this context, although there are no quantitative data on soil loss caused by gullies in the region, authors such as Costa & Bacellar (2007) found that the reduction in the baseflow of tributaries in the RVW occurs as a function of sediment production by

gullying. Similar findings are pointed out by several studies around the world (*e.g.* Valentin *et al.* 2005, Castillo & Gómez 2016), which show a close relationship between gullies and soil loss.

Finally, the gradual reduction of upland drainage area caused by the widening of the gully minimizes the erosive potential of surface runoff. At this stage, the reduction in the slope of the gully edges favors the growth of vegetation inside the feature, which is one of the main evidences of its stabilization (Fig. 4.11d).

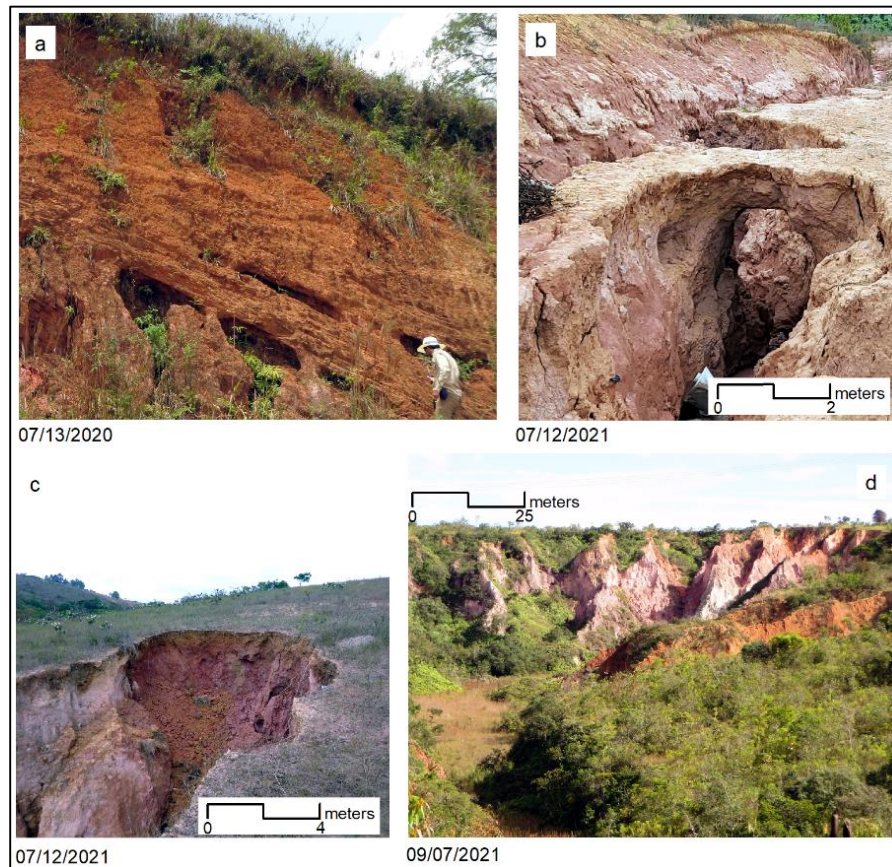


Fig. 4.11- Field photos showing some characteristics of the gullies in the study area. (a) gully wall showing preferential erosion in friable quartzite saprolite (lat: -20.322863° , long: -43.858243°); (b) piping erosion in gneiss saprolite (lat: -20.515788° , long: -44.230507°); (c) recent destabilization of the gully edge after a storm, causing the expansion of the erosive feature (lat: -20.533833° , long: -44.220390°); (d) gully in stabilization process after reduction of upland drainage area (lat: -20.370087° , long: -43.678954°). Photos by author.

4.6- CONCLUSION

From the construction of a solid spatial gully inventory and a database consisting of fifteen geo-environmental factors, it was explored the potential of four common machine learning algorithms, named random forest, logistic regression, naïve Bayes and artificial neural network to produce a gully predictive model for two gullied watersheds in southeastern Brazil. Although all models are based on the same training dataset, we noticed a significant difference in the performance achieved by each machine learning algorithm, which highlights its predictive abilities and its skills to handle datasets of different natures. Thus, we concluded that no algorithm is suitable for all situations and that all predictive

models must be thoroughly tested and correlated with the conditions observed in the field. In this sense, from the results achieved by the random forest algorithm, we found that the tree-based ensemble is a very promising machine learning algorithm architecture for producing regional-scale gully erosion predictive models, based on huge databases.

From the integrated analysis between the gully inventory and three statistical indices, specifically information gain ratio, frequency ratio and modified information value, we revealed that, from a regional perspective, the gullies seem to be mainly triggered by storms and are controlled by the interaction between some geomorphological and geological factors, which influence the characteristics of the regolith and runoff. These favorable conditions include medium slope valley heads (about 9 to 25°), located in some of the higher regions of the study area (977 to 1180 m.a.s.l.), where intensely deformed granitoids, gneisses and phyllites occur. We also demonstrate that, although the investigated region is largely anthropized, gully erosion is concentrated in specific areas. Thus, human activities do not seem to influence the regional distribution of gullies, although we have not excluded their local influence on the development of some erosive features.

In terms of future work, we would consider the following issues: (1) to explore the potential of other machine learning algorithms in gully erosion predictive models and analyze the influence of other conditioning factors; (2) to assess the relationship between gullies and sediment production; (4) to determine the maximum age of sedimentary deposits produced by some gullies in order to assess when these erosive features were triggered.

Finally, the results presented in this study may provide valuable information for understanding the gully erosion in tropical environments and, therefore, support sustainable land use planning policies, mainly in the upper course of both watersheds, as well as in the eastern portion of the Rio das Velhas watershed, which are the regions most prone to gully erosion.

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108159>.

FACTORS CONTROLLING SOIL AGGREGATE STABILITY IN OXISOLS OF A GULLIED REGION IN SUBTROPICAL BRAZIL

ABSTRACT

Soil aggregation is a crucial factor in soil resistance to water erosion. However, few studies have investigated the soil aggregate stability in Brazil and its conditioning factors. Thus, this study explored the versatility of wet sieving to determine the macroaggregate stability and laser-ray diffraction methods to obtain the microaggregate stability in the horizons of 36 oxisols profiles derived from the weathering of gneisses and granites, located in a gullied region of subtropical Brazil. The soil aggregate stability, expressed as mean weighted diameter, was subjected to analysis of variance and investigation of Spearman statistical correlation with the chemical composition and particle size distribution of the soils, whose determination was made, respectively, by X-ray fluorescence and laser-ray diffraction. The results reveal that ferralitization is the main process involved in soil formation and that the aggregate stability of the macroaggregates and microaggregates are primarily controlled by sand and silt contents, which vary considerably along the profile. The stability reaches the lowest values at the C horizon, which seems to be highly sensitive to splash erosion and turbulent surface runoff. Finally, variations in chemical composition and particle size distribution observed in similar horizons of different profiles did not significantly affect the soil aggregate stability and the gully distribution in the investigated region.

5.1- INTRODUCTION

The soil aggregate stability (SAS) defines the ability of soil aggregates to remain intact when exposed to a given stress and has been recognized worldwide as one of the properties that most reflects soil erodibility, either positively or negatively (Amézketa *et al.* 1996). This complex property is directly related to soil erosion processes and has been addressed since the 1930s by dozens of methods, including dry sieving, rain simulators, ultrasonic dispersion, immersion and wet sieving (Yoder 1936, Emerson 1967, Le Bissonnais 1996, Amézketa *et al.* 2003). This wide range of procedures adopted to obtain the parameter, in fact, reflect the great interest in this property and the continuous search for satisfactory standardized methods (Le Bissonnais 1996).

The formation of aggregates occurs from the union between sand, silt and clay, and its stabilization by organic and inorganic compounds. In fact, aggregation models generally propose three levels of aggregates: clay aggregates (< 2 μm), microaggregates (< 250 μm) and macroaggregates (> 250 μm), so that the complete characterization of the soil structure requires the determination of the SAS at the macro and micro levels (Muggler *et al.* 1997, Amézketa *et al.* 2003).

The wet sieving method proposed by Le Bissonnais (1996) has relevant advantages for determining the macroaggregate stability since, in addition to requiring a simple analytical apparatus, it allows the evaluation of soil behavior under different conditions of wetting and energy (fast wetting, slow wetting and stirring after pre-wetting). Such advantages probably justify the reasons that this methodology was used as the main basis for the elaboration of the international standard method for measurement of the stability of soil aggregates subjected to the action of water (ISO 2012). Regarding the quantification of the microaggregate stability, an effective method is to determine the distribution of particles smaller than 250 μm from laser-ray diffraction (Amézqueta *et al.* 2003).

In southeastern Brazil, soil erosion is an important environmental hazard and is triggered mainly in highly erodible regoliths derived from the weathering of granites and gneisses, under specific geo-environmental conditions (Bacellar *et al.* 2005, Lana *et al.* 2022). However, the great relevance of the erosive processes acting in this region is incompatible with the scarcity of studies on the soil aggregate stability. Thus, considering this gap and the potential of wet sieving and laser-ray diffraction methods, this study aimed to determine the macroaggregate and microaggregate stability in the horizons of 36 soil profiles from subtropical Brazil and to investigate their main controlling factors. As specific objectives, the following stand out: i) to assess whether the SAS controls the distribution of gullies in the region; ii) to investigate the pedogenetic processes involved in the formation of soils in the region.

5.2- MATERIALS AND METHODS

5.2.1-Site description

The study area is located in southeastern Brazil and comprises four tributary watersheds, named Cantagalo watershed (CGW), Criminoso watershed (CRW), Macaúbas watershed (MCW) and Ribeiro Bonito watershed (RBW). Two of the considered watersheds involve gullied areas (CGW and MCW), while the other two are located in areas with few gullies (CRW and RBW), according to the gully inventory produced by Lana *et al.* (2022) (Fig. 5.1). Elevation ranges from 835 m.a.s.l. to 1637 m.a.s.l., so that the highest altitudes are concentrated in the headwaters, whereas elevations below 1000 m.a.s.l. characterize the northern regions, near the outlets. The climate is described as subtropical, with average annual rainfall ranging from 1500 mm/year to 1600 mm/year and average annual temperatures ranging from 18 °C to 21 °C (CPRM 2011). In general, more than 70% of average annual precipitation received in the warmest five months, from October to February (Alvares *et al.* 2013). Inceptisols and oxisols are the most abundant soil types in the study area and derive mainly from the weathering of Archean and Paleoproterozoic gneisses, migmatites and granitoids, which are the main lithologies exposed in the region (Alkmim & Marshak 1998, UFV *et al.* 2010). Regarding land use and land cover, CGW and MCW are dominated by agricultural activities (more than 87% of the area), while a balance between agricultural activities and forest cover characterizes the watersheds CRW and RBW (MapBiomias 2021). Gully erosion occurs in the region under specific natural conditions, which mainly include geological,

geomorphological and pedological factors, although it is recognized that anthropic activities can influence the development of some erosive features (Bacellar *et al.* 2005, Lana *et al.* 2022).

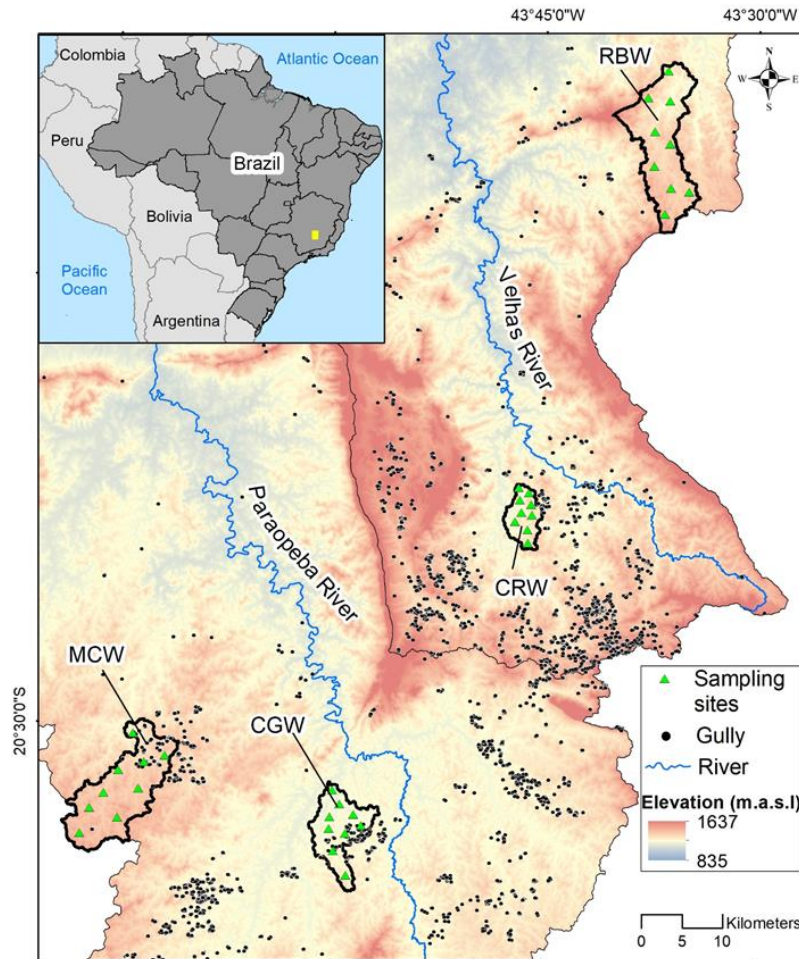


Fig. 5.12- Location of the sampling sites in the four watersheds considered in this study. CGW: Cantagalo watershed; CRW: Criminoso watershed; MCW: Macaúbas watershed and RBW: Ribeiro Bonito watershed.

5.2.2-Soil sampling and analysis

Following the guidelines of Le Bissonnais (1996) that samples intended for SAS tests must be collected in an intermediate state of saturation, it was decided to carry out the sampling campaigns after the rainy events. After prior recognition of the study area, 36 representative oxisols profiles derived from weathering of gneisses and granitoids were selected (9 in each watershed), seeking to achieve the greatest possible sampling distribution along the watersheds (Fig. 5.1). Soil profiles that clearly distinguished between A horizon (Ahz), B horizon (Bhz) and C horizon (Chz) were chosen for sampling (Fig. 5.2). The soils were classified according EMBRAPA (2018) and, in the selected profiles, a sample of disturbed soil and a sample of undisturbed soil were collected from each horizon (Ahz, Bhz and Chz), totaling 108 undisturbed samples and 108 disturbed samples. After air-drying, all samples were slightly crushed by hand and then oven-dried at 40 °C for 24h.



Fig. 5.2- Representative soil profile of the studied region.

The disturbed samples were used in the determination of the particle size distribution and chemical composition of the soils. The particle size distribution was obtained by laser-ray diffraction, using a Mastersizer 2000 (Malvern PANalytical), after 5 min of sonication, according to the procedures proposed by Ryzak & Bieganski (2011). The results were plotted on the ternary sand–silt–clay diagram to obtain the textural class. Major elements (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O , and P_2O_5) were quantified in weight percentage by X-ray fluorescence, using the spectrometer Axios-Minerals (PANalytical), after dry sieving at 200 mesh and compaction. Based on the results of chemical characterization, the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio was calculated to determine the weathering rate of each profile (Taylor & McLennan 1985).

The undisturbed samples were destined to the macroaggregate and microaggregate stability tests. The macroaggregate stability was analyzed according to the methodological procedures proposed by Amézqueta *et al.* (1996) and Le Bissonnais (1996), which are based on the determination of the mean weight diameter (MWD) of the stable fractions of the soil. The procedure begins with the separation of 4 g of soil samples previously classified by dry sieving between 1 mm and 2 mm. Such samples are then subjected to three types of treatment with different energy levels: fast wetting, slow wetting, stirring after pre-wetting. Three replicates of each soil were tested and the results were expressed as the mean.

In fast wetting, the samples were immersed for 10 minutes in a beaker containing 50 ml of deionized water. The slow wetting procedure consisted of leaving each sample for 30 minutes on a filter paper moistened with deionized water. The stirring after pre-wetting treatment initially followed the guidelines of the fast wetting treatment and, later, the samples were transferred to a flask containing 200 ml of deionized water, which was vigorously shaken 20 times. After each of the treatments described, the samples were transferred to a 0.25 mm sieve previously immersed in 95% ethanol, which is used in this step to reduce further soil fragmentation (Le Bissonnais 1996). The separation of the

macroaggregates was performed by moving the sieve vertically 20 times, at a distance of approximately 1 cm. The samples retained on the 0.25 mm sieve were transferred to Petri dishes and oven-dried at 105 °C for 24 hours. Subsequently, each sample was sieved through a sequence of 1 mm, 0.5 mm and 0.25 mm sieves and the retained particles on each sieve were weighed to determine the MWD, according to the following equation:

$$MWD = \sum_{i=1}^n x_i w_i \quad (1)$$

where: x_i is the mean diameter of each size class (mm), w_i is the proportion of mass retained in a size class i , and n is the number of classes.

The microaggregates stability was obtained using laser-ray diffraction techniques, based on the procedures proposed by Amézketa *et al.* (2003), which adopt the same steps followed in the particle size characterization. For the determination of MWD (Eq. 1), the fragments smaller than 250 μm were grouped in three classes (0 to 2, 2 to 50 and 50 to 250 μm).

5.2.3-Statistical analysis

Initially, two-way analysis of variance, followed by Tukey post-hoc test ($p < 0.05$), was performed to detect significant differences between the particle size distribution, chemical composition and SAS indices presented by the soil horizons of each of the watersheds considered in the present study. Subsequently, the association between SAS and measured soil properties was explored using Spearman correlation at 0.05, 0.01 and 0.001 significance levels, because not all data were normally distributed. All statistical analyzes were conducted in Jamovi 2.2.5.

5.3- RESULTS

5.3.1-Soil characterization

All the analyzed soils show a clear differentiation of particle size distribution along the profile, highlighted mainly by the significant differences often presented between the horizons ($p < 0.05$) and by the clear inverse trend exhibited by the contents of sand and silt (Fig. 5.3). In this context, the Ahz and Bhz present mainly sandy loam textures, whereas in Chz the silty loam texture predominates (Tab. 5.1). On the other hand, the clay contents do not show significant variations between the horizons of most of the analyzed soils ($p > 0.05$), except in CRW, where the Chz presents a large amount of clay when compared to the Chz of the other watersheds ($p < 0.05$).

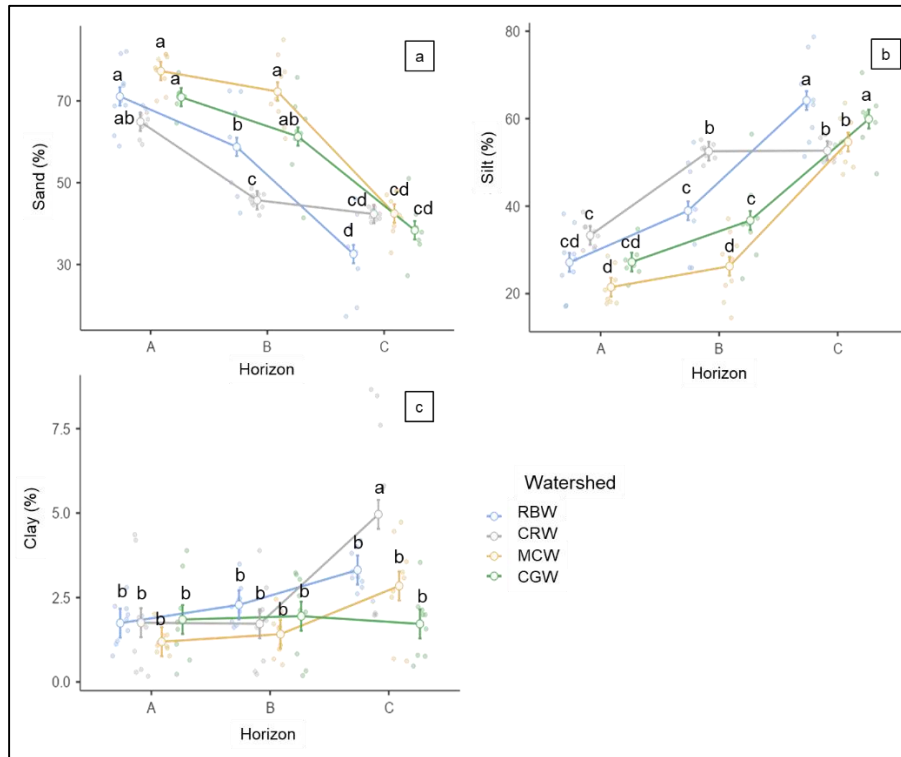


Fig. 5.3- Particle size distribution of the analyzed soil profiles. Different letters indicate significant difference ($p < 0.05$) among the soil horizons.

Table 5.1- Particle size distribution and texture of the analyzed soil profiles.

	RBW			CRW			MCW			CGW		
	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz
Sand (%)	71.11 ±7.90	58.77 ±9.78	32.55 ±9.06	64.93 ±3.32	45.73 ±2.01	42.35 ±1.39	77.32 ±4.36	72.31 ±8.12	42.48 ±5.16	70.92 ±3.19	61.31 ±9.52	38.38 ±6.30
Silt (%)	27.15 ±7.30	38.95 ±9.30	64.13 ±8.63	33.32 ±3.32	52.55 ±1.75	52.69 ±2.46	21.49 ±4.04	26.28 ±7.49	54.68 ±5.53	27.27 ±3.45	36.74 ±9.16	59.90 ±6.14
Clay (%)	1.74± 0.64	2.28± 0.60	3.31± 0.52	1.75± 1.59	1.72± 1.20	4.96± 2.90	1.19± 0.37	1.42± 0.65	2.84± 1.44	1.85± 1.20	1.95± 1.21	1.72± 0.95
Texture	Sandy loam	Sandy loam	Silty loam	Sandy loam	Silty loam	Silty loam	Loamy sandy	Loamy sandy	Silty loam	Sandy loam	Sandy loam	Silty loam

Note: Values presented as mean and standard deviation; RBW, CRW, MCW and CGW: studied watersheds; Ahz: A horizon; Bhz: B horizon; Chz: C horizon.

Regarding the chemical composition, the soils of the region are characterized by low contents of bases such as Ca, Mg, and Na along the profiles and by a decreasing trend of total K_2O towards the surface (Tab. 5.2, Fig. 5.4). The highest Al_2O_3 amounts are found in the Bhz, while the total TiO_2 and Fe_2O_3 are often equivalent between the Ahz and Bhz and decreases significantly at the Chz, which is enriched in SiO_2 and K_2O . Furthermore, an increasing trend is observed in the Al_2O_3/TiO_2 ratio with

depth, especially in the RBW, CRW and MCW, where there is a significant difference in the Al_2O_3/TiO_2 ratio showed by Chz when compared to other horizons ($p < 0.05$).

The average contents of the major elements vary considerably among the analyzed watersheds, except in the RBW and CRW, whose soils have similar chemical compositions ($p > 0.05$). In this context, the soils of the CGW are the ones that most diverge chemically from the others, presenting the highest contents of Fe_2O_3 and TiO_2 and the lowest amounts of K_2O , Al_2O_3 and SiO_2 ($p < 0.05$).

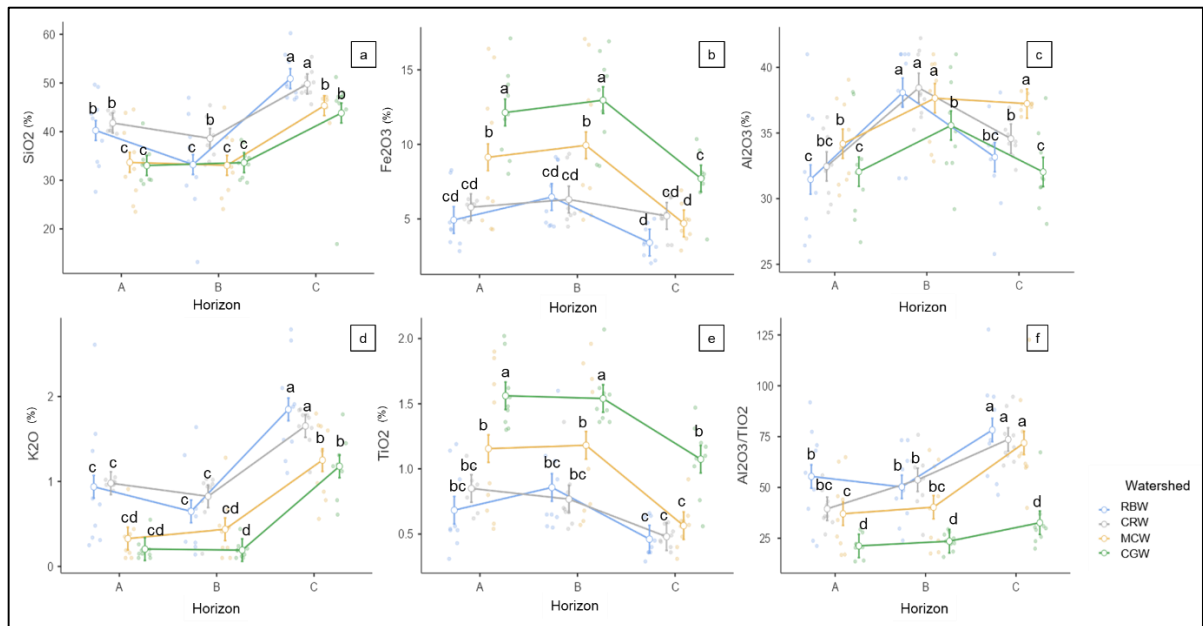


Fig. 5.4- Chemical composition of the analyzed soil profiles. Different letters indicate significant difference ($p < 0.05$) among the soil horizons.

5.3.2-Soil aggregate stability and its correlations

In the analyzed soil profiles, the SAS of macroaggregates and microaggregates shows a strong tendency to decrease with depth (Tab. 5.3, Fig. 5.5). It is observed that Ahz and Bhz may eventually present similar levels of aggregate stability (Fig. 5.5), whereas the lowest SAS were always found in the Chz. In addition, considering the same stability test, there are no significant differences in SAS of the Chz among the different watersheds considered by the study. Such notable low stability presented by the Chz, in fact, mainly reflects its high silt content, as attested by the significant negative Spearman correlation among this particle size and the MWD values obtained for macroaggregates and microaggregates ($-0.696 < \rho < -0.969$, $p < 0.001$) (Table 4). In turn, the Spearman correlation shows that the high amounts of sand presented by Ahz and Bhz contribute significantly to the improvement of SAS, mainly of microaggregates ($0.711 < \rho < 0.984$, $p < 0.001$) (Tab. 5.4), while the clay contents exhibit a weak to moderate positive correlation with the MWD values ($0.385 < \rho < 0.544$, $p < 0.001$) (Tab. 5.4).

Table 5.2- Chemical composition of the studied soils in the form of oxides of the major elements.

	RBW			CRW			MCW			CGW		
	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz
SiO₂ (%)	40.23 ±7.61	33.21 ±10.11	50.88 ±4.51	41.77 ±1.91	38.61 ±4.24	49.79 ±2.86	33.67 ±7.83	33.06 ±6.68	45.33 ±1.56	33.03 ±3.91	33.62 ±3.19	43.81 ±10.26
Al₂O₃ (%)	31.46 ±5.35	38.08 ±3.96	33.15 ±3.54	32.4 ±2.56	38.44 ±2.47	34.57 ±1.42	34.18 ±3.24	37.65 ±3.24	37.24 ±0.60	32.05 ±3.97	35.57 ±3.89	32.03 ±2.94
Fe₂O₃ (%)	4.93 ±1.97	6.46 ±2.10	3.40 ±1.01	5.78 ±0.54	6.30 ±1.76	5.20 ±1.29	9.13 ±4.93	9.93 ±4.93	4.70 ±1.22	12.13 ±2.95	12.96 ±3.10	7.71 ±1.89
Na₂O (%)	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ
K₂O (%)	0.94 ±0.78	0.65 ±0.52	1.84 ±0.55	0.98 ±0.04	0.83 ±0.28	1.65 ±0.23	0.33 ±0.25	0.44 ±0.37	1.25 ±0.46	0.20 ±0.14	0.19 ±0.11	1.18 ±0.34
MgO (%)	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ
TiO₂ (%)	0.67 ±0.32	0.86 ±0.35	0.45 ±0.13	0.85 ±0.15	0.77 ±0.25	0.48 ±0.08	1.16 ±0.56	1.18 ±0.57	0.56 ±0.17	1.56 ±0.27	1.54 ±0.22	1.07 ±0.27
CaO (%)	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ
MnO (%)	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ
P₂O₅ (%)	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ	<LOQ
Al₂O₃/TiO₂	55.41± 24.17	50.27± 18.08	78.24± 24.51	39.49 ±8.82	53.75± 14.00	73.61± 11.87	37.05± 18.41	40.28± 20.22	71.87± 23.78	21.25 ±5.27	23.56 ±4.41	32.65± 13.85

Note: Values presented as mean and standard deviation; RBW, CRW, MCW and CGW: studied watersheds; Ahz: A horizon; Bhz: B horizon; Chz: C horizon; LOQ: limit of quantification.

Table 5.3- Mean weighted diameter obtained from the different soil aggregate stability tests performed.

	RBW			CRW			MCW			CGW		
	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz	Ahz	Bhz	Chz
MWD_{FW} (mm)	1.27 ±0.18	0.92 ±0.35	0.51 ±0.27	1.24 ±0.09	0.88 ±0.21	0.40 ±0.16	1.16 ±0.09	1.04 ±0.12	0.54 ±0.13	0.88 ±0.16	0.83 ±0.11	0.27 ±0.10
MWD_{SW} (mm)	1.37 ±0.08	1.08 ±0.26	0.54 ±0.27	1.33 ±0.07	1.01 ±0.16	0.45 ±0.13	1.32 ±0.05	1.30 ±0.11	0.56 ±0.07	0.95 ±0.13	0.85 ±0.14	0.37 ±0.17
MWD_{ST} (mm)	1.16 ±0.17	0.76 ±0.21	0.47 ±0.24	1.03 ±0.17	0.75 ±0.24	0.36 ±0.13	1.07 ±0.06	1.06 ±0.14	0.47 ±0.11	0.76 ±0.12	0.74 ±0.18	0.25 ±0.09
MWD_{MICRO} (mm)	0.11± 0.009	0.09± 0.009	0.06± 0.009	0.10± 0.004	0.08± 0.003	0.07± 0.003	0.11± 0.005	0.10± 0.01	0.07± 0.005	0.10± 0.003	0.09± 0.01	0.06± 0.007

Note: Values presented as mean and standard deviation; RBW, CRW, MCW and CGW: studied watersheds; Ahz: A horizon; Bhz: B horizon; Chz: C horizon; MWD_{FW}: mean weighted diameter obtained from the fast wetting treatment; MWD_{SW}: mean weighted diameter obtained from the slow wetting treatment; MWD_{ST}: mean weighted diameter obtained from the stirring after pre-wetting treatment; MWD_{MICRO}: mean weighted diameter of the microaggregates.

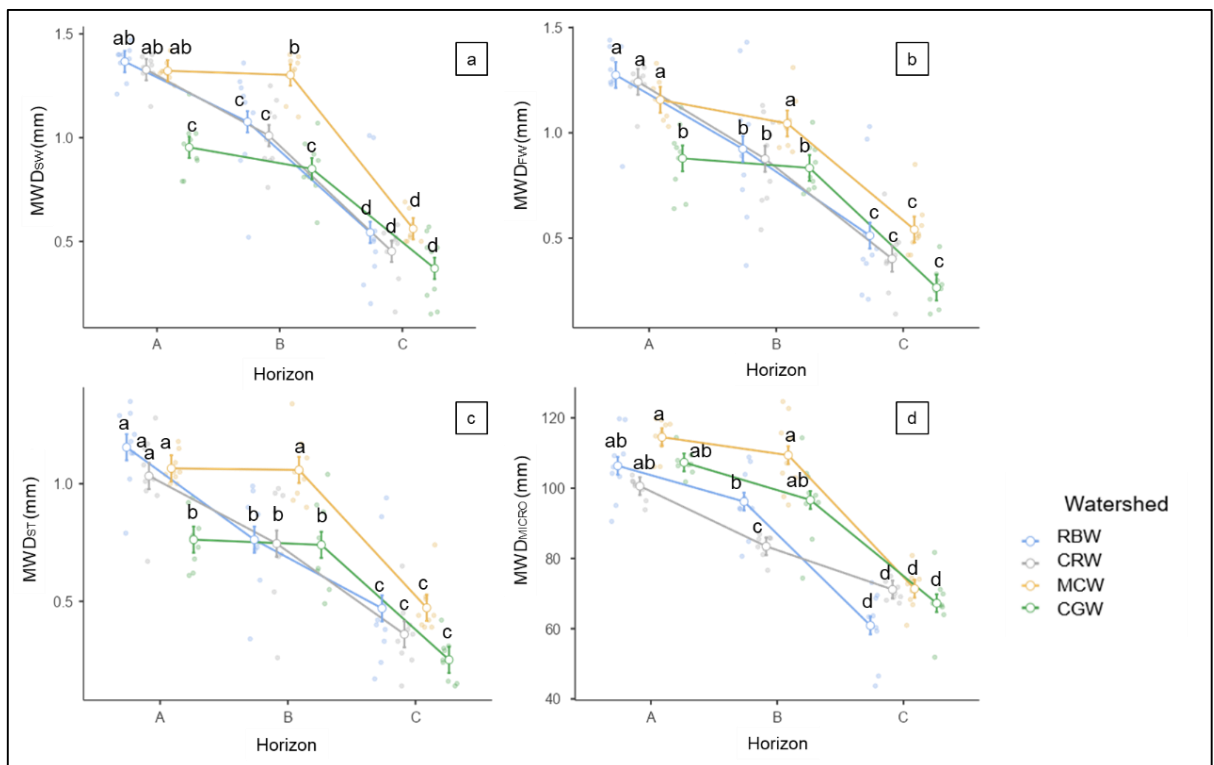


Fig. 5.5- Mean weighted diameter of the analyzed soil profiles. Different letters indicate significant difference ($p < 0.05$) among the soil horizons.

Regarding the chemical composition of the soils, the SiO₂ and K₂O contents are the ones that most negatively influence the stability of the macroaggregates, although in lower degrees than the total amount of sand and silt (Tab. 5.4). An exception is observed in the MWD values obtained for microaggregates, which showed a strong negative Spearman correlation with the total of SiO₂ and K₂O ($\rho = -0.694$ and $\rho = -0.729$, $p < 0.001$). The Al₂O₃ and TiO₂ contents are not significantly correlate with MWD values obtained for macroaggregates and microaggregates, while Fe₂O and showed moderate positive correlation with MWD for microaggregates ($\rho = 0.450$ and $\rho = 0.508$, $p < 0.001$).

Finally, although in most soil profiles the three treatments applied in the macroaggregate stability analysis resulted in MWD values of the same order for a given soil horizon (Tabs. 5.3 and 5.4), it is observed that the disaggregation increases in the following order: slow wetting < fast wetting < stirring after pre-wetting (Tab. 5.3).

Table 5.4- Spearman's rho coefficient obtained from the correlation among soil properties and mean weighted diameter values.

Soil properties	MWD _{SW}	MWD _{FW}	MWD _{ST}	MWD _{MICRO}
Sand	0.753***	0.711***	0.741***	0.984***
Silt	-0.743***	-0.696***	-0.730***	-0.969***
Clay	0.402***	0.395***	0.385***	0.544***
SiO ₂	-0.486***	-0.441***	-0.442***	-0.694***
Al ₂ O ₃	-0.026	-0.080	-0.068	0.007
Fe ₂ O ₃	0.109	0.122	0.141	0.450***
K ₂ O	-0.428***	-0.412***	-0.430***	-0.729***
Ti ₂ O	0.236*	0.231*	0.217*	0.308***

Note: *($p < 0.05$); **($p < 0.01$); ***($p < 0.001$); MWD_{FW}: mean weighted diameter obtained from the fast wetting treatment; MWD_{SW}: mean weighted diameter obtained from the slow wetting treatment; MWD_{ST}: mean weighted diameter obtained from the stirring after pre-wetting treatment; MWD_{MICRO}: mean weighted diameter of the microaggregates.

5.4- DISCUSSION

The studied soils are intensively leached, which is evidenced by the low content of bases such as Ca, Mg, and Na along the profiles and by the decreasing trend showed by total K₂O towards the surface, as stated by van Breemen & Buurman (1998) (Tab. 5.2, Fig. 5.4). In addition, the increasing tendency of the Al₂O₃/TiO₂ ratio with depth suggests that the Ahz is more pedogenetically developed than the Chz, ratifying the role of soil-forming processes in geochemical changes (Hayashi *et al.* 1997).

The accumulation of Fe₂O₃ and Al₂O₃ in Ahz and Bhz, associated with the high content of SiO₂ and K₂O in Chz, show that the soils developed from the ferralitization, which is characterized by the gradual removal of SiO₂ and base cations by the hydrolysis of primary minerals such as micas and K-feldspars (van Breemen & Buurman 1998). Furthermore, the weathering of primary minerals is often considered in the literature to be the main responsible for the depletion of silt particles towards the surface (Kolka *et al.* 1996), which confirms the pattern of particle size distribution observed among the horizons of the studied soil profiles. Such pedogenetic mechanism is very slow and their effects is

commonly registered in tropical and subtropical humid climates, as indicated by some researches carried out under similar climates (*e.g.* Furian *et al.* 2002, Herrmann *et al.* 2007).

The expressive textural and chemical variation along the profile caused by the ferralization process results in high variability in the SAS indices between the different soil horizons. Thus, it can be observed from the SAS values and the Spearman correlation indices that the Chz is more easily eroded than the other horizons, mainly due to its high silt content. This finding is explained by the fact that above the silt range it is more difficult to detach and transport soil fragments because of their mass, and below this range there is a considerable increase in cohesive forces, making the detachment process difficult (Savat 1982). Ireland *et al.* (1939), Prandini *et al.* (1990), Santos *et al.* (2002) and Morais *et al.* (2004) reported similar results.

The important negative correlation between SAS, SiO₂ and K₂O reveals that the existence of primary minerals such as K-feldspars and micas in the profile reduces the degree of stability of soil aggregates, especially of microaggregates. On the other hand, Fe and Al oxides contribute positively to the microaggregate stability, since these compounds act as limiting factors for swelling processes (Amézketa 1999).

The comparison between the three soil aggregate stability treatments helps to assess the main mechanisms involved in the erosive process and, in the case of the studied area, reveals that the Chz are highly sensitive to the slake mechanism, which according to Le Bissonnais (1996) is common in fast wetting processes (MWD_{FW}). In addition, it is observed that the disaggregation is accentuated when mechanical energy is applied (MWD_{ST}). Thus, under natural conditions, the analyzed Chz seem to be highly sensitive to the splash erosion caused by storms with high kinetic energy and, mainly, to the turbulent runoff. Analogous results were pointed out by Amézketa *et al.* (1996), in a survey carried out in some soils of western United States.

Finally, although all soils are derived from the weathering of granitoids and gneisses, the variations observed in the composition and particle size distribution of soils from different watersheds are expected and probably result from the compositional diversity of the parent rocks, as can be seen in the studies by Noce *et al.* (1998) and Seixas *et al.* (2013). However, such variations do not significantly affect the SAS pattern of macroaggregates and microaggregates of the soils considered in this study.

5.5- CONCLUSIONS

From the compositional and particle size analysis, we found that the soils of the studied region are intensely leached and were formed mainly by the ferralization process. Although physical and compositional variations were detected between the investigated soil profiles, which mainly derive from the specificities of each parental rock, we concluded that, in general, this diversity does not significantly affect the SAS pattern presented by the soils of the different investigated watersheds. Thus, in view of

the above, the difference observed in gully concentration between the studied watersheds does not derive from differences in the stability of soil aggregates.

We detected that the macroaggregate and microaggregate stability always decreases with depth and is mainly controlled by the variation of sand and silt contents. In this context, while sand-sized particles improve soil aggregation, silt-sized particles tend to reduce the SAS. Consequently, the sandy loam Ahz and Bhz are considerably less erodible than the silty loam Chz. In addition, the chemical composition of the soils did not show a strong correlation with macroaggregate stability indices, although the SiO₂ and K₂O contents contribute to the reduction of the microaggregate stability and are probably associated with the presence of primary minerals such as micas and K-feldspar.

Based on the different treatments applied to assess the macroaggregate stability, we observed that the C horizon are highly vulnerable to the slake process produced by fast wetting and that the disaggregation is considerably intensified under the action of mechanical energy. These findings reveal that, in this region, soil erosion seems to be triggered mainly when the C horizon is exposed to splash erosion and turbulent surface runoff.

We also conclude that macroaggregate and microaggregate stability tests are highly versatile methods for soil erodibility assessment, especially when their results are analyzed together with other soil characteristics and geo-environmental factors.

Finally, the results presented in this study may provide valuable information to improve the understanding of erodibility and soil erosion processes in subtropical environments, where these phenomena are often neglected by public policies for territorial planning and sustainable land use.

CAPÍTULO 6

USING UAV-BASED PHOTOGRAMMETRY TO ASSESS THE GEOMORPHIC CHANGES OF TWO GULLIES IN SOUTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

The analysis of geomorphic changes in gullies is recognized as an important tool for understanding the evolutionary dynamics of gully erosion. However, terrestrial monitoring methods are time consuming and laborious, while analyzes based on satellite images face limitations related to cost, spatial and temporal resolution. For this reason, in this study we explored the potential of photogrammetry based on unmanned aerial vehicles (UAVs) and the structure from motion technique to monitor the evolution of two gullies located in an intensely eroded region of southeastern Brazil, over a hydrological year. The digital elevation models (DEMs) produced were used to obtain the DEM-of-difference (DoD) for each geomorphological class of gullies, which was analyzed in conjunction with orthomosaics and 3D models to assess the geomorphic changes. The results indicate that the processes of incision and retreat occur simultaneously and their greater or lesser influence on the gully erosion is related to the developmental phase of each gully. Thus, the incision is caused by surface and subsurface flows, which gradually excavate the bottom of the gullies until the erosive feature connects to the local base level. From this stage, the gully evolution is characterized by the occurrence of sheetwash and rill erosion in the banks and by the retraction of the edges, caused by landslides in the headcuts and sidewalls. The low capacity to drain the eroded volume indicated that gullies seem to develop from pulses of incision and infilling, which are driven by local changes in rainfall patterns and by anthropogenic changes in the surroundings of erosive features. Finally, considering the resolution and accuracy of the models produced, as well as the practicality and autonomy of field data collection, we consider that UAV-based photogrammetry is a robust method for monitoring gullies, which can provide valuable information for the understanding of the mechanisms involved in the gully erosion.

6.1- INTRODUCTION

Gullies are erosive features that cause significant environmental and socio-economic damage worldwide (Castillo & Gómez 2016). In the subtropical zones of southeastern Brazil, gullies occur under different temporal and spatial scales, from the interaction of several geological, geomorphological, rainfall and anthropogenic factors (Bacellar *et al.* 2005, Lana *et al.* 2022).

Numerous mechanisms of water erosion and mass movements drive the evolution of gullies, among which headcut retreat, piping, fluting, tension crack development and mass wasting stand out

(Bernatek-Jakiel & Poesen 2018, Marzloff & Poesen 2009). This huge interaction of processes, allied with the difficulties imposed by the complex three-dimensional nature of the gully erosion phenomenon, are recognized as the main reasons of the difficulty in predicting and stabilizing gullies (Valentin *et al.* 2005). Thus, carrying out detailed monitoring of the evolution of gullies, including the identification of their evolutionary mechanisms, can be valuable to improve the understanding of gully erosion and, consequently, to induce more sustainable practices to mitigate this natural hazard (Poesen *et al.* al. 2003).

Over many years, terrestrial topography was the most used technique in gully monitoring (*e.g.* Drumond & Bacellar 2006, Ionita 2006, Poesen *et al.* 1996 and Vandekerckhove *et al.* 2001). However, this method usually shows limitations such as time-consuming measurements, dependence on high accessibility in the study area, difficulty in covering large areas and low density of sampling points (Marzloff & Poesen 2009). Thus, in the last decades, with the constant improvement of sensors embedded in UAVs, gully monitoring has been increasingly performed by UAV-based photogrammetry procedures, which allow the prompt registration of the 3D geometry and visual appearance of the investigated features, without the need to access its interior (Cook 2017).

The detection of geomorphic changes is a powerful tool used to understand the geomorphological evolution of the landscape, from the quantification of erosion and deposition patterns and rates (James *et al.* 2012). This practice is based on the detection of changes in the landscape, from the comparison of high-precision DEMs, obtained sequentially over a defined time scale (Schaffrath *et al.* 2015). The high accuracy and versatility of the method reflect its wide application in environmental studies in recent years, such as soil erosion, mass wasting, fluvial, coastal and glacial dynamics (*e.g.* Cook 2017, DeLong *et al.* 2012, Marzloff & Poesen 2009, Rosser *et al.* 2005).

In southeastern Brazil, although gullies are a common phenomenon, most studies aimed at monitoring the evolution of gullies in the region have used terrestrial measurement techniques or qualitative analysis of aerial photographs (*e.g.* Drumond & Bacellar 2006). Thus, considering the potential inherent to UAV-based photogrammetry and structure from motion techniques, this study aimed to improve the understanding of the gully erosion dynamics in subtropical climates, based on a short-term investigation of the mechanisms involved in the evolution of two gullies located in an intensely eroded area of southeastern Brazil.

6.2- STUDY AREA

The monitored gullies, named Itabirito gully (ITG) and Piedade dos Gerais gully (PGG), are located, respectively, in the Criminoso watershed and Macaúbas watershed, which are tributaries of the upper course of the Rio das Velhas watershed and Rio Paraopeba watershed, in the state of Minas Gerais, southeastern Brazil (Fig. 6.1). The region where these erosive features are carved is currently dominated by pastures with elevation around 1000 m.a.s.l. and average slope of 15° (Lana *et al.* 2022).

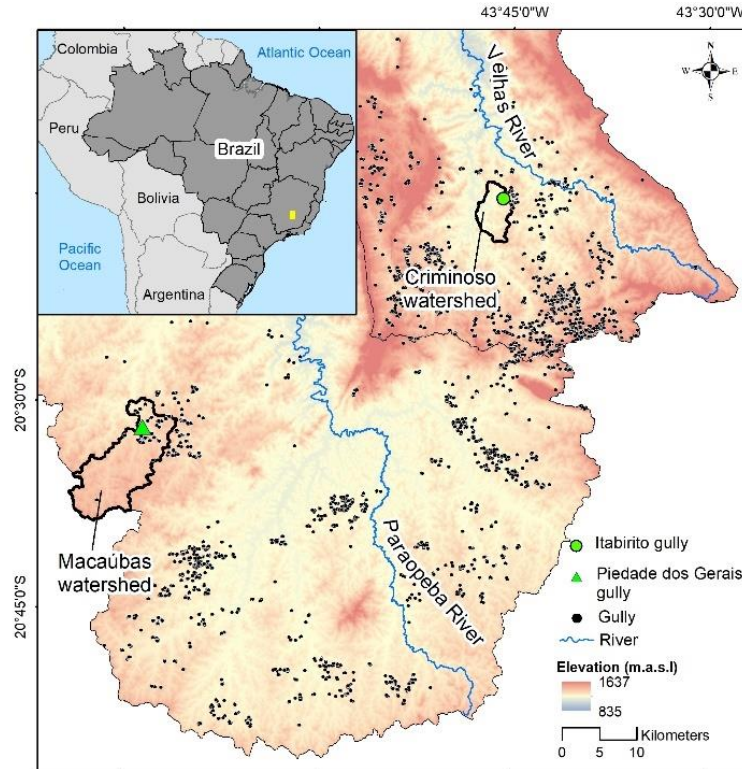


Fig 6.1- Location of monitored gullies.

Geologically, the region is part of the Bação and Bonfim metamorphic complexes, which are members of the São Francisco Craton basement (Alkmim & Marshak 1998). These lithodemic units are predominantly composed of Archean gneisses and granitoids (Endo *et al.* 2020), which gave rise to thick oxisol profiles, in which hundreds of gullies developed (Bacellar *et al.* 2005).

The climate is characterized as subtropical, with annual average rainfall ranging from 1500 mm/year to 1600 mm/year and average annual temperatures between 12 °C and 28 °C (CPRM 2011). Rainfall is heterogeneously distributed throughout the year, so that at least 70% of the annual rainfall falls in the 5 warmest months of the year, from October to February, in which high kinetic energy storms are more common (Alvares *et al.* 2013). In 2021, the annual rainfall amount was 1872.4 mm, 16% higher than the annual average measured between 1981 and 2010 (INMET 2021) (Fig. 6.2). In this aspect, the volumes accumulated in February and October were, respectively, 124% and 130% higher than the historical annual average.

Previous studies carried out in the region confirm that gully erosion is a natural process, which can be locally triggered by anthropogenic actions (Bacellar *et al.* 2005, Lana *et al.* 2022). This phenomenon is predominantly developed by the interaction of surface and subsurface flows in the medium slope headwaters, upstream of local base levels (Bacellar 2000). In general, under natural conditions, the topsoil of the region presents high resistance to water erosion, so that the erosive process becomes more frequent and expressive when it reaches the subsurface soil horizons (Parzanese 1991, Morais *et al.* 2004). In addition, soils derived from granitoids, gneisses and phyllites are more vulnerable

to gully erosion than the soils produced by weathering of the other lithologies of region (Lana *et al.* 2022).

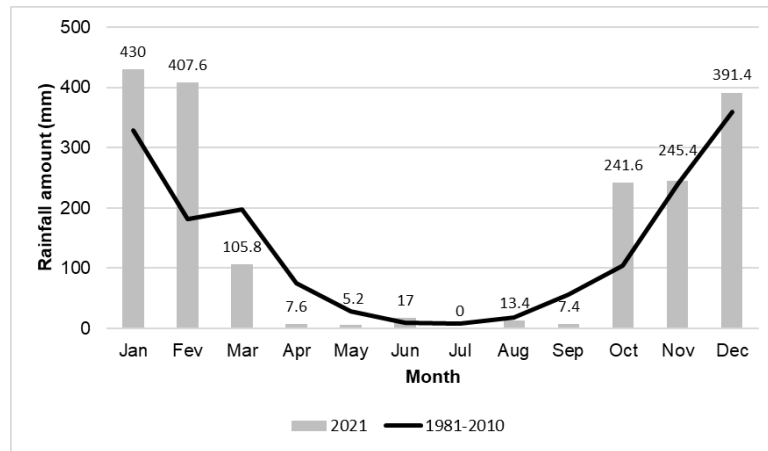


Fig 6.2- Rainfall amount recorded by the Belo Horizonte station throughout the year 2021 (Bars) and from 1981 to 2010 (Black line) (INMET 2021).

Although they are located in similar geological, geomorphological and climatic contexts, the investigated gullies differ in terms of morphology and their position in relation to the local base level. In this perspective, considering the gully shapes proposed by Ireland *et al.* (1939), the PGG has an elongated-dendritic shape and its outlet is located about 30 meters above the Macaúbas River, which is the local base level. In turn, the ITG has a rounded-bulbous shape and is connected to the local base level, which is defined by the Feliciano River (Fig. 6.3).

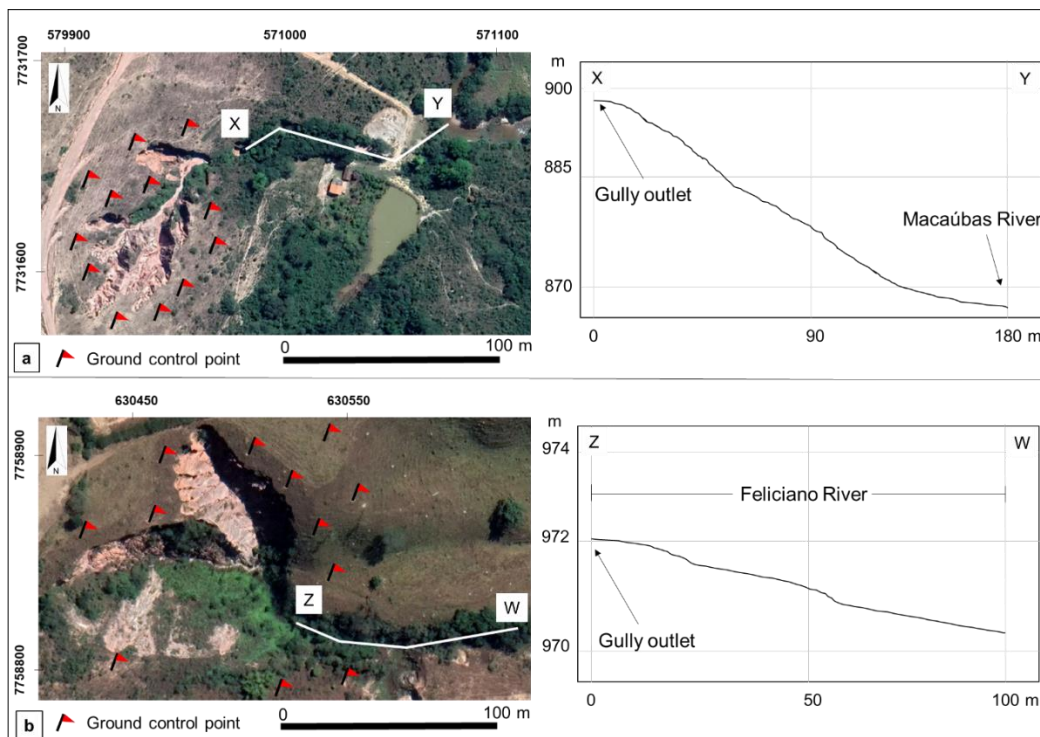


Fig 6.3- Monitored gullies and their position in relation to the local base level. (a) Piedade dos Gerais gully; (b) Itabirito gully. Note drainage ditches on the dirt road that borders the Piedade dos Gerais gully.

6.3- METHODS

6.3.1-UAV settings and overflights

The aerial photographs used to build the surface models were obtained from flights performed with the DJI Phantom 4 Pro UAV, equipped with GPS/GLONASS, 1" RGB (red-green-blue) CMOS sensor, 20 megapixels of resolution and f/2.8 aperture lens in the widest view mode. These settings were used on all flights. This UAV model performs image stabilization from a 3-axis gimbal, thus avoiding unwanted distortions caused by the aircraft's obliquity. Under ideal weather conditions, which include sunny days and no wind, the maximum flight time can reach 30 minutes, although during the current study no flight exceeded 15 minutes.

In order to reduce the undesired effects of human interference during the monitoring period, the gullies chosen in this study are located outside the influence zone of urban centers, although they are easily accessible by dirt roads. Additionally, to minimize distortions caused by vegetation and ensure that monitoring was carried out on active erosive features, it was decided to investigate gullies with low vegetation cover in their interior.

In each gully, two overflights were carried out in 12 months, thus making it possible to compare the evolution of the erosive features during an approximate period of one hydrological year. Before each flight, the GPS and UAV camera calibration procedures were performed in the DJI GO app, while the PIX4Dcapture app was used for planning and monitoring the flights, according to the definitions summarized in table 6.1.

In order to ensure the best possible overlap between the images and minimize shadows, all flights were carried out in a double grid and self-guided mode, at times close to noon on sunny days. The images were captured at a 70° angle, in order to increase the accuracy of recording the steep edges of the gullies, following the instructions suggested by Jiang & Jiang (2018). In addition to the camera settings, the altitude of the flights directly influences the dimension of the ground sample distance (GSD), which is one of the main metrics for measuring the resolution of photogrammetric models and corresponds to the distance between the centers of the pixels (Leachtenauer & Driggers 2001). Thus, seeking to build high resolution surface models and orthomosaics, the surveys were performed at the lowest possible altitude (60 meters), considering the limits established by local legislation, the topographical conditions of the region and the safe distances from obstacles the UAV could collide with, such as power lines and trees.

Table 6.1- General survey settings.

Gully	Survey 1		Survey 2		Altitude* (m)	Camera angle (°)	Frontal overlap (%)	Lateral overlap (%)
	Date	Time (min)	Date	Time (min)				
ITG	27/01/2021	13	15/12/2021	11	60	70	80	70
PGG	19/01/2021	15	20/12/2021	13				

Note: * Altitude relative to the take-off location.

6.3.2-Ground control points

To achieve a high degree of absolute accuracy and exact spatial correspondence between the surface models produced, 12 ground control points (GCPs) were defined in each of the monitored gullies, which were used in both surveys (Fig. 6.3). As access to the interior of the erosive features is difficult and relatively dangerous, it was decided to demarcate the GCPs along the edges of the gullies, using easy-to-identify reference points in the images, such as termite mounds and trail crossings. The location of each GCP was measured using a Trimble R4 rover and subsequently submitted to post-processing to correct the positions, using the IBGE-PPP platform, made available by the Brazilian Institute of Geography and Statistics, with a horizontal accuracy of ± 2 cm and a vertical accuracy of ± 3 cm in the UTM SIRGAS 2000 projection (EPSG: 31983).

6.3.3-Photogrammetric processing

The photogrammetric processing was performed in the Pix4Dmapper 4.6.1 software, which uses structure from motion algorithms to build 3D models and orthomosaics. According to Küng *et al.* (2012), initially, the software algorithms perform the alignment of images from the identification of matching points in photos obtained in different positions. Then, the position and orientation of the images automatically recorded by the UAV during the flight are used in association with the matching points identified by the software to reconstruct the position and orientation of the camera in each captured image. Each GCP measured in the field is then manually identified in at least two images, so that the software can predict the position in which they appear in the other images used in the construction of the model. This process makes it possible to determine the model accuracy, from the values of the root mean squared error (RMSE), obtained by comparing the position of the measured and predicted control points. Mathematical details about the RMSE are provided by Chai & Draxler (2014).

After determining the 3D coordinates of each matching point, the software produces a dense point cloud, which is used to generate the 3D model and the DEM, from an interpolation process. Finally, the orthomosaic is produced by the planar projection of each pixel of the constructed DEM (Küng *et al.* 2012).

6.3.4-Geomorphological map

The geomorphological maps were produced in order to enable the geomorphic change examination in each geomorphological class of the investigated gullies. The production procedure of these cartographic instruments involved the integrated analysis between the DEMs, 3D surface models and orthomosaics obtained by photogrammetry, using by-products such as slope, topographic sections and hillshade to improve the identification of morphological differences between the gully zones. Considering the morphological compartments of gullies described in the literature (*e.g.* Ireland *et al.*

1939, Imeson & Kwaad 1980, Bocco 1991), the following classes were delineated: headcut, sidewall, channel, bank and bottom (Fig. 6.4).

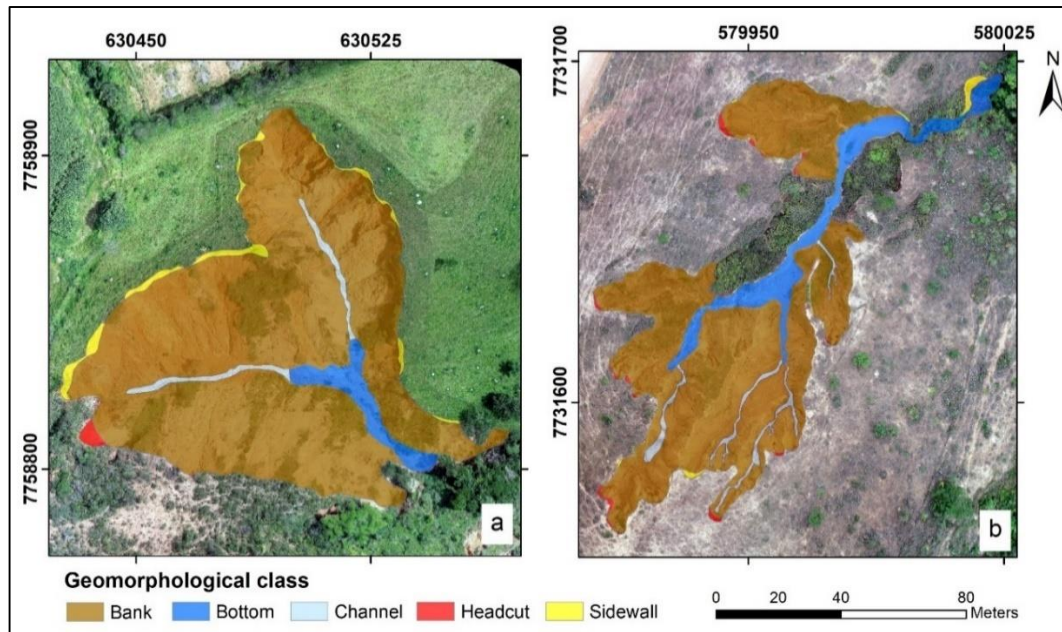


Fig 6.4- Geomorphological map of monitored gullies. (a) Itabirito gully; (b) Piedade dos Gerais gully.

6.3.5-Geomorphoic change detection

The DEMs and the geomorphological maps produced were the main inputs for the analysis of geomorphic changes. This procedure was performed using the Geomorphic Change Detection version 7.5.0 (<https://gcd.riverscapes.xyz/>), which is an open source software primarily developed for the assessment of topographical variations in fluvial environments. This software can detect the geomorphic changes presented by any surface, from the comparison of DEMs obtained in different periods (Wheaton *et al.* 2010). Through this comparison, the software produces a DoD, which allows the investigation of erosion, deposition, subsidence or uplift patterns, expressed by elevation changes in each compartment of the analyzed area (Williams 2012). Furthermore, the software estimates the volumetric changes from the product between the area of each pixel and the corresponding elevation variation (Wheaton *et al.* 2010).

As one of the main challenges of geomorphic change detection is to establish the level of uncertainty inherent to each DEM, we chose a detection threshold of 4.5 cm, which corresponds approximately to the maximum vertical RMSE obtained for the photogrammetric models, following a procedure similar to that proposed by Kasprak *et al.* (2019). In this perspective, values below this threshold were not considered in this study as geomorphic changes.

In each of the gullies, 20 linear retreat measurements were performed at different locations, including headcuts and sidewalls.

6.4. RESULTS

6.4.1-Model accuracy and resolution

During each of the surveys, between 145 and 261 images of each gully were captured. The variation in the number of photos obtained for the same gully is due to small adjustments made to the size of the areas to be surveyed. In general, an overlap greater than 5 images was achieved in the central portion of the investigated areas, where the monitored gullies are located (Fig. 6.5). This high level of overlap enabled the average recording of about 29000 matching points in each image, from which dense point clouds composed of ~20 to ~25 million points each were produced (Tab. 6.2).

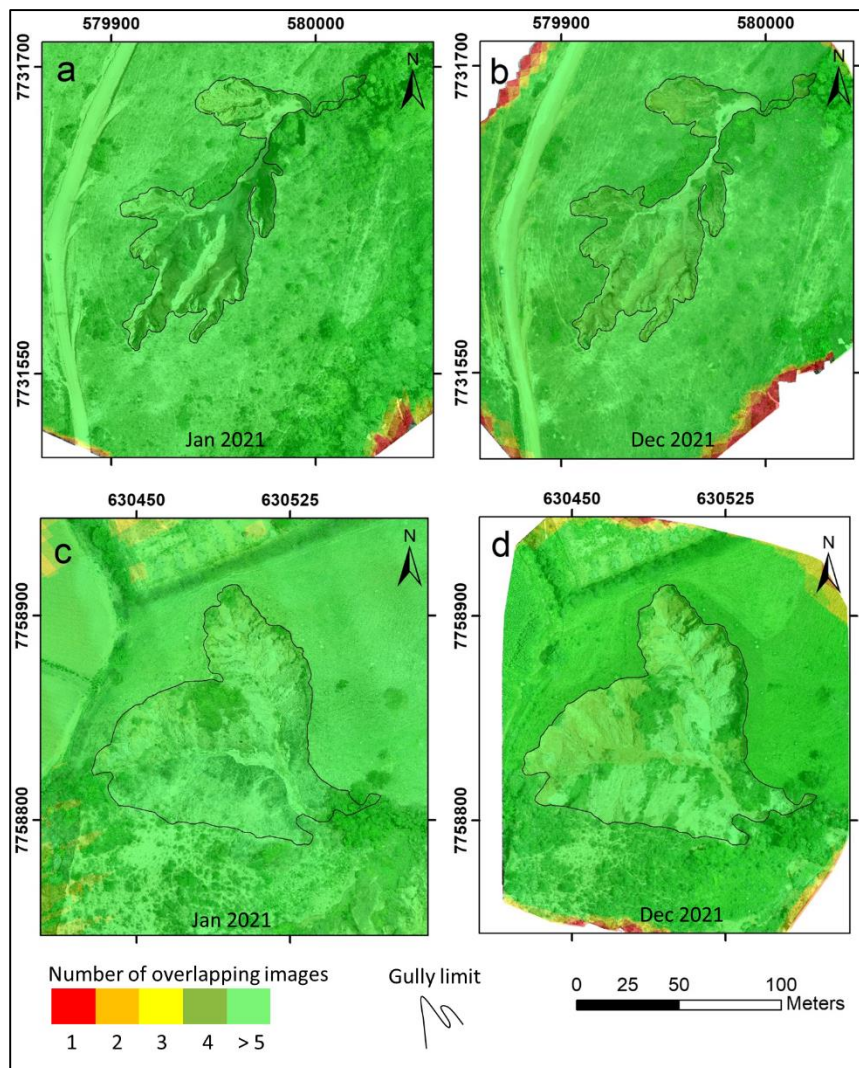


Fig 6.5- Photo overlapping maps. (a) and (b) Piedade dos Gerais gully; (c) and (d) Itabirito gully.

The photogrammetric orthomosaics showed excellent alignment between the images and GSD ranging from 1.79 cm to 2.22 cm, while the RMSE indices obtained were less than 2.51 cm in the horizontal and less than 4.32 cm in the vertical (Tab. 6.2). Regarding the noise derived from the image capture and processing, it is observed that all surveys showed some gaps in the steepest edges of the gullies and in regions with dense vegetation cover (Figs. 6.6 and 6.7).

Table 6.2- Photogrammetric processing results.

Gully	Survey date	Total of photos	Matching points (average/image)	Number of 3D Densified Points (million)	GSD (cm)	RMSE _x (cm)	RMSE _y (cm)	RMSE _z (cm)
ITG	27/01/2021	145	29136	21.7	1.79	2.12	2.07	3.58
	15/12/2021	216	23464	22.8	2.22	2.45	2.37	4.08
PGG	19/01/2021	261	30653	24.8	2.22	2.51	2.38	4.32
	20/12/2021	188	32826	20.2	2.16	2.33	2.22	3.98

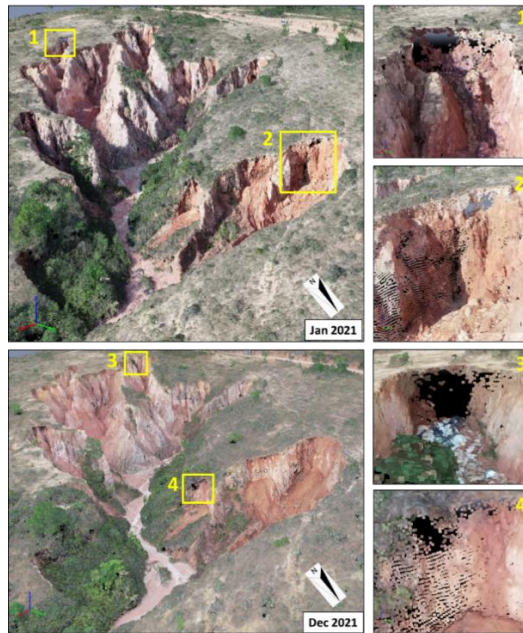


Fig 6.6- Point cloud showing gaps at the edges of the Piedade dos Gerais gully. The indicated squares correspond to details shown in images 1 to 4.

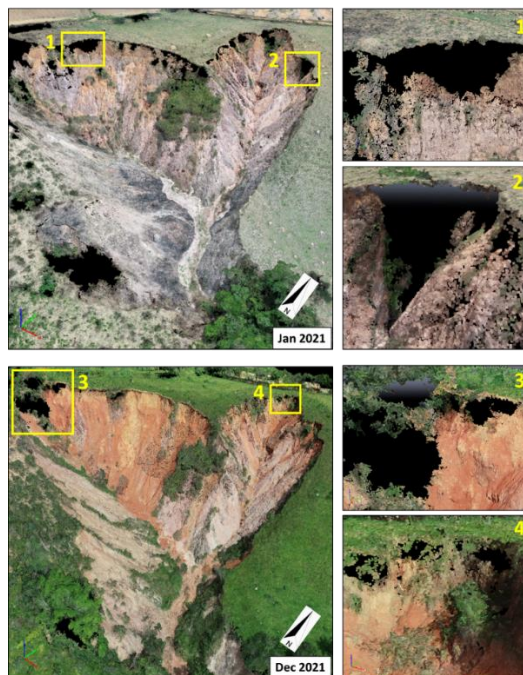


Fig 6.7- Point cloud showing gaps at the edges of the Itabrito gully. The indicated squares correspond to details shown in images 1 to 4.

6.4.2-Geomorphologic changes

From the DoD (Figs. 6.8a and 6.9a) and topographic sections (Figs. 6.8b and 6.9b), it was possible to clearly identify the erosion and deposition patterns throughout the monitoring period, whose quantification is presented in tables 6.3 and 6.4. Although during the monitoring period the variations in length, width and depth were not significant, more than 98% of the area encompassed by the studied gullies suffered some vertical modification greater than 4.5 cm (Tab. 6.3).

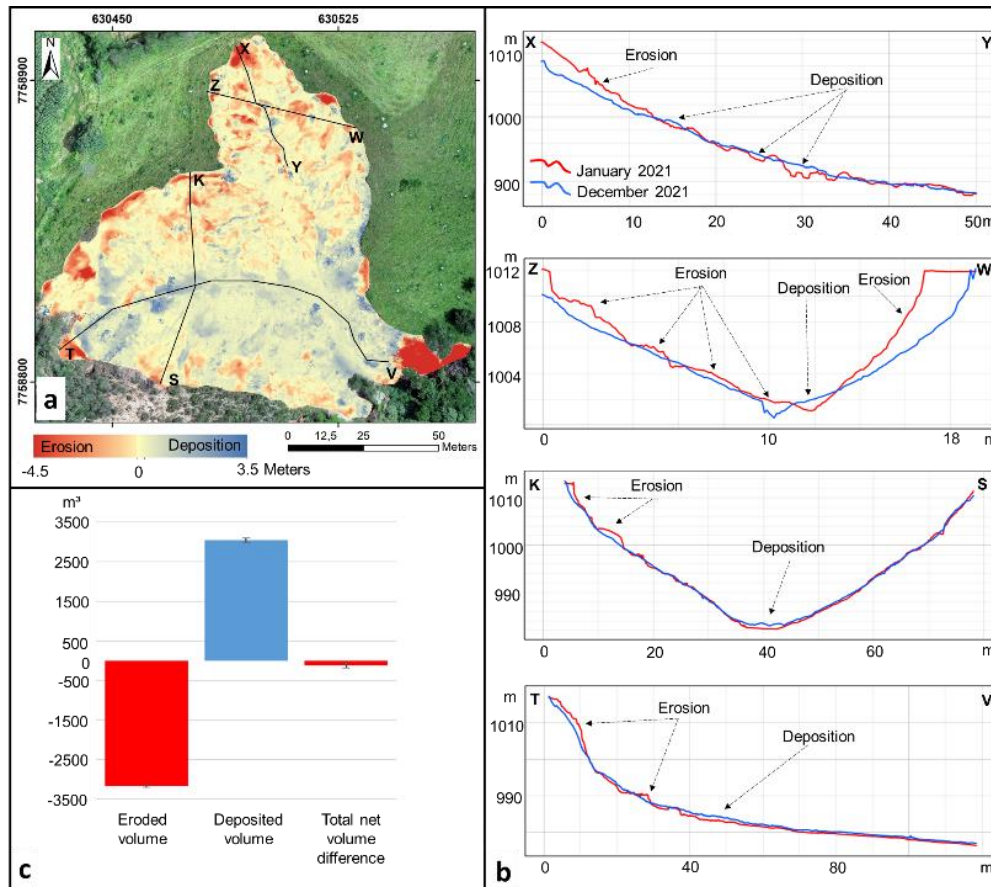


Fig 6.8- Geomorphologic changes observed in Itabirito gully between January and December 2021. (a) DEM-of-difference; (b) topographic sections; (c) volumetric balance.

Each of the gullies experienced an areal expansion of $\sim 3\%$, which corresponds to an increase of approximately $269 \text{ m}^2 \cdot \text{y}^{-1}$ in the ITG and about $122 \text{ m}^2 \cdot \text{y}^{-1}$ in the PGG (Tab. 6.3). The mean linear retractions in the ITG and PGG were, respectively, $2.02 \text{ m} \cdot \text{y}^{-1}$ and $1.07 \text{ m} \cdot \text{y}^{-1}$ (Tab. 6.3), with maximum values reaching around $6 \text{ m} \cdot \text{y}^{-1}$ in the ITG and $3 \text{ m} \cdot \text{y}^{-1}$ in the PGG (Fig. 6.10). Regarding the volumetric changes (Tab. 6.4), in the ITG, only about 4% of the soil eroded during the investigation period was moved out of the gully (Fig. 6.8c), while in the PGG the deposited volume exceeded the eroded volume by 6% (Fig. 6.9c).

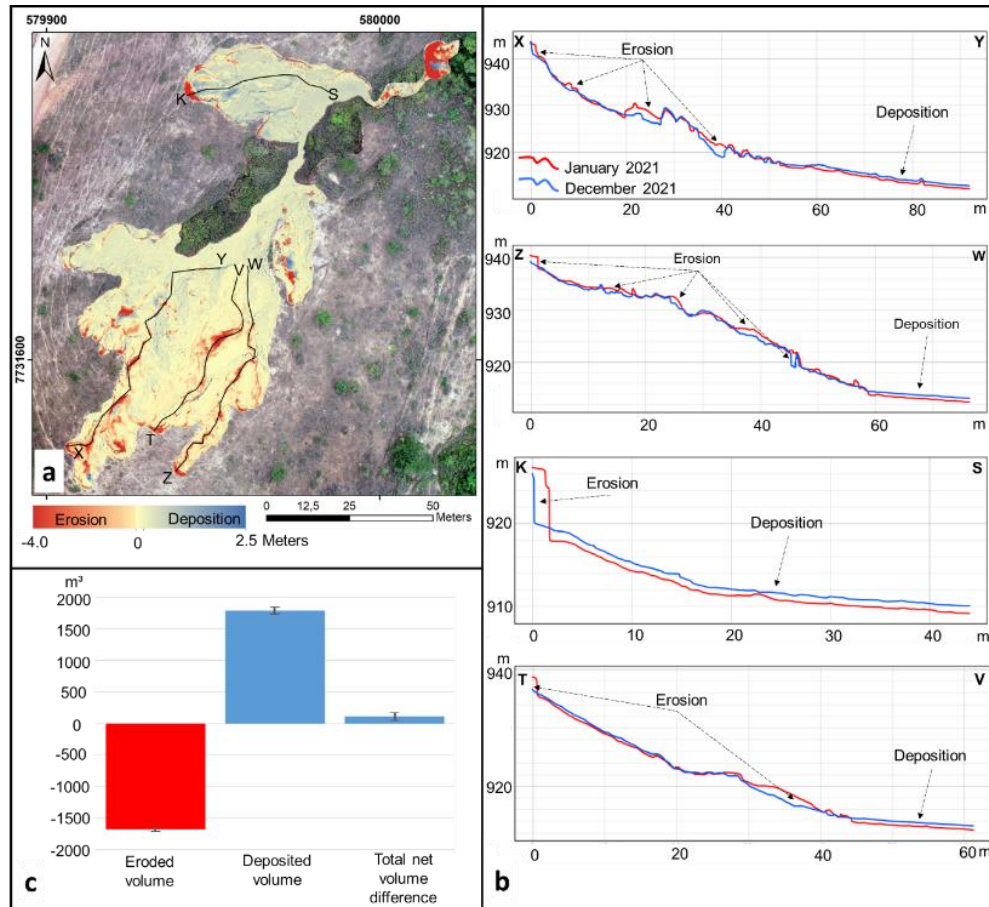


Fig 6.9- Geomorphic changes observed in Piedade dos Gerais gully between January and December 2021. (a) DEM-of-difference; (b) topographic sections; (c) volumetric balance.

In both erosive features, most of the eroded area is related to gully banks, as can be seen in the topographic sections (Figs. 6.8b and 6.9b) and in table 6.4. In the ITG, this geomorphological class provides most of the eroded volume (~56%), which is not observed in PGG. In the latter, although gully banks provided ~14% of the eroded volume, the largest amounts come from erosion along the tributary channels (~41%), which suffered an average deepening of ~2 m.y⁻¹ (Tab. 6.4).

Table 6.3- Dimensional variations shown by the investigated gullies between January and December 2021.

	Date	Itabirito gully	Piedade dos Gerais gully
Maximum length (m)	Jan. 2021	123.47	144.25
	Dec. 2021	123.70	145.97
Maximum width (m)	Jan. 2021	118.71	75.52
	Dec. 2021	123.14	75.61
Maximum depth (m)	Jan. 2021	34.58	36.18
	Dec. 2021	34.98	36.77
Total area (m²)	Jan. 2021	8570.70	4765.36
	Dec. 2021	8839.82	4887.83
Average linear retreat (m.y⁻¹)		2.02	1.07
Maximum linear retreat (m.y⁻¹)		6.06	3.05
No change area (m²) (%)		94.4 (1.06%)	89.9 (1.84%)

Table 6.4- Quantification of the area and volume eroded and deposited in each geomorphological class of the gullies.

	Geomorphological zone	Itabirito gully	Piedade dos Gerais gully
Erosion area (m².y⁻¹) (%)	Headcut	35.55 (1.07)	73.63 (3.68)
	Sidewall	257.36 (7.74)	48.83 (2.44)
	Bank	2946.22 (88.66)	1327.58 (66.37)
	Channel	24.87 (0.74)	325.16 (16.25)
	Bottom	58.75 (1.76)	225.04 (11.25)
Deposition area (m².y⁻¹) (%)	Headcut	0.00 (0)	0.00 (0)
	Sidewall	0.00 (0)	0.00 (0)
	Bank	3596.85 (66.32)	1938.74 (69.29)
	Channel	289.18 (5.33)	135.25 (4.83)
	Bottom	1536.64 (28.33)	723.7 (25.86)
Eroded volume (m³.y⁻¹) (%)	Headcut	-118.97 (3.75)	-349.65 (20.86)
	Sidewall	-1226.10 (38.67)	-390.32 (23.29)
	Bank	-1798.36 (56.71)	-438.47 (14.22)
	Channel	-25.35 (0.79)	-495.12 (41.47)
	Bottom	-1.84 (0.05)	-2.30 (0.13)
Deposited volume (m³.y⁻¹) (%)	Headcut	0.00 (0)	0.00
	Sidewall	0.00 (0)	0.00
	Bank	1752.33 (57.49)	898.18 (50.24)
	Channel	47.56 (1.56)	99.89 (5.58)
	Bottom	1247.66 (40.93)	789.45 (44.16)
Net volume (m³.y⁻¹)		-123.07	111.66

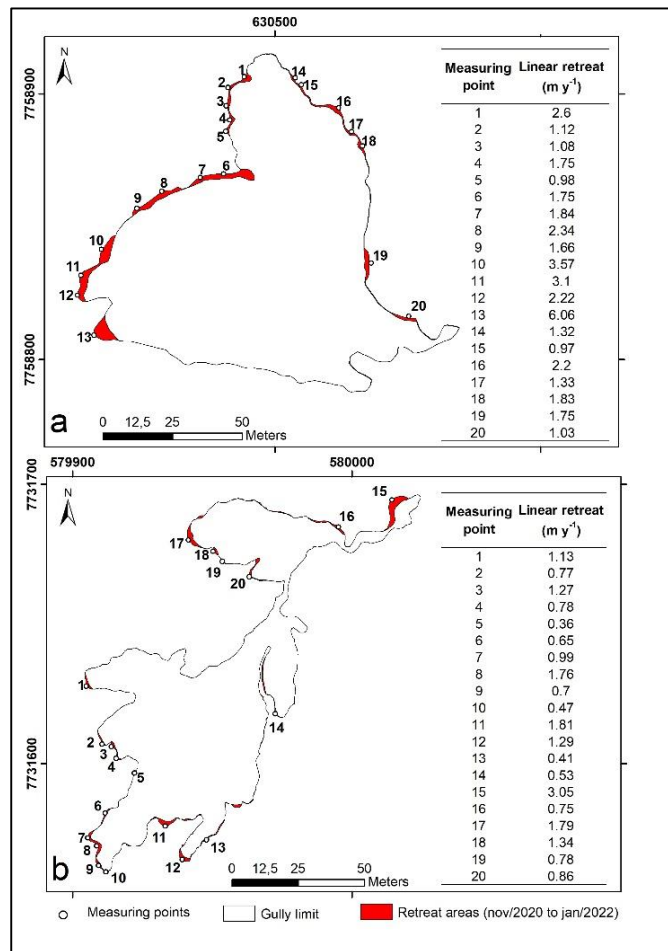


Fig 6.10- Retreat areas and rates identified in the Itabirito gully (A) and Piedade dos Gerais gully (B) between January and December 2021.

The geomorphic changes identified at the edges of the gullies contributed significantly to the total eroded volume, even though they represent a small fraction of the eroded area in each erosive feature (Tab. 6.4). In this perspective, the changes detected in the sidewalls stand out, which contributed to ~38% of the volume eroded in the ITG and ~23% in the PGG (Tab. 6.4).

Finally, the topographic sections (Figs. 6.8b and 6.9b) show that, in all investigated gullies, the volume eroded at the edges tends to be deposited along the banks or at the bottom of the erosive feature. These geomorphological classes received more than 90% of the volume deposited inside the gullies during the monitoring period (Tab. 6.4).

6.5. DISCUSSION

6.5.1-Surface modelling accuracy and noise

The UAV-based photogrammetry is an emerging subject of remote sensing, which offers a high versatility of applications, although the success of its results is highly dependent on the rigor adopted from the acquisition of the images to their processing (Jiménez-Jiménez *et al.* 2021). In this perspective, the spatial resolution and accuracy of photogrammetric models have been major concerns of researchers who approach the topic (*e.g.* Uysal *et al.* 2015, Martínez-Carricondo *et al.* 2018). These parameters are highly conditioned by the characteristics of the aircraft, the flight planning, the morphological conditions and the vegetation characteristics of the investigated terrain (Agüera-Vega *et al.* 2021).

In this study, the parameters adopted in the flights, combined with the uniform distribution of the GCPs (Figs. 6.3), allowed the construction of DEMs, 3D models and orthomosaics with sufficient spatial resolution and precision for the perfect visual identification of morphological features inside the gullies and for the detection of geomorphic changes. The proportion between the RMSE and GSD values were satisfactory (1:1 horizontally and 2:1 vertically) (Tab. 6.2) and similar to the values obtained by (Agüera-Vega *et al.* 2021) in a study carried out in terrains with high morphological diversity.

The gaps associated with the vertical edges of gullies derive from the lower ability of the photogrammetric algorithm to identify matching points in these zones, which according to Trajkovski *et al.* (2020), is much more common in rough terrain than in flat regions. In this study, these noises were satisfactorily corrected by the algorithms used by the software during the dense point cloud processing and, therefore, did not produce visually perceptible distortions in the final models.

The best way to reduce noise in photogrammetric surveys carried out in rough terrain is the combined use of vertical and oblique images (Trajkovski *et al.* 2020). However, to do so, it would be necessary to increase the number of surveys or make manual adjustments to the camera angle during flights, which would greatly increase the time of the missions. Thus, considering that battery life is a highly relevant issue in the planning of UAV overflights and an important limitation of the method, in this study, we understand that the most feasible strategy would be to capture oblique images (70°), as well as adopted by Jiang & Jiang (2018).

The problems derived from the presence of arboreal vegetation locally interfered with the quality of the DEMs, since the RGB sensor captures the elevation corresponding to the top of the canopy. However, due to the low density of vegetation in the gullies investigated, this issue did not significantly interfere in the detection of geomorphic changes. In this perspective, Wheaton *et al.* (2010) indicated that the production of DoD is much more effective in regions devoid of vegetation, which should be selected as a priority for morphological studies.

In fact, the influence of vegetation on photogrammetric models is a topic widely debated in the literature, such as the study prepared by Cook (2017), which states that flat terrain, dominated by undergrowth, normally does not experience a considerable reduction in the quality of photogrammetric models. This fact can be observed in the pastures that border the gullies analyzed in the present study (Fig. 6.6 and 6.7). In addition, the same author states that the low density of matching points identified during the photogrammetric processing causes the typical noises observed in regions of dense forest. As presented by Anders *et al.* (2019), there are several filters available to remove errors caused by vegetation in DEMs. However, in addition to making the processing more time-consuming, the available filters can also interfere negatively in areas devoid of vegetation, generating unwanted effects on surface models.

6.5.2-Monitoring method

Understanding the evolutionary dynamics of gullies is fundamental for the success of actions to prevent, control and stabilize the erosion process (Valentin *et al.* 2005). For this reason, several researchers have used terrestrial topographic methods to monitor the evolution of gullies over the years (*e.g.* Poesen *et al.* 1996, Drumond & Bacellar 2006 and Ionita 2006). However, in the last decades, the detection of geomorphic changes observed from UAV-based photogrammetric techniques has gained notoriety, mainly for integrating high accuracy and practicality in field surveys, compared to traditional terrestrial monitoring methods (Marzolff & Poesen, 2009, Stöcker *et al.* 2015, Niculiță *et al.* 2020).

In this study, the procedures involved in the production of the DoDs, including field surveys, took no more than 10 hours for each of the gullies, procedures that would have taken considerably longer if terrestrial monitoring techniques had been applied (Goodwin *et al.* 2017). In addition, UAV surveys continuously recorded in detail not only the geometry of the gullies, but also their visual characteristics, without the need to access the interior of the investigated features. Goodwin *et al.* (2017), point out this specificity as a great benefit of the method, since during the execution of land surveys, researchers often face great difficulties in positioning the equipment inside the gullies. From this perspective, in our study, the production of orthomosaics improved the visual identification of the erosive mechanisms acting on the gully, which were essential for the correct interpretation of the quantitative results presented by the DoDs.

6.5.3-Gully development

The UAV-based photogrammetry allowed the evaluation of linear, areal and volumetric changes with levels of precision and details satisfactorily compatible with the dimensions and characteristics of the mechanisms involved in gullying. In this perspective, the monitoring and evaluation techniques adopted indicated that both gullies are in a clear evolution process, although different evolutionary mechanisms were detected in each of the investigated erosive features.

Studies carried out in different regions of the world state that the evolution of gullies is, among other factors, influenced by local base level, which directly controls the dynamics of erosion and deposition of a given portion of the territory (*e.g.* Sidorchuk 2006, Kirkby & Bracken 2009). Thus, incision rates tend to be higher in gullies disconnected from the local drainage network, while in erosive features connected to base levels, lateral expansion processes of the edges predominate (Heede 1978).

The PGG, whose outlet is about 30 meters above the local base level, is experiencing an intense incision process, which can be evidenced by the high rate of deepening of the erosive feature, which reached an average of $\sim 2 \text{ m.y}^{-1}$ and is approximately twice the average linear retreat rate (1.07 m.y^{-1}). This incisive preponderance is also reflected in the elongated morphology of this gully (Fig. 6.3), in the high slope of its banks (Fig. 6.6) and in the predominant contribution made by tributary erosion channels to the total volume eroded during the monitoring period (Tab. 6.4). Bocco (1991) highlighted these characteristics as evidence of the deepening phase of gullies. The erosive channels form at the bottom of the steepest branches of the gully and evolve as a function of the removal of soil particles, caused by the interaction between surface and subsurface runoff, as seen in Fig. 6.11.

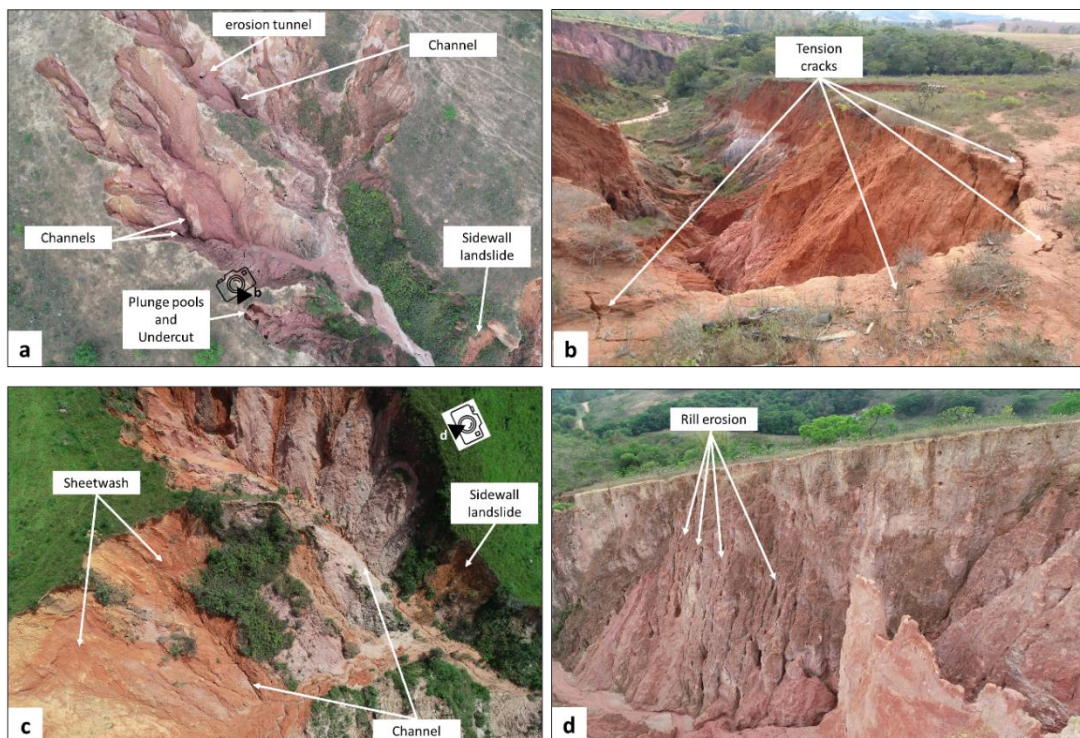


Fig 6.11- Erosive features identified in Piedade dos Gerais gully (a and b) and in Itabirito gully (c and d). The location of photos (b) and (d) are shown, respectively, in photos (a) and (b) by the camera symbol.

In the ITG, which is connected to the local base level, the incisive process is considerably less intense than in the PGG, as evidenced by the average linear retraction rate (2.02 m.y^{-1}), which is twice as high as the linear retreat rate (1.02 m.y^{-1}). Under these circumstances, the feature becomes progressively wider, taking on a rounded-bulbous shape over the years (Fig. 6.3). In addition, this gully exhibits less expressive erosion channels than the PGG (Fig. 6.11) and a large part of the eroded volume comes from the banks (Tab. 6.4), where the detachment of soil particles occurs mainly by sheetwash and rill erosion (Fig. 6.11).

Vanmaercke *et al.* (2016) compiled data from 550 gullies and 933 headcuts measured worldwide and arrived at average linear, areal and volumetric retreat rates of 5.0 m.y^{-1} , $131 \text{ m}^2.\text{y}^{-1}$ and $358.6 \text{ m}^3.\text{y}^{-1}$, respectively. In the present study, we observed significantly different retreat rates, which, in a way, reflects the wide regional variation of these parameters, as highlighted by the aforementioned authors. However, although scarce, the data produced by studies developed in the southeastern region of Brazil indicate, respectively, linear, areal and volumetric retreat rates of 1.88 m.y^{-1} (Sobreira 1998), $83.84 \text{ m}^2.\text{y}^{-1}$ (Cherobin 2012) and $1285.5 \text{ m}^3.\text{y}^{-1}$ (Coelho Netto 1999), which are close to the values obtained in this study.

The destabilization of sidewalls and headcuts makes a significant contribution to the total volume eroded and to the expansion of gully edges. We observed that the collapse of the headcuts is driven by the undercut of the gully edges, which is mainly caused by the waterfall at the base of the escarpment and by surface runoff along the gully walls (Fig. 6.11). In turn, as in general on sidewalls the concentrated flows are less expressive, the landslides seem to be predominantly conditioned by the slope and the infiltration of rainwater, which can favor the development of tension cracks that promote the wall collapse (Fig. 6.11). Oostwoud Wijdenes *et al.* (2000) identified similar mechanisms in the evolution of gullies in southern Spain.

The combined analysis between the volumetric balance and the large amounts of soil deposited at the foot of the banks and at the bottom of the gullies (Fig. 6.8 and 6.9) shows that the gullies were not able to effectively move out the amount of soil eroded during the monitored period. This result was not expected in the PGG, which is in the incision stage. A similar finding was observed by Vanwallegem *et al.* (2005), who suggest that the evolution of gullies may encompass, in an intercalated manner, incision and infilling cycles, conditioned by local climatic variations or by anthropogenic actions. In this case, in periods of intense rainfall, as is the case of the monitored hydrological year (Fig 6.2), there is usually intense erosive activity on the banks and on the edges of the gullies, so that the amount of soil detached exceeds the carrying capacity of the runoff that flow into the gullies.

Surface runoff can carry considerable amounts of sediments of external origin to gullies, especially when these erosive features are bordered by plowed land or dirt roads (Superson *et al.* 2014), which occurs in the vicinity of the PGG. In this region, drainage ditches were built on the sides of the dirt roads in order to reduce the damage caused by concentrated surface runoff. However, these deviations direct the flow towards the gully, causing the retreat of some head cuts and increasing the

volume of sediment deposited inside the erosive feature (Fig. 6.3). This fact is one of the probable causes of the excess of sediments deposited inside the PGG during the monitored period (Fig. 6.9c).

6.6. CONCLUSIONS

In this study, we found that UAV-based photogrammetry is an excellent tool for short-term gully monitoring since it allows the construction of surface models and orthomosaics with accuracy and resolution compatible with the dimension of the analyzed phenomena. The main advantage of the method compared to terrestrial techniques is the possibility of obtaining continuous aerial data, which allow the performance of quantitative and qualitative analyzes in a reduced time and without the need to access the interior of the investigated features. Additionally, the low cost and independence to define the most appropriate time scale for each study is also a great benefit of the technique, compared to procedures based on orbital images. On the other hand, in the UAV-based photogrammetry, the accuracy and resolution of the results depend directly on the aircraft and overflight settings, the topographical complexity of the region, the type of vegetation and the installation and distribution of GCPs around the gullies. We consider the latter to be the main weakness of the technique, which can be minimized by using UAVs with embedded RTK positioning.

From the morphological characteristics, associated with the erosion and deposition patterns presented by the investigated gullies, we found that the incision processes are driven mainly by surface and subsurface runoff and tend to be minimized when the gully outlet connects to the local base level. From this stage onwards, sheetwash and rill erosion predominate in the banks and landslides of the headcuts and sidewalls induce the retreat of the edges. However, although the investigated gullies are in different evolutionary stages, the transition between the incision and enlargement phases seems to be gradual. Thus, we verified that the mechanisms of deepening and lateral retraction of these erosive features tend to coexist, being more or less expressive, depending on the stage of evolution of each gully.

The volume deposited inside the gullies can exceed the eroded volume, even during the incision phases, as observed in PGG. Thus, along the long-term evolution of gullies, there seem to be intercalations of rapid pulses of erosion and deposition conditioned by the annual variation in the pattern of rainfall and by human interventions in the surroundings of the erosive features. In the case of the gullies monitored in this study, the deposition pulse seems to be related to the hydrological year with above-average rainfall, during which the large eroded volume exceeded the transport capacity inherent to the runoff within the gully.

Finally, we believe that the results presented in this study can significantly contribute to the understanding of the mechanisms of gully erosion in subtropical environments of Brazil, where the relatively low number of researches on the topic is incompatible with the intense damage caused by this phenomenon. Thus, it is expected that works like this can lead to improvements in territorial planning policies and in actions for the prevention, control and remediation of gullies.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

A partir da abordagem multiescalar adotada neste estudo, conclui-se que:

- Os modelos preditivos baseados em técnicas de aprendizado de máquina, especialmente aqueles desenvolvidos por algoritmos de árvores de decisão, exibem alto desempenho para avaliar não somente a propensão dos terrenos em desenvolver voçorocas, mas também para compreender quais fatores geoambientais mais condicionam o processo erosivo em escala regional;
- Sob a ótica regional, as voçorocas se desenvolvem em locais específicos e são altamente condicionadas pela interação entre as características litoestruturais, elevação, pluviosidade e declividade da região. Assim, estas feições erosivas são deflagradas preferencialmente nas cabeceiras de vales de média declividade (9 a 25°), localizados nas regiões mais elevadas da área de estudo (977 a 1180 m), onde são registrados altos volumes anuais de chuva (1540–1604 mm/ano) e ocorrem granitoides, gnaisses e filitos intensamente deformados;
- As atividades antrópicas apresentam baixa influência na distribuição regional de voçorocas, embora possam condicionar localmente a deflagração e a evolução de processos erosivos nas regiões naturalmente suscetíveis ao fenômeno;
- A alta suscetibilidade ao voçorocamento observada à montante do Homoclinal do Curral, no Quadrilátero Ferrífero, e dos contrafortes da Serra do Espinhaço Meridional, na Depressão de Gouveia, parece ter relação com os pulsos cenozoicos de soerguimento epirogenético registrados por diversas pesquisas realizadas nestas regiões, os quais teriam provocado o rebaixamento relativo do nível de base e, conseqüentemente, impulsionado os processos de incisão e erosão remontante;
- A determinação da estabilidade dos agregados do solo por meio dos métodos de peneiramento a úmido e difração de raios *laser* apresenta alto potencial para a avaliação da erodibilidade;
- O teor de silte e a concentração de minerais primários no solo aumentam com a profundidade e, dentre os fatores analisados, são os que mais contribuem para o aumento da erodibilidade;
- O horizonte C do solo é mais vulnerável à desagregação que os horizontes superficiais, especialmente quando exposto ao impacto das gotas de chuva e à ação dos fluxos superficiais turbulentos;
- Os solos analisados são altamente lixiviados e apresentam índices similares de estabilidade dos agregados, o que mostra que a grande diferença de concentração de voçorocas entre os terrenos que constituem o embasamento cristalino da região de estudo não tem relação o grau de erodibilidade;
- A fotogrametria baseada em imagens capturadas por veículos aéreos não tripulados se mostrou um método altamente vantajoso para o monitoramento da evolução das voçorocas, uma vez que possibilitou a realização de análises qualitativas e quantitativas em escala temporal pré-definida e sem

a necessidade de acessar o interior das feições erosivas, o que não ocorre nos métodos terrestres ou nas técnicas baseadas em análises de imagens orbitais;

- A evolução das voçorocas parece estar diretamente relacionada a sua posição em relação ao nível de base local. Assim, a etapa de incisão vigora até que o exutório da feição erosiva se conecte ao nível de base local, quando começam então a predominar os mecanismos de alargamento e retração das bordas;
- As voçorocas apresentaram baixa capacidade de escoar o volume de solo erodido durante o período de monitoramento, o que pode ser resultado das chuvas anômalas ocorridas nos meses de janeiro, fevereiro e outubro de 2021, durante as quais o volume erodido pode ter excedido a capacidade de transporte dos fluxos superficiais que escoam no interior das voçorocas. Este fato mostra que durante o seu desenvolvimento, as voçorocas podem experimentar pulsos de incisão e preenchimento, condicionados pela variação anual no padrão de chuvas.

Diversas questões sobre o voçorocamento ainda permanecem sem resposta, o que, de certa forma, reflete a grande complexidade do tema. Assim, como tópicos relevantes para a continuidade dos estudos, sugere-se:

- Avaliar a influência de outros fatores geo-ambientais na distribuição de voçorocas no território, adicionando-os aos modelos já construídos;
- Avaliar a relação entre a ocorrência de voçorocas, espessura do solo e profundidade do saprolito;
- Estimar a idade de algumas voçorocas localizadas em áreas com contextos geológicos diferentes, a partir da datação de amostras coletadas na base dos depósitos sedimentares formados nos fundos destas feições erosivas;
- Aprofundar as investigações sobre a influência da tectônica cenozoica no voçorocamento;
- Identificar voçorocas recém-deflagradas e monitorar sua evolução a longo prazo.

Referências

- Agüera-Vega F., Carvajal-Ramírez F., Martínez-Carricondo P., Sánchez-Hermosilla López J., Mesas-Carrascosa F.J., García-Ferrer A., Pérez-Porras F.J., 2018. Reconstruction of extreme topography from UAV structure from motion photogrammetry. *Meas. J. Int. Meas. Confed.* **121**:127–138.
- Aguilar C., Alkmim F.F., Lana C., Farina F. 2017. Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research*, **289**:95-115.
- Alaska Satellite Facility – ASF. 2006. ALOS PALSAR DEM. Disponível em: search.asf.alaska.edu. Acesso: 23/12/2021.
- Alencar P.H.L., Araújo J.C. de, Teixeira A. dos S. 2020. Physically based model for gully simulation: Application to the Brazilian semiarid region. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **24**:4239–4255.
- Alin A. 2010. Multicollinearity. *Wiley Interdiscip. Rev. Comput. Stat.* **2**:370–374.
- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, p. 17-35.
- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez J.M.L., Misi A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. SBG - Núcleo BA/SE, p. 45-62.
- Alkmim F.F., Chemale Jr. F., Endo I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista Escola de Minas* **49**:22-38.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C.P., Martins-Neto M.A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*, SBG/Núcleo MG, p. 9-30.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Alvares C.A., Stape J.L., Sentelhas P.C., Gonçalves J.L.M., Sparovek G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol. Zeitschrift*, **22**:711–728.
- Alves J.M.P., Castro P.T.A. 2003. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do Rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2):117-124.
- Amézketa E. 1999. Soil Aggregate Stability: A Review. *Journal of Sustainable Agriculture*, **14**:83-151.
- Amézketa E., Aragués R., Carranza R., Urgel B. 2003. Macro- and micro-aggregate stability of soils determined by a combination of wet-sieving and laser-ray diffraction. *Spanish Journal of Agricultural Research*, **1**(4):83-94.
- Amézketa E., Singer M.J., Le Bissonnais Y. 1996. Testing a New Procedure for Measuring Water-Stable Aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60**:888–894.
- Amiri M., Pourghasemi H.R., Ghanbarian G.A., Afzali S.F. 2019. Assessment of the importance of gully erosion effective factors using Boruta algorithm and its spatial modeling and mapping using three machine learning algorithms. *Geoderma*, **340**: 55–69.
- Anders N., Valente J., Masselink R., Keesstra S. 2019. Comparing filtering techniques for removing vegetation from uav-based photogrammetric point clouds. *Drones*, **3**(3):61.
- Arabameri A., Chen W., Loche M., Zhao X., Li Y., Lombardo L., Cerda A., Pradhan B., Bui D.T. 2020a. Comparison of machine learning models for gully erosion susceptibility mapping. *Geosci. Front.*, **11**:1609–1620.
- Arabameri A., Nalivan O.A., Saha S., Roy J., Pradhan B., Tiefenbacher J.P., Ngo P.T.T. 2020b. Novel ensemble approaches of machine learning techniques in modeling the gully erosion susceptibility. *Remote Sens*, **12**(11):1890.

- Arabameri A., Pradhan B., Bui D.T. 2020c. Spatial modelling of gully erosion in the Ardib River Watershed using three statistical-based techniques. *Catena*, **190**:104545.
- Arabameri A., Pradhan B., Rezaei K., Conoscenti C. 2019. Gully erosion susceptibility mapping using GIS-based multi-criteria decision analysis techniques. *Catena*, **180**:282–297.
- Augustin C.H.R.R. & Aranha P.R.A. 2006a. A ocorrência de voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. *Geonomos*, **14**(1, 2):76-86.
- Augustin C.H.R.R. & Aranha P.R.A. 2006b. Piping em área de voçorocamento, noroeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **7**(1):09-18.
- Augustin C.H.R.R. & Aranha P.R.A., Coe H.H.G. 2012. Distribuição espacial das voçorocas em Gouveia, MG: fatores associados. *Revista Geonorte*, **1**(4):634-647.
- Augusto Filho O. 1992. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: 1ª Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas, Rio de Janeiro, *Anais*, v. 1, p. 721-733.
- Avand M., Janizadeh S., Naghibi S.A., Pourghasemi H.R., Bozchaloei S.K., Blaschke T. 2019. A comparative assessment of Random Forest and k-Nearest Neighbor classifiers for gully erosion susceptibility mapping. *Water*, **11**(10):2076.
- Azedou A., Lahssini S., Khattabi A., Meliho M., Rifai N. 2021. A methodological comparison of three models for gully erosion susceptibility mapping in the rural municipality of El Faïd (Morocco). *Sustain.*, **13**:1–30.
- Babinski M., Pedreira A., Brito-Neves B.B., Van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, *Atas*, p. 118-120.
- Bacellar L.A.P. 2000. *Condicionantes Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas dos Mecanismos de Voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG*. Tese de Doutorado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 226 p.
- Bacellar L.A.P., Coelho Netto A.L., Lacerda W.A. 2005. Controlling factors of gully erosion in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**:1369-1385.
- Barros L.F.P. 2012. *Eventos sedimentares do quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 110 p.
- Barros L.F.P., Magalhães Jr. A.P. 2018a. Morfogênese no Quadrilátero Ferrífero/MG no Quaternário Superior: Processos Fluviais e Condicionantes Paleoambientais na Bacia do Rio das Velhas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **19**:547-565.
- Barros L.F.P., Magalhães Jr. A.P. 2018b. Reconstituição de eventos geomorfológicos no Quadrilátero Ferrífero/MG a partir de registros deposicionais fluviais: a bacia do rio Paraopeba. *Quaternary and Environmental Geoscience*. **9**(2):36-48.
- Bastos C.A.B. 1999. *Estudo geotécnico sobre a erodibilidade de solos residuais não saturados*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 251 p.
- Bayoumi A., Meguid M.A. 2011. Wildlife and Safety of Earthen Structures: A Review. *Journal of Failure Analysis and Prevention*, **11**(4) 295–319.
- Begin Z.B., Schumm S.A. 1979. Instability of alluvial valley floors: a method for its assessment. *Transactions of the ASAE*, **22**:347– 350.
- Bernatek-Jakiel A., Poesen J. 2018. Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs. *Earth-Science Reviews*. **185**:1107-1128.
- Berry L., Ruxton B.P. 1960. The evolution of Hong Kong harbour basin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **4**:97–115.
- Beven J.K., 2001. *Rainfall – Runoff Modeling*. England, Wiley, 360 p.
- Bezerra M.O., Baker M., Palmer M.A., Filoso S. 2020. Gully formation in headwater catchments under sugarcane agriculture in Brazil. *J. Environ. Manage.* **270**:110271.
- Bocco G. 1991. Gully erosion: processes and models. *Progress in Physical Geography*, **15**:391-406.

- Brasil. 1975. Lei nº 6.225, de 14 de julho de 1975. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/16225.htm. Acesso em: 25/03/2022.
- Brasil. 1998. Lei nº 9.605, de 12 de fevereiro de 1998. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/19605.htm. Acesso em: 25/03/2022.
- Brasil. 2012a. Lei nº 12.608, de 10 de abril de 2012. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2012/lei/112608.htm. Acesso em: 25/03/2022.
- Brasil. 2012b. Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2012/lei/112651.htm. Acesso em: 25/03/2022.
- Breiman L. 2001. Random forests. *Machine Learning*, **45**: 5–32.
- Breiman L., Last M., Rice J. 2003. Random Forests: Finding Quasars, Statistical Challenges in Astronomy. In: Feigelson E.D., Babu G.J. (eds.) *Statistical challenges in astronomy*. Springer New York, New York, p. 243-254.
- Brice J.C. 1966. Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska: U.S. Geological Survey Professional Paper, 352-H, p. 255-339.
- Bryan R.B. 1968. The development, use and efficiency of índices of soil erodibility. *Geoderma*, **2**:5-26.
- Bryan R.B., Jones J.A.A. 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology*, **20**(3-4):209–218.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da bacia sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):283-294.
- Campos M.I.B. 2006. *Caracterização da deformação frágil e sua relação com os processos de voçorocamento na porção sudeste do Complexo Metamórfico Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 156 p.
- Canil K., Iwasa O.Y., Silva W.S., Almeida L.E.G. 1995. Mapa de feições erosivas lineares do estado de São Paulo: uma análise qualitativa e quantitativa. In: 5º Simpósio Nacional de Controle e Erosão, *Anais*, Bauru, ABGE, p. 249-251.
- Carneiro M.A. 1992. O Complexo Metamórfico do Bonfim Setentrional. *Rev. Escola de Minas*, **45**(1/2):155-156.
- Carneiro M.A., Carvalho Júnior I.M., Teixeira W. 1998. Enialic tectonic setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilatero Ferrífero, Brasil. *Rev Bras Geoc.* **28**(2):189-200.
- Carrara A.A. 2007. Antes das Minas Gerais: conquista e ocupação dos sertões mineiros. *Varia História*, **23**(38)574-596.
- Carter C.E., Greer J.D., Braud H.J. Floyd J.M. 1974. Raindrop characteristics in south central United States. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **17**:1033–7.
- Carvalho A., Magalhães Jr A.P. 2021. Sequências deposicionais fluviais e evolução geomorfológica da bacia do Rio Paraúna - Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **22**(4). <https://doi.org/10.20502/rbg.v22i4.1878>.
- Carvalho A., Magalhães Jr A.P., Filizzola B. R., Marques C.P.M. 2018. O papel dos processos fluviais na configuração de fundos de vale na bacia do rio Paraúna – Serra do Espinhaço Meridional, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **19**(4):691-708.
- Casalí J., López J.J., Giráldez J.V. 1999. Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *Catena*, **36**(1–2):65-84.
- Castillo C. & Gómez J.A. 2016. A century of gully erosion research: urgency, complexity and study approaches. *Earth Science Reviews*, **160**: 300-319.
- Castillo C., Pérez R., James M.R., Quinton J.N., Taguas E.V., Gómez J.A. 2012. Comparing the accuracy of several field methods for measuring gully erosion. *Soil Sci Soc Am J.*, **76**:1319-32.
- Castro P.T.A. & Dardenne M.A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 345-437.

- Castro P.T.A., Alves J.M., Ferreira H.L., Lana C.E. 2005. A Influência dos Níveis de Base Locais nas Características Físicas dos Ecossistemas Fluviais: Os Rios Periféricos à Serra do Espinhaço Meridional, MG. In: 10º Congresso Brasileiro de Limnologia, Ilhéus, Anais em CD-ROM.
- Castro U.N., Neves S.R.A., Silva L.F.T.C., Mendes S.P., Guerra A.J.T. 2010. Mapeamento de feições erosivas e cicatrizes de escorregamento por unidades de relevo na sub-bacia hidrográfica do rio Sana (Macaé – RJ). *Revista de Geografia*, v. **especial**(3):19-33.
- Cavaguti N. 1994. *Erosões lineares e solos urbanos – estudos, caracterização e análise do meio físico de Bauru, São Paulo*. Tese de livre docência, Faculdade de Engenharia e Tecnologia, UNESP, Bauru, 548 p.
- Chai T., Draxler R.R. 2014. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? -Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geosci. Model Dev.*, **7**:1247–1250.
- Chamberlain P.A. 1980. Armadillos: problems and control. In: Vertebrate Pest Conference Proceedings collection. Proceedings of the 9th Vertebrate Pest Conference. University of Nebraska—Lincoln.
- Chang K.T., Merghadi A., Yunus A.P., Pham B.T., Dou J. 2019. Evaluating scale effects of topographic variables in landslide susceptibility models using GIS-based machine learning techniques. *Sci. Rep.*, **9**:1–21.
- Cherem L.F.S. 2008. *Análise morfométrica da bacia do alto Rio das Velhas - MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 96 p.
- Cherobin S.F. 2012. *Estimativa de erosão e sua relação com os diferentes mecanismos erosivos atuantes: estudo da voçoroca Vila Alegre*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 115 p.
- Christofoletti A. 1968. O fenômeno morfogenético de Campinas. *Notícia Geomorfológica*, **16**:3-92.
- Christofoletti A. 1969. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. *Notícia Geomorfológica*, **9**(18):35-64.
- Christofoletti A. 1980. *Geomorfologia*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda., 189 p.
- Christofoletti A. 1999. *Modelagem de sistemas ambientais*. São Paulo, E. Blucher, 236 p.
- Chudley T.R., Christoffersen P., Doyle S.H., Abellan A., Snooke N. 2019. High-accuracy UAV photogrammetry of ice sheet dynamics with no ground control. *The Cryosphere*, **13**(3):955–968.
- Coelho Netto A.L. 1999. Catastrophic landscape evolution in a humid region (se brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* **3**:21–48.
- Conoscenti C., Angileri S., Cappadonia C., Rotigliano E., Agnesi V., Märker M. 2014. Gully erosion susceptibility assessment by means of GIS-based logistic regression: A case of Sicily (Italy). *Geomorphology*, **204**:399–411.
- Cook K.L. 2017. An evaluation of the effectiveness of low-cost UAVs and structure from motion for geomorphic change detection. *Geomorphology*, **278**:195–208.
- Costa F.M. & Bacellar L.A.P. 2007. Analysis of the influence of gully erosion in the flow pattern of catchment streams, Southeastern Brazil. *Catena*, **69**:230–238.
- Costa F.M., Sobreira F.G. 2001. Estudo preliminar das voçorocas da bacia do Rio Carioca, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: 7º Simpósio Nacional de Controle de Erosão, Goiânia, Anais, p. 1-7.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2010. Geodiversidade do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, CPRM, 131 p.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2011. Atlas Pluviométrico do Brasil. Brasília, CPRM. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-1351.html>. Acesso em: 10/01/2021.
- Croke J. & Mockler S. 2001. Gully initiation and road-to-stream linkage in a forested catchment, southeastern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**:205– 217.
- Crouch R.J. 1976. Field tunnel erosion – a review. *Journal of the Soil Conservation Service NSW*, **32**:98–111.
- Cruden D.M., Varnes D.J. 1996. Landslide Types and Processes. Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, v. 247, p. 36-75.

- Cruz S.C.P., Dias V.M., Alkmim F.F. 2007. A interação tectônica embasamento/cobertura em aulacógenos invertidos: um exemplo da Chapada Diamantina Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4): 111-127.
- D'Oleire-Oltmanns S., Marzloff I., Peter K., Ries J. 2012. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) for Monitoring Soil Erosion in Morocco. *Remote Sensing*, **4**(11):3390–3416.
- DAEE/IPT. 1989. *Controle de erosão: bases conceituais e técnicas; diretrizes para o planejamento regional; orientações para o controle de boçorocas urbanas*. São Paulo, Secretaria de Energia e Saneamento, Departamento de Águas e Energia Elétrica. 92 p.
- De Ploey J. & Cruz O. 1979. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *Catena*, **6**:111–22.
- De Ploey J. 1981. Crusting and time-dependent rainwash mechanisms on loamy soil. In: Morgan R. P. C. (ed.) *Soil Conservation Problems and Prospects*. Wiley, p. 139-152.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Filho N.C.S., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Filho J.V.L., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 227-334.
- DeLong S.B., Prentice C.S., Hilley G.E., Ebert Y. 2012. Multitemporal ALSM change detection, sediment delivery, and process mapping at an active earthflow. *Earth Surf. Process. Landforms*, **37**:262–272.
- Dietrich W.E., Dune T. 1993. The channel head. In: Beven K., Kirkby M. J. (eds.) *Channel Network Hydrology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, p. 175-219.
- Dimitriou E. 2011. Overland Flow. In: Gliński J., Horabik J., Lipiec J. (eds.) *Encyclopedia of Agrophysics*. Springer Science+Business Media B.V, p. 536.
- Dorn R. I. 2015. Impact of consecutive extreme rainstorm events on particle transport: Case study in a Sonoran Desert range, western USA. *Geomorphology*, **250**:53-62.
- Dotterweich M., Rodzik J., Zglobicki W., Schmitt A., Schmidtchen G., Bork H.R. 2012. High resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Naleczow Plateau, SE-Poland). *Catena*, **95**:50–62.
- Dotterweich M., Schmitt A., Schmidtchen G., Bork H.R. 2003. Quantifying historical gully erosion in northern Bavaria. *Catena*, **50**:135–150.
- Downes R.G. 1946. Tunneling erosion in northeastern Victoria. *Australian Council for Scientific and Industrial Research Journal*, **19**:283–292.
- Druck S., Carvalho M. S., Câmara G., Monteiro A. M. V. 2004. *Análise espacial de dados geográficos*. EMBRAPA, Planaltina, DF, 206 p.
- Drumond F.N. 2006. *Caracterização e quantificação dos processos erosivos atuantes na evolução de uma voçoroca na bacia do Riacho Manoel Félix no Complexo Metamórfico do Bação, Quadrilátero Ferrífero – MG*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 107p.
- Drumond F.N., Bacellar L.A.P. 2006. Caracterização Hidrossedimentológica e dos Processos Evolutivos de Voçoroca em Área de Rochas Gináissicas do Alto Rio das Velhas (MG). *Rev. Bras. Geomorfol.*, **7**:87–96.
- Duck R.W. & McManus J. 1987. Soil erosion near Barry, Angus. *The Scottish Geographical Magazine*, **103**(1):44-46.
- Dunne T. 1990. Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: Higgins, C.G., Coates D.R. (eds.), *Groundwater Geomorphology. The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Geological Society of America Special Paper 252, Boulder, Colorado: 1–28.
- Dussin I.A., Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo e evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3**(1).
- Eckerson W.W. 2007. *Predictive analytics: extending the value of your data warehousing investment*. Renton, WA, TDWI, 32 p.
- Egboka B.C.E., Nwankwor G.I., Orajaka, I.P. 1990. Implications of paleo and neotectonics in gully erosion-prone areas of southeastern Nigeria. *Natural Hazards*, **3**(3):219–231.

- Elkins N.Z., Sabol G.V., Ward T.J., Whitford W.G. 1986. The influence of subterranean termites on the hydrological characteristics of a Chihuahuan desert ecosystem. *Oecologia*, **68**(4):521–528.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2018. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília, Embrapa, 356 p.
- Emerson W.W. 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Aust. J. Soil Res*, **5**:47–57.
- Emerson W.W. 1983. Inter-particle bonding. In: *Soils: An Australian viewpoint*. CSIRO Melbourne and Academic Press. London, p. 477–498.
- Endo I., Galbiatti H.F., Delgado C.E.R., Oliveira M.M.F., Zapparoli A.C., Moura L.G.B., Peres G.G., Oliveira A.H., Zavaglia G., Danderfer Filho A., Gomes C.J.S., Carneiro M.A., Nalini Jr H.A., Castro P.T.A., Saita M.T.F., Seixas L.A.R., Tazava E., Lana C.C., Martins-Neto M.A., Martins M.S., Ferreira Filho F.A., Franco A.P., Almeida L.G., Rossi D.Q., Angeli G., Madeira T.J.A., Piassa L.R.A., Mariano D.F., Carlos D.U. 2019. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000. Ouro Preto, Departamento de Geologia, Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero. Disponível em: <https://qfe2050.ufop.br/news/mapa-geol%C3%B3gico-do-quadril%C3%A1tero-ferr%C3%ADfero-vers%C3%A3o-2019>. Acesso em: 10/01/2021.
- Endo I., Machado R., Galbiatti H.F., Rossi D.Q., Zapparoli A.C., Delgado C.E.R., Castro P.T.A., Oliveira M.M.F. 2020. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Castro P.T.A., Endo I., Gandini A.L. (org.) *Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte, 3i Editora, p. 70–113.
- Etchebehere M.L.C., Saad A.R., Santoni G., Casado F.C., Fulfaro V.J. 2006. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (relação declividade-extensão) em segmentos de drenagem. *Geociências*, **25**(3):271–287.
- Evans R. 1980. Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls: an empirical viewpoint. In: Kirkby, M.J. and Morgan, R.P.C. (eds.) *Soil erosion*. Wiley, Chichester, p. 109–28.
- Falconer J.D. 1911. *Geology and Geography of Northern Nigeria*, Macmillan, London, 255 p.
- Faniran A. 1968. The index of drainage intensity: a provisional new drainage factor. *Aust. J. Sci.* **31**:328–330.
- Farifteh J. & Soeters R., 1999. Factors underlying piping in the Basilicata region, southern Italy. *Geomorphology*, **26**:239–251.
- Farres P. 1978. The role of time and aggregate size in the crusting process. *Earth Surface Processes*, **3**(3):243–254.
- Faulkner H. 1995. Gully erosion associated with the expansion of unterraced almond cultivation in the coastal Sierra de Lujar, S. Spain. *Land Degradation & Rehabilitation*, **9**:179–200.
- Fernández-Raga M., Palencia C., Keesstra S., Jordán A., Fraile R., Angulo-Martínez M., Cerdà A. 2017. Splash erosion: a review with unanswered questions. *Earth-Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2017.06.009.
- Fonseca M.A. 2014. Mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.100.000. CPRM & CODEMIG. Disponível em: <http://www.portatgeologia.com.br/index.php/mapa/>. Acesso em: 10/01/2021.
- Foster G.R., 1986. Understanding ephemeral gully erosion. In: *Soil Conservation*, vol. 2. National Academy of Science Press, Washington, DC, p. 90–125.
- Franti T.G., Laflen J.M., Watson D.A. 1999. Predicting soil detachment from high-discharge concentrated flow. *Transactions of the ASAE*, **42**(2):329–335.
- Fredén C., Furuholm, L. 1978. The Säterberget Gully at Brattforsheden, Värmland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **100**:231–5.
- Freitas R.O. 1952. Textura da drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Boletim Paulista de Geografia*, **11**:53–57.
- Fullen M.A., Catt J.A. 2004. *Soil Management – Problems and Solutions*. Londres, Arnold Publisher. 269 p.
- Furian S., Barbiéro L., Boulet R., Curmi P., Grimaldi M., Grimaldi C. 2002. Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil. *Geoderma*, **106**:83–100.

- Garosi Y., Sheklabadi M., Conoscenti C., Pourghasemi H.R., Van Oost K. 2019. Assessing the performance of GIS-based machine learning models with different accuracy measures for determining susceptibility to gully erosion. *Sci. Total Environ.* **664**: 1117–1132.
- Gerscovich D.M.S. 2016. *Estabilidade de taludes*. Oficina de Textos, 192 p.
- Ghahramani Z. 2004. Unsupervised Learning. In: Bousquet, O., von Luxburg, U., Rätsch, G. (eds.) *Advanced Lectures on Machine Learning*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 72-112.
- Glock W.S. 1932. Available relief as a factor of control in the profile of a land farm. *Journal of Geology*, **40**(1):74-83.
- Godoi R.F., Rodrigues D.B.B., Borrelli P., Oliveira P.T.S. 2021. High-resolution soil erodibility map of Brazil. *Science of the Total Environment*, **781**:146673. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146673>.
- Goodwin N.R., Armston J.D., Muir J., Stiller I. 2017. Monitoring gully change: A comparison of airborne and terrestrial laser scanning using a case study from Aratula, Queensland. *Geomorphology*, **282**: 195–208.
- Greenway D.R. 1987. Vegetation and slope stability. In: Anderson M. G., Richards K. S. (eds) *Slope stability: geotechnical engineering and geomorphology*. Wiley, Chichester, p. 187–230.
- Guerra A.J.T. & Botelho R.G.M. 1996. Características e propriedades dos solos relevantes para os estudos pedológicos e análise dos processos erosivos. *Anuário do Instituto de Geociências*, **9**:93-114.
- Guerra A.J.T. 1991. *Soil characteristics and erosion, with particular reference to organic matter content*. Tese de Doutorado, Universidade de Londres, 441 p.
- Guerra A.J.T. 2020. O início do processo erosivo. In: Guerra A.J.T., Silva A.S., Botelho R.G.M (orgs.) *Erosão e Conservação dos Solos*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, p. 17-55.
- Guerra K., Mathias R. M., Pietrobelli G. 2014. Caracterização de mecanismos que atuam no processo de erosão em túneis (piping erosion) no município de Candói - PR. *Revista Geonorte*, **10**(1):37-41.
- Guidicini G., Nieble C.M. 1976. *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. São Paulo, Editora Edgard Blucher. 170 p.
- Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M., Reichenbach P. 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, **31**:181–216.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M. 2006. Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* **81**:166–184.
- Hack J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research of the U. S. Geol. Survey*, **1**:421-429.
- Harder E.C., Chamberlin R.T. 1915. The Geology of Central Minas Geraes, Brazil. *The Journal of Geology*, **23**(4):341-378.
- Hatch M. 2017. Environmental geophysics: Developments in miniaturisation technology. *Preview*, **189**:32–33.
- Hauge C. 1977. Soil erosion definitions. *California Geology*, **30**:202-33.
- Hayashi K.I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**:4115–4137.
- Heede B.H. 1978. Designing gully control systems for eroding watersheds. *Environ. Manage.* **2**:509–522.
- Hembram T.K., Saha S., Pradhan B., Abdul Maulud K.N., Alamri A.M. 2021. Robustness analysis of machine learning classifiers in predicting spatial gully erosion susceptibility with altered training samples. *Geomatics, Nat. Hazards Risk*, **12**:794–828.
- Herrmann L., Anongrak N., Zarei M., Schuler U., Spohrer K. 2007. Factors and processes of gibbsite formation in Northern Thailand. *Catena*, **71**:279–291.
- Hilbe J.M. 2011. Logistic regression. In: Lovric M. (ed.) *International Encyclopedia of Statistical Science*. Springer Berlin Heidelberg, p. 731–735.
- Holt J.A. & Lepage M. 2000. Termites and Soil Properties. In: Abe T., Bignell D.E., Higashi M. (eds.) *Termites: Evolution, Sociality, Symbioses, Ecology*. Springer, Dordrecht, p. 389-407.

- Horton R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, **56**:275-370.
- Hosmer D.W. & Lemeshow S. 2000. *Applied Logistic Regression*. John Willey & Sons Inc., 500 p.
- Huang C.C., Pang J., Zha X., Su H., Zhou Y. 2012. Development of gully systems under the combined impact of monsoonal climatic shift and neo-tectonic uplift over the Chinese Loess Plateau. *Quaternary International*, **263**:46–54.
- Hudson N. W. 1965. *The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion with particular reference to Southern Rhodesia*. MSc Thesis, University of Cape Town, Cape Town. 316 p.
- Hudson N.W. 1963. Raindrop size distribution in high intensity storms. *Rhodesian Journal of Agricultural Research*, **1**:6–11.
- Hudson N.W. 1995. *Soil conservation*. London, Batsford, 391 p.
- Hutchinson D.E. & Pritchard H.W. 1976. Resource conservation glossary. *J. Soil Water Conserv.*, **31**:1–63.
- Hutchinson J.N. 1988. General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides, *Actas*, v. 1, p. 3-35.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2010. Censo demográfico de 2010. Disponível em: <https://censo2010.ibge.gov.br/resultados.html>. Acesso em: 25/02/2021.
- Imeson A.C. & Kwaad F.J.P.M. 1980. Gully types and gully prediction. *Geograisch Tijdschrift*, **14**(5):430-441.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. 2021. *Gráficos climatológicos*. Disponível em: <https://clima.inmet.gov.br/GráficosClimatologicos/DF/83377>. Acesso em: 31/12/2021.
- Ionita I. 2006. Gully development in the Moldavian Plateau of Romania. *Catena*, **68**:133–140.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1986. *Orientação para o combate à erosão no Estado de São Paulo, Bacia do Peixe-Parapanema*. São Paulo, IPT, Rel, 24.739.
- Ireland H.A., Sharpe C.F.S., Eargle D.H. 1939. Principles of gully erosion in the Piedmont of South Carolina. *USDA Technological Bulletin*, 633, 142 p.
- ISO – International Organization for Standardization. 2012. *ISO10930: Soil quality: measurement of the stability of soil aggregates subjected to the action of water*. ISO, 13 p.
- Istanbuluoglu E., Bras R. L., Flores-Cervantes H. 2005. Implications of bank failures and fluvial erosion for gully development: Field observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, **110**:1-21.
- James L.A., Hodgson M.E., Ghoshal S., Latiolais M.M. 2012. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology*, **137**: 181–198.
- Jiang S., Jiang W. 2018. Efficient SfM for Oblique UAV Images: From Match Pair Selection to Geometrical Verification. *Remote Sens.*, **10**(8):1246.
- Jiménez-Jiménez S.I., Ojeda-Bustamante W., Marcial-Pablo M.D.J., Enciso J. 2021. Digital terrain models generated with low-cost UAV photogrammetry: Methodology and accuracy. *ISPRS Int. J. Geo-Information*, **10**(5):285.
- Julien P.Y. 2010. *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press, 371 p.
- Kakembo V., Xanga W.W., Rowntree K. 2009. Topographic thresholds in gully development on the hillslopes of communal areas in Ngqushwa Local Municipality, Eastern Cape, *South Africa. Geomorphology*, **110**(3-4):188–194.
- Kasprak A., Bransky N.D., Sankey J.B., Caster J., Sankey T.T. 2019. The effects of topographic surveying technique and data resolution on the detection and interpretation of geomorphic change. *Geomorphology*, **333**:1–15.
- Kemper W.D. & Rosenau R.C. 1986. Aggregate stability and size distribution. In: Klute A. (ed.) *Methods of soil analysis*, Part 1, 2ed., Agron. Monogr., ASA,SSSA, Madison, p. 425-442.
- Kirkby M.J., Bracken L.J. 2009. Gully processes and gully dynamics. *Earth Surf. Process. Landforms*, **34**:1841–1851.
- Knighton D. 1998. *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. Oxford University Press, New York, 400p.

- Kolka R.K., Grigal D.F., Nater E.A. 1996. Forest soil mineral weathering rates: Use of multiple approaches. *Geoderma*, **73**:1–21.
- Küng O., Strecha C., Beyeler A., Zufferey J.-C., Floreano D., Fua P., Gervais F. 2012. The Accuracy of Automatic Photogrammetric Techniques on Ultra-Light Uav Imagery. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.*, **XXXVIII-1**:125–130.
- Lafren J.M. & Beasley R.P. 1960. Effects of compaction on critical tractive forces in cohesive soils. University of Missouri, Agricultural Experiment Station, Research Bulletin 749.
- Lana C.E. 2010. *Influência de níveis de base nas características morfossedimentares das bacias dos rios das Velhas e Jequitaiá*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 223 p.
- Lana C.E., Castro P.T.A. 2006. Respostas da rede de drenagem à heterogeneidade geológica em bacias hidrográficas: uma comparação entre as bacias do Alto Rio das Velhas e Jequitaiá – MG. In: 6º Simpósio Nacional De Geomorfologia, Goiânia, *Anais*, CD-Rom.
- Lana J.C., Castro P.T.A., Lana C.E. 2022. Assessing gully erosion susceptibility and its conditioning factors in southeastern Brazil using machine learning algorithms and bivariate statistical methods: A regional approach. *Geomorphology*, **402**:108159.
- Lavarini C., Magalhães Júnior A. P., Oliveira F. S., Carvalho A. de. 2016. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. *Mercator*, **15**(4): 95-119.
- Laws J.O., Parsons, D.A. 1943. The relationship of raindrop size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union*, **24**:452–60.
- Le Bissonnais Y. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, **47**:425-437.
- Leachtenauer J.C., Driggers R.G. 2001. *Surveillance and Reconnaissance Imaging Systems*. Artech House, 419 p.
- Lebedeva M.I. & Brantley S.L. 2017. Weathering and erosion of fractured bedrock systems. *Earth Surf. Process. Landf.* **42**:2090–2108.
- Lei X., Chen W., Avand M., Janizadeh S., Kariminejad N., Shahabi Hejar, Costache R., Shahabi Himan, Shirzadi A., Mosavi A. 2020. GIS-based machine learning algorithms for gully erosion susceptibility mapping in a semi-arid region of Iran. *Remote Sens.* **12**(15):2478.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J. P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco, 544 p.
- Li J., Z.J., Ge W., Liu X. 2004. Multi-scale methodology for complex systems. *Chemical Eng. Sci.*, **59**:1687-1700.
- Li Z., Fang H. 2016. Impacts of climate change on water erosion: A review. *Earth-Science Reviews*, **163**:94–117.
- Lima P.G. de. 2016. *Mecanismos de evolução de voçorocas e quantificação dos impactos associados por modelagem matemática: estudo de caso da voçoroca Mangue Seco, São Gonçalo do Baçõ (MG)*. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Geotecnia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 100 p.
- Lima R.N.de S. 2012. Google Earth aplicado à pesquisa e ensino da geomorfologia. *Revista de Ensino de Geografia*, **3**(5):17-30.
- Lipski M. 2002. Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 171 p.
- Little M.A., Varoquaux G., Saeb S., Lonini L., Jayaraman A., Mohr D.C., Kording K.P. 2017. Using and understanding cross-validation strategies. *Gigascience*, **6**(5)1-6.
- Liu Q.Q., Chen L., Li J.C., Singh V. P. 2004. Two dimensional kinematic wave model of overland-flow. *Journal of Hydrology*, **291**:28–41.
- Longley P., Goodchild M., Maguire D., Rhind D. 2013. *Sistemas e ciência da informação geográfica*. Editora Buckman, 560 p.
- Loureiro H.A.S. 2019. *Diagnóstico de erosão por voçorocas: experimentos com geotecnologias e solos na bacia do alto Rio Pirai - Rio Claro - RJ*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 224 p.
- Loureiro H.A.S., Guerra A.J.T., Andrade A.G.de. 2020. Contribuição ao estudo de voçorocas a partir do uso experimental de laser scanner terrestre e VANT. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **21**(4):871-892.

- Lubowe J.K. 1964. Stream junction angles in the dendritic drainage pattern. *Am. Jour of Science*, **262**(3):325-339.
- Luk S.H. 1979. Effect of soil properties on erosion by wash and splash. *Earth Surface Processes*, **4**:241-255.
- Luk S.H., Yao Q.Y., Gao J.Q., Zhang J.Q., He Y.G., Huang S.M. 1997. Environmental analysis of soil erosion in Guangdong Province: A Deqing case study. *Catena*, **29**(2):97-113.
- Machado N., Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**:2341-2346.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo O. O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:1221-1227.
- Machado N., Noce C.M., Oliveira O.A.B., Ladeira E.A., 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no arqueano e proterozoico inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: 5º Simpósio Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, *Anais*, SBG/NMG, p. 1-5.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, Southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276.
- Magalhães Jr. A.P. & Saadi A. 1993. Influências Morfoestruturais e Tectônicas na Dinâmica Fluvial do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte - MG. In: Simpósio de Geografia Física Aplicada, São Paulo, São Paulo, USP, *Anais*, v. 5, p. 55-60.
- Magalhães Jr. A.P. & Saadi, A. 1994. Ritmos da Dinâmica Fluvial Neo-Cenozóica Controlados por Soerguimento Regional e Falhamento: O Vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**(1):42-54.
- Maizatto J.R. 1993. *Estratigrafia e Tectônica das Rochas Cenozóicas da Bacia do Gandarela e da Região do Gongo Soco, Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais*. Trabalho de Graduação, Universidade Federal de Ouro Preto, 110 p.
- Maizatto J.R. 1997. *Análise Paleoecológica e Bioestratigráfica dos Sedimentos Cenozóicos da Bacia do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos Aspectos Palinológicos e Sedimentares*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 183 p.
- Mandal B. & Mandal S. 2017. Landslide susceptibility mapping using modified information value model in the Lish river basin of Darjiling Himalaya. *Spat. Inf. Res.*, **25**:205-218.
- Mandal S., Mondal S. 2019. *Geoinformatics and Modelling of Landslide Susceptibility and Risk: an RS & GIS-based Model Building Approach in the Eastern Himalaya*. Springer, 223p.
- MapBiomias. 2021. *Mapa de uso e ocupação do território*. Disponível em: mapbiomas.org. Acesso em: 25/03/2021.
- Marques M.R. 1997. *Morfodinâmica fluvial cenozóica no vale do Rio Paraopeba entre o Fecho do Funil e Juatuba, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, 83p.
- Martínez-Carricondo P., Agüera-Vega F., Carvajal-Ramírez F., Mesas-Carrascosa F.-J., García-Ferrer A., Pérez-Porrás F.-J. 2018. Assessment of UAV-photogrammetric mapping accuracy based on variation of ground control points. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, **72**:1-10.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):151-168.
- Marzloff I., Poesen J. 2009. The potential of 3D gully monitoring with GIS using high-resolution aerial photography and a digital photogrammetry system. *Geomorphology*, **111**:48-60.
- Mateus A.C.C. 2013. *Caracterização Sedimentológica, Mineralógica e Pedológica de Corpos Argilosos na Borda Leste do Sinclinal Moeda*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Ouro Preto, 58 p.
- Medina A.I., Dantas M.E. Saadi A. 2005. Geomorfologia. In: CPRM/SEMAD/CEMIG (org.) *Projeto APA Sul RMBH - Estudos do meio físico*. Belo Horizonte, v.6. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/10218/rel_apa_sulrmbhv6.pdf?sequence=27. Acesso em: 25/03/2021.

- Mello C.L. 1997. *Sedimentação e tectônica cenozóicas no médio vale do Rio Doce (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 275 p.
- Melo M.S., Sales V.C., Peulvast J.P., Saadi A., Mello C.L. 2005. Processos e Produtos Morfogenéticos Continentais. In: Souza C.R.G., Suguio K., Oliveira A.M.S., Oliveira P.E (eds.) *Quaternário do Brasil*. Holos Editora, Ribeirão Preto, p. 258-275.
- Menéndez-Duarte R., Marquín J., Fernández-Menéndez S., Santos R. 2007. Incised channels and gully erosion in Northern Iberian Peninsula: Controls and geomorphic setting. *Catena*, **71**(2):267–278.
- Merghadi A., Yunus A.P., Dou J., Whiteley J., ThaiPham B., Bui D.T., Avtar R., Abderrahmane B. 2020. Machine learning methods for landslide susceptibility studies: A comparative overview of algorithm performance. *Earth-Science Rev.*, **207**:103225.
- Merritt W.S., Letcher R.A., Jakeman A.J. 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, **18**:761–799.
- Meyer A. & Martínez-Casasnovas J. 1999. Prediction of existing gully erosion in vineyard parcels of the NE Spain: a logistic modelling approach. *Soil and Tillage Research*, **50**(3-4):319–331.
- Meyer L.D., Foster G.R., Romkens M.J.M. 1975. *Source of soil eroded by water from upland slopes*. US Dep. Agr. Agric. Res. Serv. (ARS-S-40).
- Michalski R.S., Carbonell J.G., Mitchell T.M. 2013. *Machine learning: an artificial intelligence approach*. Springer Science & Business Media, 572 p.
- Miklós A.A.W. 1992. *Biodynamique d'une couverture pédologique dans la région de Botucatu, Brésil*. PhD thesis, Université Paris, France, 242 p.
- Moeyersons J. 1991. Ravine formation on steep slopes - forward versus regressive erosion - some case-studies from Rwanda. *Catena*, **18**(3-4):309-324.
- Mohamadi M.A., Kaviani A. 2015. Effects of rainfall patterns on runoff and soil erosion in field plots. *International Soil and Water Conservation Research*. **3**(4):273-281.
- Montgomery D.R. & Dietrich W.E. 1988. Where do channels begin? *Nature*, **336**:232-234.
- Montgomery D.R. 1994. Road surface drainage, channel initiation, and slope instability. *Water Resources Research*, **30**(6):1925–1932.
- Montgomery D.R. 1999. Erosional processes at an abrupt channel head: implications for channel entrenchment and discontinuous gully formation. In: Darby S.E., Simon A. (eds.) *Incised River Channels: Processes, Forms, Engineering and Management*. John Wiley, New York, p. 247–276.
- Morais F., Bacellar L.A.P., Sobreira F. G. 2004. Análise da erodibilidade de saprolitos de gnaiss. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **28**:1055-1062.
- Moreira C.V.R. 1992. *Fatores condicionantes das voçorocas na sub-bacia do Rio Santo Antônio, Bacia do Rio Grande, MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 163p.
- Moreira H., Lana C., Nalini Jr. H.A. 2016. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **275**:84-99.
- Moreira P.F. 1997. *Depósitos cenozóicos e evolução morfodinâmica na bacia do Ribeirão Serra Azul (médio Rio Paraopeba), Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, 104p.
- Morgan R.P.C. 2005. *Soil erosion and conservation*. Oxford, Blackwell Science Ltd, 304 p.
- Muggler C.C., Pape T., Buurman P. 1997. Laser grain-size determination in soil genetic studies 2. Clay content, clay formation and aggregation in some Brazilian oxisols. *Soil Science*, **162**(3):219-228.
- Nachtergaele J. 2001. *A spatial and temporal analysis of the characteristics, importance and prediction of ephemeral gully erosion*. PhD Thesis, Katholieke Universiteit Leuven.
- Nachtergaele J., Poesen J., Govers G. 2002. Ephemeral gullies. A spatial and temporal analysis of their characteristics, importance and prediction. *Belgeo*, **2**:1-23.

- Netto M.M., Sobreira F.G. 2006. Os processos erosivos lineares da bacia hidrográfica do Ribeirão Carioca, Itabirito/MG e seus condicionantes principais: observações preliminares. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **7**(2):13-21.
- Niculiță M., Mărgărint M.C., Tarolli P., 2020. Using UAV and LiDAR data for gully geomorphic changes monitoring. In: Tarolli P., Mudd S.M (eds.) *Remote Sensing of Geomorphology*, Amsterdam, Elsevier, Science Direct, p. 271-315.
- Niedzielski T. 2018. Applications of Unmanned Aerial Vehicles in Geosciences: Introduction. *Pure and Applied Geophysics*, **175**:3141-3144.
- Nir D. 1957. The Ratio of Relative and Absolute Altitudes of Mt. Carmel: A Contribution to the Problem of Relief Analysis and Relief Classification. *Geogr. Rev.*, **47**(4):564-569.
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos Eventos Magmáticos, Sedimentares e Metamórficos na Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. Geociências*, **28**:95–102.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars J.R., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. & Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: registro de uma bacia neoproterozóica. In: 9º Simp. Geol. Minas Gerais, Ouro Preto, Bol. 14: p. 29-31.
- Noce C.M., Zucchetti M., Baltazar O.F., Armstrong R., Dantas E.L., Renger F.E., Lobato L.M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, **141**:67-82.
- Nunes J., Seixas J. 2003. Impacts of extreme rainfall events on hydrological soil erosion patterns: application to a Mediterranean watershed. *World Resource Review*, **15**(3):336-351.
- Oliveira M.A.T. 1989. Erosion disconformities and gully morphology: A three-dimensional approach. *Catena*, **16**(4-5):413–423.
- Oliveira M.A.T. 2020. Processos Erosivos e Preservação de Áreas de Risco de Erosão por Voçorocas. In: Guerra A.J.T., Silva A.S., Botelho R.G.M (orgs.) *Erosão e Conservação dos Solos*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, p. 57-99.
- Oliveira P.T.S., Wendland E., Nearing M.A. 2012. Rainfall erosivity in Brazil: A review. *Catena*, **100**:139-147.
- Oostwoud Wijdenes D.J., Poesen J., Vandekerckhove L., Ghesquiere M. 2000. Spatial distribution of gully head activity and sediment supply along an ephemeral channel in a Mediterranean environment. *Catena*, **39**(3):147–167.
- Parzanese G.A.C. 1991. *Gênese e desenvolvimento de voçorocas em solos originados de rochas granitoides na região de Cachoeira do Campo, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, 117 p.
- Patton P.C. & Schumm S.A. 1975. Gully erosion, Northwestern Colorado: a threshold phenomenon. *Geology*, **3**:88–90.
- Penha U.C. 2001. *Geologia dos conglomerados da Serra da Água Fria e dos Depósitos Diamantíferos da região de Jequitaiá, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Pichler E. 1953. Boçorocas. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **2**(1):3-16.
- Poesen J. & Govers G. 1986. A field-scale study of surface and compaction on loamy soils. Part II. Impact of soil surface sealing and compaction on water erosion processes. In: Callebaut F., Gabriels D., De Boodt M. (eds.) *Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting*, Proceedings of the Symposium held in Ghent, Belgium, p. 183-193.
- Poesen J. 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **49**:117-131.

- Poesen J., de Luna E., Franca A., Nachtergaele J., Govers G., 1999. Concentrated flow erosion rates as affected by rock fragment cover and initial soil moisture content. *Catena*, **36**:315–329.
- Poesen J., Nachtergaele G., Verstraeten C., Valentin C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, **50**:91-133.
- Poesen J., Vandaele K., Van Wesemael B. 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *In: Proceedings of the Exeter Symposium, Actas*, v. 236, p. 251–266.
- Poesen J., Vandekerckhove L., Nachtergaele J., Oostwoud Wijdenes D., Verstraeten G., van Wesemael B. 2002. Gully erosion in dryland environments. *In: Bull L.J., Kirkby M.J. (eds.) Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, UK, p. 229–262.
- Pourghasemi H.R., Yousefi S., Kornejady A., Cerdà A. 2017. Performance assessment of individual and ensemble data-mining techniques for gully erosion modeling. *Sci. Total Environ.*, **609**:764–775.
- Prandini F.L., Seoane J.C.S., Salomão F.X.T., Gouveia M.I.F., Furlani G.M. 1990. Suscetibilidade à erosão por boçorocas como condicionantes ao uso planejado do território: Plano Diretor do Município de Casa Branca, SP: *In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*, Salvador. *Anais*, v. 1, p. 269-278.
- Prosser I. P., Soufi M. 1998. Controls on gully formation following forest clearing in a humid temperate environment. *Water Resources Research*, **34**(12):3661–3671.
- Queiroz G.L., Salamuni E., Nascimento E.R. 2015. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Comput. Geosci.*, **76**: 80–87.
- Quiquerez A., Brenot J., Garcia J.P., Petit C. 2008. Soil degradation caused by a high-intensity rainfall event: Implications for medium-term soil sustainability in Burgundian vineyards. *Catena*. **73**(1):89-97.
- Rahmati O., Tahmasebipour N., Haghizadeh A., Pourghasemi H.R., Feizizadeh B. 2017. Evaluation of different machine learning models for predicting and mapping the susceptibility of gully erosion. *Geomorphology*, **298**:118–137.
- Rezende S.B. 1980. *Geomorphology, mineralogy and genesis of four soils on gneiss in south-eastern Brazil*. PhD thesis, Purdue University, USA. 143 p.
- Richter G. & Negendank J.F.W. 1977. Soil erosion processes and their measurement in the German area of the Moselle river. *Earth Surface Processes and Landf.*, **2**:26-78.
- Rodzic J., Furtak T., Zglobicki W. 2009. The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**:1938–1950.
- Rosa R. 2005. Geotecnologias na geografia aplicada. *Revista do Departamento de Geografia*, **16**:81-90.
- Rosser N.J., Petley D.N., Lim M., Dunning S.A., Allison R.J. 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, **38**:363–375.
- Rougerie M.G. 1966. Os lavaca na evolução das vertentes em madagascar. *Boletim Geográfico*, **25**(190):18-28.
- Rubira F.G, Melo G.V.de, Oliveira F.K.S.de. 2016. Proposta de padronização dos conceitos de erosão em ambientes úmidos de encosta. *Revista de Geografia*, **33**(1):168-193.
- Ryzak M., Bieganski A. 2011. Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **174**:624–633.
- Saadi A. & Valadão R.C. 1990. Eventos tectono-sedimentares na bacia neo-cenozóica de Rio das Mortes (região de São João Del Rei – MG). *In: 1º Workshop de Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste Brasileiro*. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais. Belo Horizonte, SBG – Núcleo MG, *Anais*, v. 11, p. 81-99.
- Saadi A. 1991. *Ensaio sobre a Morfotectônica de Minas Gerais (Tensões Intra-Placa, Descontinuidades Crustais e Morfogênese)*. Tese Professor Titular, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 285 p.
- Saadi A. 1995. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e suas margens. *Geonomos*, **3**(1):41-63.
- Saha S., Roy J., Arabameri A., Blaschke T., Bui D.T. 2020. Machine learning-based gully erosion susceptibility mapping: A case study of eastern India. *Sensors*, **20**:1–28.

- Salgado A.A.R. 2006. *Estudo da Evolução do Relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG – Brasil, Através da Quantificação dos Processos Erosivos Denudacionais*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, 116 p.
- Santos C. A. dos., Sobreira F. G., Neto A. L. C. 2002. Comportamento hidrológico superficial e erodibilidade dos solos da região de Santo Antônio do Leite, Distrito de Ouro Preto - MG. *Revista Escola de Minas*, **55**(4): 285-290.
- Santos C.A., Sobreira F.G. 2008. Análise morfométrica como subsídio ao zoneamento territorial: o caso das bacias do Córrego Carioca, Córrego do Baçõ e Ribeirão Carioca na região do Alto Rio das Velhas-MG. *Revista Escola de Minas*, **61**(1):77-85.
- Santos E.E.dos. & Faria A.L.L.de. 2011. Mapeamento e monitoramento de processos erosivos a partir de imagens Ikonos: Um estudo de caso da área urbana do Município de Queluzito (MG). In: 15º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba-PR, *Anais*, p. 5716.
- Santos J.C.N., Andrade E.M., Medeiros P.H.A., Neto J.R.A., Palácio H.A.Q., Rodrigues R.N. 2014. Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, **18**(11):1157-1164.
- Santos M.C. 2003. *Caracterização dos Depósitos Argilosos da Porção Centro-Sul do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG: Macromorfologia, Micromorfologia, Cristaloquímica, Gênese e Considerações Industriais*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 200 p.
- Santos R.D., Lemos R.C., Santos H.G., Ker J.C., Anjos L.H.C. 2005. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência de Solo, 100p.
- Savat J. 1982. Common and uncommon selectivity in the process of fluid transportation: field observations and laboratory experiments on bare surfaces. *Catena Supplement*, **1**:139–60.
- Schaefer C.E.R. 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research*, **39**(5):909-926.
- Schaetzl R. & Anderson S. 2005. *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge, Cambridge University Press, 817 p.
- Schumm S.A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. *Geol. Soc. of America Bull.*, **67**:597-646.
- Schumm S.A. 1999. Causes and controls of channel incision. In: Darby S.E, Simon A. *Incised River Channels*, John Wiley, Hoboken, N. J, p. 19-33.
- Seeber L., Gornitz V. 1983. River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, **92**:335–367.
- Seixas L.A.R., Bardintzeff J.M., Stevenson R., Bonin B. 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Res.*, **238**:18–41.
- Setzer J. 1949. Os solos do estado de São Paulo. Relatório técnico com considerações práticas. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, 387 p.
- Sidorchuk A. 1999. Dynamic and static models of gully erosion. *Catena*, **37**(3-4):401–414.
- Sidorchuk A. 2006. Stages in gully evolution and self-organized criticality. *Earth Surf. Process. Landforms*, **31**:1329–1344.
- Silva C.R.S.da., Chaves H.M.L., Camelo A.P. 2011. Calibração e validação da equação universal de perda de solos modificada (MUSLE) utilizando dados hidrossedimentológicos locais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, **35**:1431-1439.
- Silva T.H. 1991. *Evolução geomorfológica e sedimentação de canais erosivos holocênicos no médio vale do rio Paraíba do Sul*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 166 p.
- Smith D.D., Wischmeier W.H. 1957. Factors affecting sheet and rill erosion. *Transactions, American Geophysical Union*, **38**(6):889-896.
- Smith M.J., Goodchild M.F., Longley P.A. 2007. *Geospatial analysis—the comprehensive guide to principles, techniques and software tools*. Troubador Publishing Ltd, 516 p.

- Sobreira F.G. 1998. *Estudo das erosões do distrito de Cachoeira do Campo, Ouro Preto*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. Relatório final de projeto. FAPEMIG, 120 p.
- Srinivasan R. Arnold J.G. 1994. Integration of a basin-scale water quality model with GIS. *Water Res. Bull.*, **30**:453-462.
- Stöcker C., Eltner A., Karrasch P. 2015. Measuring gullies by synergetic application of UAV and close range photogrammetry - A case study from Andalusia, Spain. *Catena*, **132**:1-11.
- Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, **63**(10):1117-1141.
- Superson J., Rodzik J., Reder J. 2014. Natural and human influence on loess gully catchment evolution: A case study from Lublin Upland, E Poland. *Geomorphology*, **212**:28-40.
- Svoray T., Michailov E., Cohen A., Rokah L., Sturm A. 2012. Predicting gully initiation: Comparing data mining techniques, analytical hierarchy processes and the topographic threshold. *Earth Surf. Process. Landforms*, **37**:607-619.
- Takahashi T. 2007. *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*. London, Taylor & Francis, 448 p.
- Tangirala S. 2020. Evaluating the impact of GINI index and information gain on classification using decision tree classifier algorithm. *Int. J. Adv. Comput. Sci. Appl.*, **11**:612-619.
- Taylor S., McLennan S. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Publishing, London, 328 p.
- Tedesco A. 2015. *Delimitação de voçoroca com imagens com alta resolução e ALS por meio de árvore de decisão e geobias*. Tese de doutoramento, Universidade Federal do Paraná, 186 p.
- Teixeira W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207 p.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South American Earth Sciences*. 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Thomas M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics*. New York, John Wiley & Sons Ltd, 460 p.
- Thwaites R.N., Brooks A.P., Pietsch T.J., Spencer J.R. 2021. What type of gully is that? The need for a classification of gullies. *Earth Surf. Proc. and Landf*, **47**:109-128.
- Tisdall J.M. & Oades J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci*, **33**:141-163.
- Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 307 p.
- Torri D., Poesen J. 2014. A review of topographic threshold conditions for gully head development in different environments. *Earth-Science Reviews*, **130**:73-85.
- Torri D., Santi E., Marignani M., Rossi, M., Borselli L., Maccherini S., 2013. The recurring cycles of biancana badlands: Erosion, vegetation and human impact. *Catena*, **106**:22-30.
- Trajkovski K.K., Grigillo D., Petrovič D. 2020. Optimization of UAV flight missions in steep terrain. *Remote Sens.*, **12**:1-20
- UFV – Universidade Federal de Viçosa, CETEC – Centro Tecnológico de Minas Gerais, UFLA – Universidade Federal de Lavras, FEAM – Fundação Estadual do Meio Ambiente. 2010. Mapa de solo de Minas Gerais. Disponível em: dps.ufv.br/?page_id=742. Acesso em: 08/01/2021.
- USDA – United States Department of Agriculture. 1999. Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Washington, USDA, 871 p.
- Uysal M., Toprak A.S., Polat N. 2015. DEM generation with UAV Photogrammetry and accuracy analysis in Sahitler hill. *Measurement*, **73**:539-543.
- Valentin C., Poesen J., Li Y. 2005. Gully erosion: impacts, factors and control. *Catena*, **63**:132-153.
- van Breemen N., Buurman P. 1998. *Soil Formation*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 p.

- Vandaele K., Poesen J., Govers G., Wesemael B. 1996. Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology*, **16**(2):161–173.
- Vandekerckhove L., Poesen J., Oostwoud Wijdenes D., Gyssels G. 2001. Short-term bank gully retreat rates in Mediterranean environments. *Catena*, **44**:133–161.
- Vanmaercke M., Poesen J., Van Mele B., Demuzere M., Bruynseels A., Golosov V., Bezerra J.F.R., Bolysov S., Dvinskikh A., Frankl A., Fuseina Y., Guerra, A.J.T., Haregeweyn N., Ionita I., Imwangana F. M., Moeyersons J.M., Itshack S.A.N., Niacsu L., Nyssen J., Otsuki Y., Radoane M., Rysin I., Ryzhov Y. V., Yermolaev O. 2016. How fast do gully headcuts retreat? *Earth Science Reviews*, **154**: 336–355.
- Vanwalleghem T., Bork H.R., Poesen J., Schmidtchen G., Dotterweich M., Nachtergaele J., Bork H., Deckers J., Brüsch B., Bungeneers J., De Bie M. 2005. Rapid development and infilling of a buried gully under cropland, central Belgium. *Catena*, **63**:221–243.
- Varajão C. A. C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 138-145.
- Varajão C.A.C., Salgado A.A.R., Varajão A.F.D.C., Braucher R., Colin F., Nalini Jr H. A. 2009. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (¹⁰Be) e da Pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **33**:1409-1425.
- Varnes D.J. 1978. Slope movement types and processes. In: Schuster R.L., Krizek R.J. (eds) *Landslides, analysis and control*, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC, p. 11–33.
- Viana C.S. & Galvão T.C.B. 2003. Erosion hazards index for lateritic soils. *Natural Hazards Review*, **4**(2):82-89.
- Vieira N.M. 1978. *Estudo geomorfológico das boçorocas de Franca*. Tese de Doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Franca. 226 p.
- Vittorini S. 1972. The effect of soil erosion in an experimental station in the Pliocene clay of the Val d’Era (Tuscany) and its influence on the evolution of the slopes. *Acta Geographica Debrecina*, **10**:71–81.
- Wang G., Wu B., Zhang L., Jiang H., Xu Z. 2014. Role of soil erodibility in affecting available nitrogen and phosphorus losses under simulated rainfall. *Journal of Hydrology*, **514**:180-191.
- Wang J., Zhong L., Zhao W., Ying L. 2018. The influence of rainfall and land use patterns on soil erosion in multi-scale watersheds: A case study in the hilly and gully area on the Loess Plateau, China. *Journal of Geographical Sciences*. **28**:1415-1426.
- Wang Q., Wang D., Huang Y., Wang Z., Zhang L., Guo Q., Chen Wei, Chen Wengang, Sang M., 2015. Landslide susceptibility mapping based on selected optimal combination of landslide predisposing factors in a large catchment. *Sustain.* **7**(12):16653–16669.
- Wang W., Yin S., Xie Y., Liu B., Liu Y. 2016. Effects of four storm patterns on soil loss from five soils under natural rainfall. *Catena*, **141**:56-65.
- Webb G.I. 2017. Naïve Bayes. In: Sammut C., Webb G.I. (eds.) *Encyclopedia of Machine Learning and Data Mining*. Springer, Boston, p. 894-896.
- Webb R. H. & Hereford R. 2001. Floods and geomorphic change in the southwestern United States: an historical perspective. In: Proc. Seventh Federal Interagency Sedimentation Conf., Reno, Nevada, USA, IV30–IV37.
- Wells N.A. & Andriamihaja B. 1993. The initiation and growth of gullies in Madagascar: are humans to blame? *Geomorphology*, **8**(1):1–46.
- Wemple B.C., Jones J.A., Grant G.E. 1996. Channel network extension by logging roads in two basins, western Cascades. *Water Resources Bulletin*, **32**(6):1195-1207.
- Westen C.J.van. 1993. Application of geographic information systems to landslide hazard zonation. PhD Thesis, University of Twente, 245 p.
- Wheaton J.M., Brasington J., Darby S.E., Sear D.A. 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: Improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landforms*, **35**:136–156.
- Williams J.R. 1975. Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. In: *Present and prospective technology for predicting sediment yield and sources*. Oxford: USDA. ARS-S-40, p. 244-252.
- Williams R.D. 2012. DEMs of Difference. *Geomorphol. Tech.* **2**:1–17.

- Wischmeier W.H., Johnson C.B., Cross B.V. 1971. Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *J Soil Water Conserv*, **26**:189-93.
- Witten I.H., Frank E., Hall M.A. 2011. Data Mining: Practical Machine Learning Tools and Techniques. Morgan Kaufmann, 629p.
- Wu T.H. 1995. Slope stabilization. In: Morgan R.P.C., Rickson R.J. (eds.), *Slope stabilization and erosion control: a bioengineering approach*. London, E. and F.N. Spon, p. 221–64.
- Xu J. 2003. Sediment Flux to the Sea as Influenced by Changing Human Activities and Precipitation: Example of the Yellow River, China. *Environmental Management*, **31**(3):328-341.
- Yibeltal M., Tsunekawa A., Haregeweyn N., Adgo, E., Meshesha D.T., Masunaga T., Tsubo M., Billi P., Ebabu K., Fenta A.A., Berihun M.L. 2019. Morphological characteristics and topographic thresholds of gullies in different agro-ecological environments. *Geomorphology*, **341**:15-27.
- Yilmaz I. 2009. Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: A case study from Kat landslides (Tokat-Turkey). *Comput. Geosci.*, **35**:1125–1138.
- Yoder R.E. 1936. A Direct Method of Aggregate Analysis of Soils and a Study of the Physical Nature of Erosion Losses. *Agronomy Journal*, **28**:337-351.
- Yoo K., Amundson R., Heimsath A.M., Dietrich W.M. 2006. Spatial patterns of soil organic carbon on hillslopes: integrating geomorphic processes and biological C cycle. *Geoderma*, **130**:47–65.
- Zachar D. 1982. *Soil erosion. Developments in Soil Science*. Amsterdam, Elsevier Scientific, 547 p.
- Zernitz E.R. 1932. Drainage patterns and their significance. *J. Geology*, **40**:498-521.
- Zhang Z. 2018. *Multivariate Time Series Analysis in Climate and Environmental Research*. Springer, 287 p.
- Zhao G., Pang B., Xu Z., Yue J., Tu T. 2018. Mapping flood susceptibility in mountainous areas on a national scale in China. *Science of the Total Environment*, **615**:1133-1142.
- Zhao J., Vanmaercke M., Chen L., Govers G. 2016. Vegetation cover and topography rather than human disturbance control gully density and sediment production on the Chinese Loess Plateau. *Geomorphology*, **274**:92–105.
- Zorn M., Komac B. 2013. Erosivity. In: Bobrowsky P.T. (eds.) *Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht. p. 289-290. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4399-4_121.

Apêndices

APÊNDICE 1

Classificação simplificada dos litotipos.

Litologia conforme Fonseca (2014)	Litologia simplificada
Arenito e siltito arcoseanos verde e marrom	Arenito e Siltito (NPs)
Argilito e siltito ardorianos, marga, lentes de calcário	Pelito (NPmsl)
Siltito e arenito fino predominantes, folhelho, lentes carbonáticas	
Calcário calcítico predominante, calcilito	Calcário (NPl)
Calcários calcítico e dolomítico ricos em estruturas sedimentares	
Filito quartzoso e/ou grafítico com intercalações de metarenito e metaconglomerado	Filito (PPph)
Metasiltito, Filito	
Filito quartzoso e/ou grafítico, formação ferrífera bandada com intercalações de metarenito e metaconglomerado. Quartzito, filito hematítico, dependendo do fácies. Duvidosamente sills de xistos verdes, metarriolito, filito hematítico	
Granito, granodiorito	Granitoide (PPg)
Granitoides potássicos intrusivos em gnaiss TTG	
Granodiorito a granito, eventualmente tonalito	
Itabirito, dolomito	Itabirito (PPbif)
Ortognaisse bandado tonalítico a granodiorítico	Gnaiss (Attg)
Ortognaisse granítico	
Ortognaisse tonalítico a granítico	
Ortognaisse tonalítico predominante	
Biotita gnaiss quartzoso, micaxistos e quartzito feldspáticos, com intercalações de anfibolito, anfibólio gnaiss, gnaiss calciossilicático, gondito e metaultramáfica, dependendo do fácies	
Ortognaises bandados tipo TTG, com intercalações de anfibolito e metaultramáfica	
Quartzito	
Quartzito com estratificação cruzada acanalada de grande porte e quartzito laminado com marcad onduladas - wave ripples	
Quartzito com metaconglomerado e filito quartzoso subordinados	
Quartzito e metaconglomerado polimítico	
Quartzito, filito, metaconglomerado	
Fosforito, Quartzito	
Quartzito, quartzo xisto	
Metaconglomerado, quartzito, metapelito	
Sedimentos clásticos e lateríticos ferruginosos	Laterita (Qfls)
Sedimentos clásticos inconsolidados	Sedimentos clásticos inconsolidados (Qucs)
Soleiras e diques máficos - metagabro e metadiabásio	Diques Máficos (NPM)
Xisto predominante; metavulcânica máfica, formação ferrífera bandada, formações sulfetadas	Xisto (A-NPsc)
Xisto, formação ferrífera bandada, metaultramafito, metamáfica, metarcóseo, calcissilicática, quartzito, metadiamictito	
Xisto, metagrauvaca	
Rocha metaultramáfica e metamáfica tholeiíticas, metabasalto komatiítico, metavulcânica félsica, formações químico-exalativas, FFB e xisto	
Metamáficas e metaultramáficas acamadadas, com restos de ortognaisse bandado e intrusões félsicas graníticas, com predominâncias segundo a litofácies	

APÊNDICE 2

Classificação simplificada de solos. Os termos entre parêntesis se referem à classificação conforme USDA (1999).

Classificação conforme UFV <i>et al.</i> (2010)	Classificação simplificada	
Afloramento rochoso + cambissolo háplico+ neossolo litólico	Afloramento rochoso (Rock outcrop)	
Área urbana	Área urbana (Urban area)	
Cambissolo háplico	Cambissolo (Inceptisols)	
Cambissolo háplico+ neossolo litólico		
Cambissolo háplico+ argissolo vermelho-amarelo		
Cambissolo háplico		
Cambissolo háplico+ argissolo vermelho-amarelo+ latossolo vermelho-amarelo		
Cambissolo háplico+ neossolo litólico+ latossolo vermelho-amarelo		
Cambissolo háplico+ argissolo vermelho-amarelo+ neossolo litólico		
Cambissolo háplico+latossolo vermelho-amarelo+argissolo vermelho		
Cambissolo háplico cascalhento		
Cambissolo háplico cascalhento/não cascalhento		
Cambissolo háplico+ argissolo vermelho-amarelo		
Cambissolo háplico+argissolo vermelho-amarelo		
Gleissolo háplico		Gleissolo (Alfisols)
Latossolo vermelho-amarelo		Latossolo (Oxisols)
Latossolo vermelho-amarelo+ cambissolo háplico		
Latossolo vermelho-amarelo+ argissolo vermelho-amarelo		
Latossolo vermelho-amarelo+ argissolo vermelho-amarelo+ neossolo litólico		
Latossolo vermelho-amarelo+ cambissolo háplico		
Latossolo vermelho-amarelo+ latossolo amarelo		
Latossolo vermelho+ latossolo vermelho-amarelo		
Latossolo vermelho+cambissolo háplico	Argissolo (Ultisols)	
Argissolo vermelho-amarelo+ latossolo vermelho+ nitossolo vermelho		
Argissolo vermelho-amarelo+ cambissolo háplico+ neossolo litólico		
Argissolo vermelho-amarelo+ latossolo vermelho-amarelo+ cambissolo háplico		
Argissolo vermelho-amarelo+ cambissolo háplico+ afloramento rochoso	Neossolo (Entisols)	
Neossolo litólico+ cambissolo háplico+ afloramento de rocha		
Neossolo litólico+cambissolo háplico		
Neossolo litólico+ afloramento rochoso		
Neossolo litólico+ cambissolo háplico+ argissolo vermelho-amarelo		
Neossolo litólico+ neossolo litólico+ cambissolo háplico		
Neossolo quartzarênico+ cambissolo háplico+ neossolo litólico		

APÊNDICE 3

Classificação simplificada do relevo.

Classificação conforme CPRM (2010)	Classificação simplificada
Chapadas e platôs	Platôs
Planaltos baixos e platôs	
Superfícies aplainadas degradadas	
Tabuleiros	
Colinas amplas e suaves	Colinas
Colinas dissecadas e morros baixos	
Morros e serras baixas	
Domínio montanhoso	Domínio montanhoso
Escarpas serranas	Escarpas Serranas
Inselbergs	Inselbergs
Planícies fluviais ou fluvio-lacustres	Planícies fluviais ou fluvio-lacustres
Degraus estruturais e rebordos erosivos	Degraus estruturais e rebordos erosivos

APÊNDICE 4

Hiperparâmetros utilizados na configuração dos algoritmos empregados na construção do modelo preditivo.

Algoritmo	Hiperparâmetro	Descrição	Valor
Floresta Aleatória	Número de árvores	Especifica o número de árvores de decisão incluídas na floresta	500
	Número de atributos em cada divisão	Especifica quantos atributos serão levados em consideração em cada nó. Caso não seja especificado, este número é igual à raiz quadrada do número de variáveis utilizadas no modelo	$\sqrt{15}$
	Balanceamento de classe	Atribui pesos inversamente proporcionais à frequência de cada classe	Desabilitado
	Limiar de profundidade de cada árvore	Define o limiar de crescimento de cada árvore	Desabilitado
	Não dividir subconjuntos menores que	Seleciona o tamanho do menor subconjunto que pode ser dividido	5
Regressão logística	Tipo de regularização	Detecta a presença de múltiplas características altamente correlacionadas e seleciona apenas uma delas (Lasso) ou imputa coeficientes similares à características correlatas (Ridge)	Lasso
Naive Bayes	Peso da função custo	Seleciona o peso da função custo	1
	Número de compartimentos	Discretiza valores numéricos com frequência igual	4

APÊNDICE 4

Continuação.

Algoritmo	Hiperparâmetro	Descrição	Valor
Redes Neurais Artificiais	Neurônios por camada oculta	Define o número de neurônios por camada oculta.	100
	Função de ativação de camada oculta	Garante não-linearidade na rede neural. Pode ser sigmoide, hiperbólica ou função de unidade linear retificada	Função de unidade linear retificada (ReLU)
	Solucionador	Garante a otimização do peso	Otimizador baseado em gradiente estocástico (Adam)
	Alpha	Termo de regularização	0,0001
	Max inter	Número máximo de interações entre neurônios	200


APÊNDICE 5

Algumas características dimensionais das voçorocas registradas nas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba.

		Bacia do Rio das Velhas	Bacia do Rio Paraopeba
Comprimento	Intervalo total	13,33 – 1.380,41 m	19,61 – 1652,12 m
	Média	197,82 m	228,36 m
	Intervalo 1 (< 100 m)	10%	13%
	Intervalo 2 (101 – 300 m)	48%	43%
	Intervalo 3 (301 – 500 m)	27%	30%
	Intervalo 4 (> 500 m)	15%	14%
Largura	Intervalo total	4,47 – 814,72 m	5,53 – 748,27 m
	Média	264,38 m	245,22 m
	Intervalo 1 (< 100 m)	20%	25%
	Intervalo 2 (101– 300 m)	62%	58%
	Intervalo 3 (> 300 m)	18%	17%

APÊNDICE 6


Geomorphology 402 (2022) 108159




Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.journals.elsevier.com/geomorphology





Assessing gully erosion susceptibility and its conditioning factors in southeastern Brazil using machine learning algorithms and bivariate statistical methods: A regional approach

Julio Cesar Lana ^{a,b,*}, Paulo de Tarso Amorim Castro ^b, Cláudio Eduardo Lana ^b

^a Geological Survey of Brazil, Avenida Brasil, 1731, Funcionários, 30140-002 Belo Horizonte, MG, Brazil
^b Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Campus Universitário Morro do Cruzeiro, s/n, 35400-000 Ouro Preto, MG, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:
 Gully
 Soil erosion
 Susceptibility
 Machine learning

ABSTRACT

Despite being a very common phenomenon worldwide, in Brazil, the factors and mechanisms that control gully erosion on a regional scale are still little known, which leads to the neglect of this environmental hazard by territorial and environmental management policies. In order to reducing this gap, we explored the potential of four common supervised machine learning algorithms, named random forest (RF), logistic regression (LR), naïve Bayes (NB) and artificial neural network (ANN) to produce gully erosion susceptibility models for two gullied watersheds, located in the state of Minas Gerais, southeastern Brazil. The modeling was based on the construction of a solid gully inventory and a database consisting of fifteen geo-environmental factors (GEF), whose influence was determined from the information gain ratio (IGR) and two bivariate statistical methods, named frequency ratio (FR) and modified information value (MIV). The predictive performance of the models was evaluated by the area under the receiver operating characteristic curve (AUC), overall accuracy (ACC) and sufficiency analysis. The results revealed that random forest achieved the highest overall performance in correct prediction of gullies and produced the most realistic gully susceptibility maps. The IGR data indicated that all GEF considered in the analysis contributed to the predictive model, although lithology, elevation and rainfall are the most influential variables. From an integrated analysis between the gully inventory, field observations, FR and MIV values, we found that gullies seem to be triggered by high annual average rainfall, but only develop where a set of specific geo-environmental conditions occur simultaneously. Finally, despite the limited land use data available, anthropogenic activities do not seem to affect the regional distribution pattern of gullies, although we have not excluded their local influence in triggering some erosive features.

1. Introduction

Soil erosion is a natural phenomenon that plays a fundamental role in the geomorphic landscape evolution (Thomas, 1994). While erosive agents such as ice and wind also initiate this process, the major land degradation cases are driven by water erosion, which is often responsible for environmental impacts such soil losses, siltation of water-courses and reservoirs, depletion of groundwater reserves, damage to urban infrastructures and destruction of croplands (Morgan, 2005).

Although there are several erosional features caused by soil erosion, permanent gully is recognized as the most severe of them (Castillo and Gómez, 2016) and is defined in this study as a channel too deep to be obliterated by usual farm tillage equipment, ranging from 0.5 to tens of

meters depth (Poesen et al., 2003). This erosive feature results from the complex interaction of a set of natural factors and processes, which can be triggered or accelerated by unsustainable human activities (Valentin et al., 2005).

In southeastern Brazil gully erosion is an important environmental threat and has been the object of numerous researches (e.g. Oliveira, 1989; Bacellar et al., 2005; Bezerra et al., 2020). Despite the valuable contribution provided by these studies, most of them restricted their investigations and conclusions to local watersheds or even to a single erosive feature. Thus, in this region there is an evident gap in terms of researches aimed at predicting gully erosion and understanding its conditioning factors at regional scales, which could provide useful information to support the sustainable territorial planning and

* Corresponding author at: Geological Survey of Brazil, Avenida Brasil, 1731, Funcionários, 30140-002 Belo Horizonte, MG, Brazil.
 E-mail address: julio.lana@cprm.gov.br (J.C. Lana).

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108159>
 Received 2 September 2021; Received in revised form 26 December 2021; Accepted 4 February 2022
 Available online 8 February 2022
 0169-555X/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

Folha de Aprovação



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
COORDENACAO DO PROGRAMA DE POS-GRADUACAO
EM EVOLUCAO CRUSTAL



FOLHA DE APROVAÇÃO

Júlio Cesar Lana

Análise multiescalar dos condicionantes da gênese e evolução de voçorocas nas bacias do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba, MG.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Ciências Naturais.

Aprovada em 15 de junho de 2022.

Membros da banca

Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro - Orientador(a) - Universidade Federal de Ouro Preto
Prof. Dr. Fernando de Moraes - Universidade Federal de Tocantins
Profa. Dra. Maria Giovana Parisi - Universidade Federal de Minas Gerais

O Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito no Repositório Institucional da UFOP em 20/06/2022.



Documento assinado eletronicamente por **Paulo de Tarso Amorim Castro, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 21/06/2022, às 08:30, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0342611** e o código CRC **47414AFC**.

Referência: Caso responda este documento, indicar expressamente o Processo nº 23109.007622/2022-70

SEI nº 0342611

R. Diogo de Vasconcelos, 122, - Bairro Pilar Ouro Preto/MG, CEP 35400-000
Telefone: (31)3559-1605 - www.ufop.br